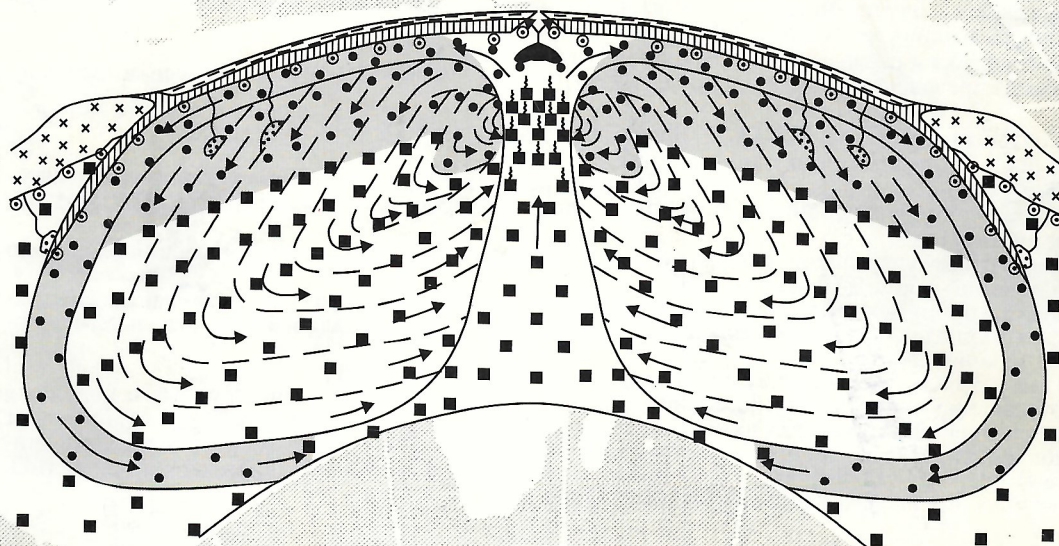




Отечественная геология



1/2006

МИНЕРАГЕНИЯ БУРАКОВСКОГО МАССИВА

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ ЮЖНОГО УРАЛА

ФЛЮИДОСИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

ИНФОРМАЦИОННОЕ ПИСЬМО № 1

Уважаемые коллеги!

Центральный научно-исследовательский институт (ЦНИГРИ) и Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнеруд) при поддержке Федерального агентства по недропользованию (Роснедра), Российского геологического общества (РосГео), Российской академии естественных наук (РАЕН) и Международной академии минеральных ресурсов (МАМР) проводят 4–6 апреля 2006 г. в Москве научно-практическую конференцию

«Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей — достижения и перспективы».

Цель конференции — повышение эффективности реализации мероприятий по воспроизводству отечественной МСБ, предусмотренных среднесрочными и долгосрочными минерально-сырьевыми программами МПР России и Роснедра.

Задачи конференции:

- обобщение передового опыта проведения ГРП по воспроизводству минерально-сырьевой базы России и приросту запасов;
- оптимизация и координация работ по научно-методическому обеспечению и сопровождению федеральных ГРП;
- разработка научно-методических основ создания альтернативных минерально-сырьевых баз за счет выявления месторождений новых и нетрадиционных типов;
- разработка и реализация инновационных технологий ГРП.

Место проведения конференции: ЦНИГРИ, Москва, 117545, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1.

Контактный телефон: 315-43-47, Факс: 315-43-47, 313-18-18.

E-mail: tsnigri@tsnigri.ru, okt@tsnigri.ru.

Для участия в конференции приглашаются представители геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий; научно-исследовательских и образовательных институтов.

Регистрация участников производится без уплаты оргвзносов и без представления тезисов по прилагаемой форме до 1 марта 2006 г.

Тексты принятых докладов, представленные на конференцию, будут опубликованы в спецвыпусках журналов «Отечественная геология» и «Руды и металлы» или в форме отдельного сборника до конца 2006 г.

Программа конференции будет сформирована до 15 марта 2006 г.

Желающие принять участие в конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей — достижения и перспективы» направляют заполненную регистрационную форму в виде attach-file (в формате MS Word) в адрес Оргкомитета (E-mail: tsnigri@tsnigri.ru, okt@tsnigri.ru) с пометкой — Регистрационная форма: Ф.И.О. участника или по факсу (495) 315-43-47, 313-18-18.

Регистрационная форма участника

Ф.И.О.			
Дата рождения			
Ученая степень, ученое звание	Должность		
Название организации (полное и сокращенное)			
Адрес организации	Почтовый индекс	Город	
	Улица	Дом	
Контакты	Телефон ()	Факс ()	E-mail
Название доклада			
Авторы доклада			

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2006

Учредители:

Министерство природных
ресурсов Российской Федерации
Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *В.С.Быкадоров*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *А.Н.Золотов*, *М.М.Константинов*,
Т.Н.Корень, *Л.И.Красный*, *Н.К.Курбанов*,
Н.В.Межеловский, *И.Ф.Мигачев*, *Е.И.Семенов*,
В.С.Сурков, *Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

<i>Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н.</i> Геохимия и минералогия Бураковского расслоенного ин- трузива	3
<i>Арифуров Ч.Х., Плугин Д.В., Черноярков В.Г., Овсянников М.П., Арсентьева И.В., Щербакова А.В.</i> Золоторудные месторождения «черносланцевого» типа на Южном Урале и закономерности их размещения	13
<i>Ишуклова Л.П.</i> Перспективы расширения минерально-сырьевой базы ура- на на юго-востоке Читинской области	22
<i>Литвиненко И.С.</i> Возраст древней россыпи р.Большой Кураны	30

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

<i>Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П.</i> Некоторые геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород венда Западного склона Среднего Ура- ла и палеогеохимические реконструкции	34
---	----

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

<i>Вартанян Г.С.</i> Эндодренажная система Земли и сейсмичность: перспек- тивы мониторинга	41
--	----

ДИСКУССИИ

<i>Лихачев А.П.</i> Определяющая роль воды в формировании и эволюции Земли	53
<i>Репин А.Г.</i> Флюидосети	63
<i>Иванов В.В., Гулиев И.С.</i> Подземные массообмен и превращения: распознавание и перспективы использования	65
<i>Зейлик Б.С., Кузовков Г.Н.</i> Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Зем- ли для сохранения жизни на планете	78
<i>Багдасаров Ю.А.</i> О «новом типе» карбонатитоподобных пород и границах термина «карбонатит»	83
70-летие Виктора Ивановича Старостина	86
75-летие Сергея Сергеевича Бондаренко	87

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

<i>Строев П.А., Грушинский А.Н.</i> Седьмые геофизические чтения имени В.В.Федынского	88
Памяти Виктора Андреевича Ярмолюка	

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 25.01.2006. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Геохимия и минерогения Бураковского расслоенного интрузива

М.М.ЛАВРОВ, А.И.ГОЛУБЕВ, Н.Н.ТРОФИМОВ (Институт геологии Карельского НЦ РАН)

В данной статье на материале личных исследований рассматриваются главные закономерности поведения химических элементов в процессе кристаллизации и формирования петрологически единого ряда дифференциатов Бураковского расслоенного интрузива, а также освещаются вопросы рудоносности и прогнозной оценки интрузива на хром, медно-никелевую и благороднометаллическую минерализации. Материалы по геологии и петрологии интрузива были опубликованы авторами ранее [7]. Расслоенная серия интрузива расчленяется на пять зон (табл. 1).

Ультрабазиты основания и габброидные зоны верхней части разреза относительно однородны по составу и строению. Однако переходная зона, расположенная между ними, отличается контрастной макро- и микроритмической расслоенностью. В эрозионном срезе ультрабазиты слагают восточную часть массива — Аганозерский блок, пограничную с ним часть Шалозерского блока и продолжают на юго-запад узкой полосой по южному краю Бураковского блока. Соответственно габброидные дифференциаты преобладают в западной и северо-западной частях массива. Мощность ультрабазитов в Аганозерском блоке не менее 3 км. Из них 2,6 км приходится на дуниты (оливин Fo₈₅₋₉₀) и аподунитовые серпентиниты (ДП), ~0,4 км — на серпентинизированные дуниты, лерцолиты и верлиты (ПП). В объеме интрузива ультрабазиты могут составлять по разным вариантам реконструкции камеры и глубинного разреза 23—33%, что даже при минимальном значении свидетельствует о высокой магнезиальности первичного магматического расплава. Средневзвешенный состав интрузива (табл. 2) по содержанию главных компонентов близок раннепротерозойским коматитовым базальтам палеорифта Ветренного Пояса и не имеет принци-

пиальных различий с составами одновозрастных расслоенных и дифференцированных интрузивов Карелии [9].

Существенно расходятся с расчетным средним составом интрузива составы закаленных зон по более высокому содержанию Si, Al, K, Na и низкому Mg. Составы мелкозернистых габброноритов (табл. 3) из контакта перидотитовой подзоны с вмещающими тоналитами и габбронорита из контакта габбровой зоны близки базальтам. Однако сравнение их с составами главных дифференциатов убеждает в низком потенциале магния, недостаточном для формирования 3 км толщи высокомагнезиальных кумулатов (см. табл. 2, 3) и обеспечения адкумулятивной докристаллизации оливиновых примокристов до почти полного заполнения порового пространства. Формирование расслоенной серии на всем пути от образования дунитов до магнетитовых габбродиоритов сопровождается последовательным изменением химического состава: вверх по разрезу последовательно снижается содержание Mg, Ni, Cr, Co и возрастают Ti, P, V, Cu, Sr, Rb, Li, Cs (см. табл. 2). Подобное поведение характерно также Si, K и Na с тем отличием, что в завершающих разрез магнетитовых габбродиоритах их количество уменьшается. В габброидном ряду (ГЗ-1 — МГ-3) Rb/Sr уменьшается. Сумма железа в ранних дифференциатах высокая и снижается, а в поздних — возрастает, но коэффициент железистости вверх по разрезу растет непрерывно [7]. Распределение редкоземельных элементов в Бураковском интрузиве характеризуется ростом уровня фракционирования элементов от тяжелых к легким и от ранних дунитовых дифференциатов к поздним габброидным. Отмечается устойчивое повышение суммарного содержания редкоземельных элементов вверх по разрезу интрузива. Наиболее высокой концентрацией этих элементов отличаются габбронориты зоны закалки. Линии нор-

1. Схема расчленения расслоенной серии Бураковского интрузива

Зона; мощность, м	Подзона	Породы
Магнетитовых габбро-диоритов (МГЗ); 600	—	Титаномагнетитовые феррогаббродиориты, габбродиориты
Габбровая (ГЗ); 1250	ГЗ-2 ГЗ-1	Гиперстеновые габбро(пижонитинвертированные)
Габброноритовая (ГНЗ); 650	—	Габбронориты, прослои пироксенитов, анортозитов
Переходная (ПЗ); 400	ПЗ-4	Полосчатая 4 (анортозиты, вебстериты, габбронориты)
	ПЗ-3	Вебстеритовая (перидотиты, бронзититы, вебстериты)
	ПЗ-2	Полосчатая 2 (анортозиты, габбронориты, вебстериты)
	ПЗ-1	Клинопироксенитовая (перидотиты, пироксениты)
Ультрабазитовая (УЗ); 3000	ПП	Перидотитовая (перидотиты, серпентиниты, хромититы)
	ДП	Дунитовая (дуниты, серпентиниты)

мированных содержаний рассматриваемых элементов ультрабазитовых дифференциатов имеют пологий наклон ($La/Yb=2,6-4,2$). Спектр распределения их в габброидах характеризуется относительно выдержанным трендом ($La/Yb=6,9-7,6$) с невысокой европиевой аномалией (рис. 1) [9]. Тенденция рассмотренного распределения элементов от ранних к поздним стадиям эволюции интрузива прямо согласуется с последовательным изменением состава минералов в процессе фракционной кристаллизации. В оливинах, ортопироксенах и клинопироксенах устанавливается четкая корреляционная связь между содержанием Cr, Ni, Co, Cu и

железистостью (табл. 4). В наибольшем количестве в оливине присутствуют Ni и Co, в клинопироксене — Cr и Cu. Концентрация этих элементов в ортопироксене промежуточная. С последовательным ростом железности указанных минералов вверх по разрезу содержание в них Cr и Ni резко снижается, а концентрация Co и Cu возрастает. Высокое содержание Ni в оливине определяет его высокое содержание в дунитах — 0,526% (0,469—0,625) и серпентинитах — 0,385% (см. табл. 3). Среднее содержание в интрузиве S 0,05%. По разрезу ее количество скачкообразно меняется от 0,04 в ультрабазитовой зоне до 0,08% в магнетит-габброидо-

2. Составы зон и средневзвешенный состав Бураковского интрузива (в %)

Компоненты	Зоны (число анализов)								
	Среднее по УЗ(99)	УЗ-ДП (74)	УЗ-ПП (25)	ПЗ (56)	ГНЗ (33)	ГЗ-1 (22)	ГЗ-2 (42)	МГЗ (56)	Среднее (308)
SiO ₂	34,56	34,60	34,28	50,36	52,89	53,74	54,69	49,97	48,37
TiO ₂	0,07	0,06	0,12	0,22	0,23	0,27	0,46	1,65	0,49
Al ₂ O ₃	0,40	0,31	1,10	6,92	16,74	16,88	16,61	15,25	11,92
Fe ₂ O ₃	6,72	6,55	8,07	2,06	1,12	1,34	1,65	4,85	3,29
FeO	4,42	4,53	3,56	5,69	4,62	5,87	6,88	9,68	6,17
MnO	0,144	0,143	0,156	0,181	0,134	0,137	0,137	0,155	0,145
MgO	39,03	39,58	34,73	17,38	8,70	7,22	5,34	4,65	14,87
CaO	0,41	0,30	1,24	12,14	11,34	9,77	8,55	8,16	7,52
Na ₂ O	0,04	0,04	0,06	1,19	2,76	3,27	3,71	3,68	2,43
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,13	0,30	0,42	0,70	0,55	0,36
H ₂ O	1,03	0,99	1,30	0,29	0,18	0,13	0,13	0,13	0,36
п.п.п.	12,49	12,27	14,16	3,05	0,87	0,77	0,94	1,02	3,76
P ₂ O ₅	0,047	0,048	0,038	0,048	0,055	0,057	0,095	0,082	0,064
Cr ₂ O ₃	0,192	0,102	0,892	0,352	0,030	0,013	0,012	0,014	0,115
V ₂ O ₅	0,010	0,009	0,021	0,021	0,025	0,025	0,032	0,129	0,041
CoO	0,021	0,021	0,020	0,010	0,008	0,008	0,007	0,011	0,012
NiO	0,411	0,420	0,343	0,102	0,030	0,022	0,014	0,014	0,117
CuO	0,002	0,002	0,003	0,038	0,008	0,029	0,034	0,044	0,024
ZnO	0,010	0,010	0,007	0,007	0,005	0,008	0,008	0,010	0,008
Li ₂ O	0,0005	0,0005	0,0006	0,0010	0,0011	0,0021	0,0023	0,0021	0,0015
Rb ₂ O	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0008	0,0032	0,0024	0,0020	0,0016
Cs ₂ O	0,0003	0,0003	0,0003	0,0004	0,0004	0,0006	0,0003	0,0007	0,0005
Сумма	100,03	100,01	100,13	100,19	100,05	99,98	100,00	100,05	100,07
S	0,04	0,03	0,09	0,07	0,02	0,05	0,05	0,08	0,05
BaO	0,009	0,009	0,010	0,005	0,013	0,03	0,036	0,027	0,021
SrO	0,004	0,004	0,002	0,016	0,042	0,043	0,046	0,045	0,033
F	—	21,9	25,2	30,8	39,8	50,0	61,5	75,8	—

Примечание. 1. $F=100(FeO+Fe_2O_3)/FeO+Fe_2O_3+MgO$. 2. Анализы химической лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

3. Химический и нормативный составы габброноритов закаленных зон и средние составы дунитов и серпентинитов Агаозерского блока

Компоненты	Габбронориты				Агаозерский блок	
	Скважина; глубина, м				Аподунитовые серпентиниты*	Дуниты**
	28а; 202	28а; 205	9ЕГ;442,4	9ЕГ;444,3		
SiO ₂	51,72	53,42	57,52	59,02	32,88	38,68
TiO ₂	0,30	0,19	0,61	0,29	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	15,77	16,11	12,95	12,72	0,16	0,55
Fe ₂ O ₃	1,05	0,90	1,29	1,02	7,92	2,42
FeO	8,05	7,47	6,04	6,46	2,55	9,19
MnO	0,164	0,132	0,13	0,14	0,144	0,129
MgO	7,06	8,97	7,59	6,52	38,44	43,32
CaO	11,08	7,50	9,10	8,11	0,18	0,54
Na ₂ O	3,00	3,18	2,69	2,75	0,03	0,06
K ₂ O	0,16	0,27	1,25	1,58	0,01	0,03
H ₂ O	0,11	0,26	0,27	0,24	1,23	0,34
п.п.п.	1,06	1,45	0,71	0,94	15,77	3,97
P ₂ O ₅	0,25	0,11	0,03	—	0,042	0,05
Cr ₂ O ₃	0,065	0,031	0,104	0,080	0,101	0,091
tV ₂ O ₅	0,05	0,022	0,064	0,050	0,007	0,009
CoO	0,008	0,010	0,010	0,010	0,020	0,022
NiO	0,123	0,025	0,027	0,021	0,385	0,526
CuO	0,321	0,008	0,010	0 012	0,002	0,002
ZnO	0,009	0,008	0,009	0,009	0,011	0,009
toLi ₂ O	0,0014	0,0018	0,0051	0,0049	0,0003	0,0007
Rb ₂ O	0,0004	0,0009	0,0052	0,0076	0,0002	0,0002
Cs ₂ O	0,0002	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003
Сумма	100,34	100,06	100,41	99,98	99,95	100,02
S	0,65	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
Q	0,34	0,61	8,05	10,44	—	—
Pl	77,18	52,43	39,37	38,58	—	—
Di	9,29	7,31	23,12	20,84	—	—
Hy	7,97	36,78	20,52	20,13	—	—
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—
Mt	0,74	0,72	1,01	0,81	—	—
ilm	0,28	0,3	0,96	0,46	—	—

Примечание. Анализы химической лаборатории ИГ КНЦ РАН.

*54 анализа (скважины 2, 3, 13 Г, 16 Г, 20, 72).

**16 анализов (скв. 20, интервал 919—1580 м) [7].

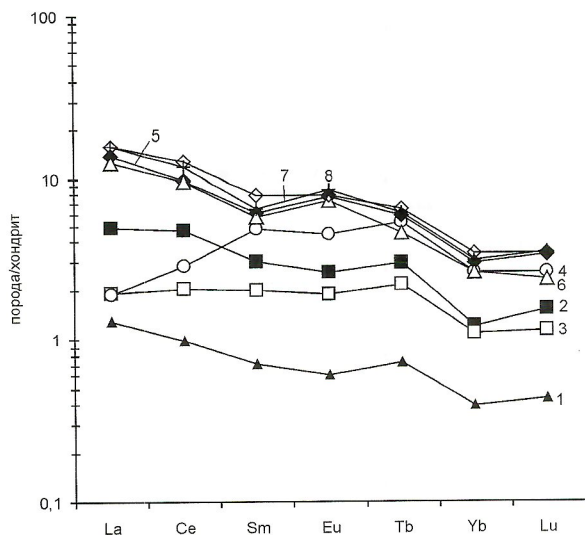


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в породах Бураковского интрузива:

ультраосновная зона: 1 — дунит, (скв. 20/1300), 2 — апоперидотитовый серпентинит (К 1/1-8), 3 — хромитит (ГХГ), 4 — клинопироксенит (ПЗ-1), 5 — габбронорит (ГНЗ); скв.18/108), 6 — габбронорит (ГЗ-1; скв.50/48.9), 7 — габбродиорит (МГЗ; скв.4Е/138,5), 8 — габбронорит зоны закалки (скв.28а /201.8)

ритовой. Максимумы содержания приходятся на переходную зону, с формированием которой связано первое отделение сульфидных капель в расслоенной серии, и зону магнетитовых габбро-диоритов с повышенным количеством халькопирита и пирита.

В Бураковском интрузиве присутствуют все типичные для расслоенных массивов рудные ассоциации: хромовая, железо-титан-ванадиевая, медно-никелевая и золото-платинометаллическая. В настоящее время ведущими по состоянию изученности и практическому интересу выступают хромовая и благороднометаллическая.

Хром. В расслоенной серии интрузива хромиты присутствуют повсеместно в ультрабазитовых дифференциатах и спорадически в переходной и габброноритовой зонах. В дунитовой подзоне они представлены акцессорной мелкой вкрапленностью. На отдельных интервалах их содержание достигает 0,5—1%. В подзоне пойкилитовых перидотитов на уровне верхних 200 м количество хромита возрастает до 2—4% и более. К этой части разреза приурочены все обнаруженные слои вкрапленных и массивных хромититов, наиболее мощный из них — Главный хромитовый горизонт [5], расположен непосредственно в кровле перидотитовой подзоны. Ниже по разрезу на 125 и 165 м находятся Якозерские хромититовые слои мощностью 12—87 см (рис. 2). Вероятно, к этому же уровню разреза принадлежат 7 слоев мощностью 0,5—30 см, вскрытые скв. 84 на юго-востоке Шалозерского блока. В переходной и габброноритовой зонах хромиты встречаются на единичных коротких интервалах в виде неравномерно рассеянных мелких 0,08—0,6 мм идиоморфных включений в пироксенах. Количество хромита от единичных зерен до 1,5% и редко в мелких скоплениях до 3—4%. В части этих зерен наблюдаются магнетитовые каемки и срастания с ильменитом.

Главный хромитовый горизонт представляет собой выдержанный стратиформный пласт мощностью 1,5—5,5 м. Границы пласта относительно резкие, хотя в кровле и подошве на расстоянии первых десятков сантиметров содер-

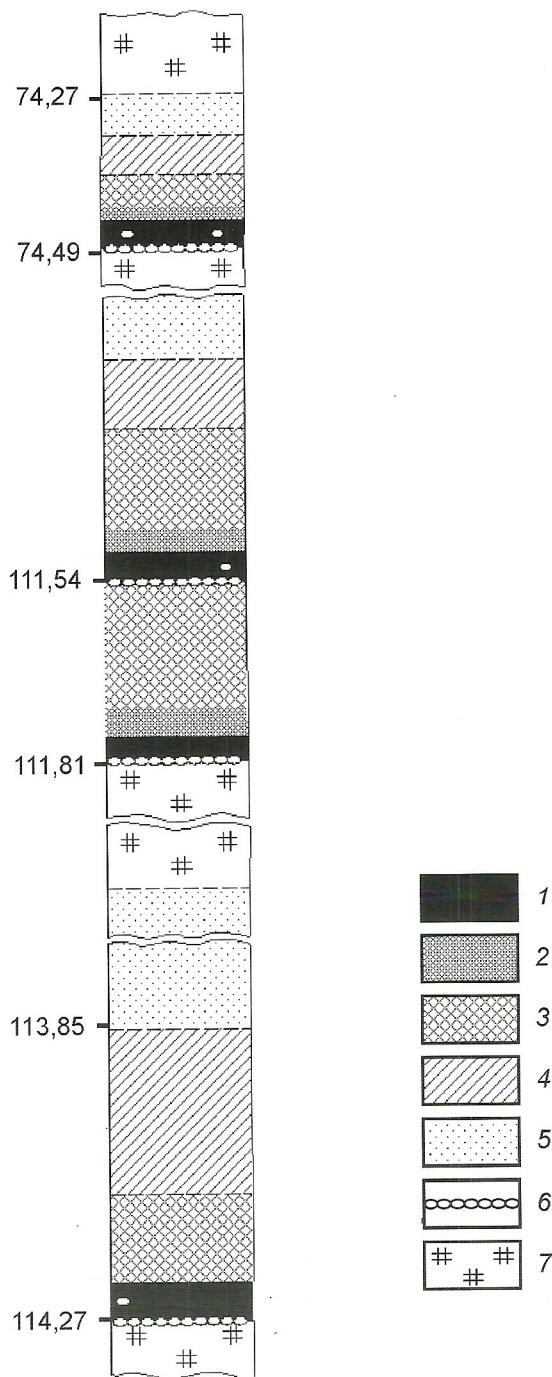


Рис. 2. Ритмическая расслоенность хромитсодержащих дунитов и хромититов Якозерских слоев:

содержание хромита в скв. 15 (в %): 1 — 90—80, 2 — 60—30, 3 — 30—20, 4 — 20—10, 5 — 10—5; 6 — слойки и отдельные зерна оливина; 7 — пироксенсодержащий дунит

жание хромшпинелидов нарастает от 1 до 15%. В Аганозерском блоке форма пласта вогнутая с глубиной погружения в центре 680 м и площадью по овалному выходу под четвертичный покров около 8×3 км. В юго-западном направлении он переходит на Шалозерский блок, где прослеживается в крыльях погружающейся на юго-запад Шалозерско-Бураковской корытообразной структуры [7]. Строение горизонта ритмично-слоистое. В переслаивании участвуют слои оливинового и хромитового составов и слои с их различным соотношением. Мощность слоев от нескольких миллиметров до 2—6 см и более. Содержание хромита от 4—10 в краях до 40—60% в срединной части и до 80% в маломощных слоях густовкрапленных и сплошных хромититов. В целом рудный горизонт состоит из хромитового перидотита с переменным содержанием серпентинизированного оливина, пироксена и хромита. Оливин и хромит представляют кумулятивную матрицу. Авгит и бронзит (10—60%) образуют 0,5—5-см овалыные ойкокристаллы, 45—55% объема которых составляют включения оливина и хромита. На всем интервале распространения аксессуарные и рудообразующие хромиты характеризуются одними и теми же морфогенетическими типами. По этапности кристаллизации, фиксируемой выделением оливина и пироксена, хромиты разделяются на три разновидности: 1) тонкие 0,03—0,05 мм идиоморфные единич-

ные включения в оливине; 2) мелкие 0,04—0,15 мм многочисленные равномернорассеянные октаэдрического габитуса кристаллы, включенные в ойкокристаллы пироксена; 3) завершение кристаллизации. По существу, он представляет неэкрапированные пироксеном хромиты второй разновидности, продолжавшие адкумулятивно расти в интерстициях между ойкокристаллами. В мелких интерстициях они образовывали крупные кристаллы неправильной формы, а в крупных формировали кустовидные гнезда, линзы, состоящие из агрегата 1—3 мм полигональных зерен, сохраняющих нередко кристаллографические очертания. Для них типична плотная упаковка зерен в центральной части и постепенный переход в краях во вкрапленную форму. При этом уменьшается размер зерен и повышается их идиоморфизм. В целом хромиты третьей разновидности в Главном хромитовом горизонте образуют сложную гнездово-полосчатую текстуру, согласную общей слоистости горизонта. Адкумулатное дорастание эвгедральных зерен хромита наблюдается по всему разрезу ультрабазитовой зоны как среди аксессуарных, так и рудообразующих. В Главном хромитовом горизонте, Якозерских и других слоях на интервалах с небольшим содержанием или отсутствием ойкокристаллов пироксена кумулатные зерна хромита второй разновидности проходили стадию полного адкумулатного дорастания с образованием густовкрап-

4. Средние содержания малых элементов в минералах Бураковского интрузива (в г/т)

Зоны	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Железистость
<i>Оливин</i>								
ГНЗ	108*	204*	0		1948*		394*	Fa _{21,9}
ПЗ	300	123	75	220	2671	8	98	Fa _{19,7—21,7}
УЗ ПП	6	341	164	197	4039	8	32	Fa _{11,2—13,9}
УЗ ДП	21	22	123	191	3796	10	80	Fa _{9,1—13,9}
<i>Ортопироксен</i>								
МГЗ	1409	115	4	193	59	88	201	Fs _{47,4—64,5}
ГЗ-2	1619	140	0	177	287	60	235	Fs _{41,4—45,7}
ГЗ-1	2020	196	43	152	374	75	179	Fs _{36,9—38,4}
ГНЗ	1634	129	233	139	668	29	131	Fs _{21,4—26,0}
ПЗ	1070	208	1976	128	829	24	178	Fs _{17,3—21,8}
<i>Клинопироксен</i>								
МГЗ	2399	270	0	146	140	308	92	F=35,3—44,4
ГЗ-2	2623	375	0	103	220	100	96	F=33,3—36,4
ГЗ-1	2998	446	53	87	270	96	64	F=28,7—32,6
ГНЗ	2818	175	306	79	453	35	92	F=18,7—21,9
ПЗ	1918	459	3891	79	520	26	56	F=14,1—19,5
УЗ ПП	1439	351	7363	88	506	29	73	F=8,7—14,3
УЗ ДП	3507*	279*	9613*		612*		243*	F=7,2—9,5

Примечание. 1. Химический и атомно-абсорбционный анализы лаборатории ИГ КНЦ РАН; 2. F=100 (Fe²⁺+Fe³⁺+Mn)/Fe²⁺+Fe³⁺+Mn+Mg. *рентгено-спектральный анализ.

ленных и сплошных хромитов. Различные по форме выделения разновидности хромитов не зональны и имеют близкие составы. По разрезу снизу вверх на всем интервале распространения в них уменьшается содержание Cr и увеличивается Fe, Ti, V (таблицы 5, 6). Акцессорные хромиты дунитовой подзоны отличаются наибольшим содержанием глинозема и наиболее низким Fe и Ni. Хромиты переходной зоны — пироксениты кровли Главного хромитового горизонта (ПЗ-1) и горизонта ультрабазитов (ПЗ-3) отличаются от рассмотренных ультрабазитовой зоны высоким содержанием Fe, Ti, V и низким Cr и Mg. Хромиты ультрабазитов краевой зоны интрузива (скважины 67 и 37, Шалозерский блок), близкие по уровню залегания Аганозерскому Главного хромитового горизонта и Якозерским слоям, существенно отличаются от них высоким содержанием Fe, низким Cr (см. табл. 6) и появлением магнетитовых каемок. По составу они ближе хромитам ПЗ-1 и ПЗ-3. По классификации Н.В.Павлова, хромиты ультрабазитовой зоны относятся к субферриаломохромиту, а хромиты переходной зоны — к ферриаломохромиту. Главный хромитовый горизонт — основа промышленно-перспективной хромитоносности интрузива. В настоящее время он хорошо изучен и опоискован в Аганозерском блоке и представляет собой Аганозерское месторождение. Руды месторождения по текстурным особенностям и составу

близки хромитам Стиллиутерского и Буш-вельдского интрузивов. Они среднехромистые, с повышенной железистостью, невысокой глиноземистостью и магнезиальностью, содержат повышенные количества Ti, V и в качестве примесных компонентов — платиноиды.

Медь, никель. Медно-никелевые сульфиды в интрузиве не образуют крупных скоплений. Они присутствуют в верхней части разреза выше ультрабазитовой зоны в форме рассеянной мелкой вкрапленности и отдельных слоев обогащения с содержанием от долей процента до 5% редко. Наибольшие концентрации встречаются в эндоконтактной зоне, в породах переходной и габброидных зонах.

Состав минеральных ассоциаций сульфидов закономерно изменяется по разрезу от халькопирит-пентландитовой в ультрабазитовой зоне и пентландит-халькопирит-пирротиновой в переходной к пирит-пентландит-халькопирит-пирротиновой в габбро-норитовой и до пирротин-халькопиритовой и халькопиритовой в зонах габбровой и магнетитовых габбро-диоритов. Соответственно эволюционирование составов сульфидов шло в направлении смены никелевых фаз медистыми. Наиболее «богатые» и высокосернистые сульфидные ассоциации сформировались в верхней части ритмично-расслоенного интервала переходной зоны и в основании габброноритовой. Анализ состава парагенетических ассоциаций сульфидов приводит к выводу о низкой концен-

5. Состав хромитов по разрезу расслоенной серии (в %)

Компоненты	Зона, подзона								
	Ультрабазитовая, дунитовая		Ультрабазитовая, перидотитовая		Переходная, ПЗ-1		Переходная, ПЗ-3		Ультрабазитовая, ПП
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	—	—	2,11	1,06	1,50	0,57	2,00	2,28	2,10
TiO ₂	0,819	0,703	0,72	1,25	1,25	1,75	1,30	3,01	1,38
Al ₂ O ₃	15,825	13,252	7,40	9,41	9,86	10,71	15,66	9,62	13,34
Cr ₂ O ₃	49,206	52,241	49,62	49,56	49,24	44,42	38,53	31,50	41,62
Fe ₂ O ₃	—	—	9,36	7,80	6,24	11,76	14,79	20,06	13,75
FeO	20,501	22,664	19,60	22,67	21,33	21,84	18,78	28,94	19,45
MnO	0,622	0,683	0,233	—	0,216	—	0,280	0,383	0,30
MgO	11,192	8,612	9,97	7,65	9,64	8,10	7,68	3,66	7,19
CaO	—	—	0,00	0,08	0,02	0,40	0,10	0,00	0,130
V ₂ O ₅	0,251	0,263	—	0,197	0,227	0,272	0,270	0,420	0,181
CoO	—	—	0,049	0,049	0,038	0,040	0,063	0,055	0,067
NiO	0,144	0,141	0,217	0,165	0,194	0,184	0,220	0,297	0,225
CuO	—	—	0,004	0,000	0,003	0,000	0,008	0,003	0,009
ZnO	0,311	0,293	0,080	0,094	0,068	0,089	0,128	0,121	0,116
Сумма	98,87	98,85	99,36	99,63	99,83	100,14	99,81	100,35	99,86

Примечание. Акцессорные хромиты: 1 — скв. 13Г/218,1; 2 — скв. 13Г/75,2; 3 — Якозерский хромит скв. 15/111,8; 4 — вкрапленный хромит, подошва Главного хромитового горизонта, К1/14; 5 — средний состав хромитов Главного хромитового горизонта (7 ан.); 6 — гнездово-вкрапленный хромит кровли Главного хромитового горизонта, клинопироксенитовая подзона, К1/32-35; вкрапленный хромит, верлитовая подзона: 7 — скв. 22Г/249,3; 8 — скв. 68/363; 9 — хромит краевой зоны (скважины 37, 67), среднее из 5 [9]; 1, 2 — микронзондовые определения, 3—9 — химические анализы монофракций, лаборатория ИГ КНЦ РАН.

6. Состав хромитов Главного хромитового горизонта Аганозерского блока (в %)

Компоненты	Разрез по канаве 1, обнажение 984 (снизу вверх)							Нижняя часть продуктивного интервала, скв. 68; глубина, м	
	K1/20-1	K1/19-1	K1/18-1	K1/16	984	K1/24-25	K1/29-31	679	679,5
SiO ₂	1,76	1,97	1,93	0,56	1,68	1,42	1,16	1,30	1,36
TiO ₂	1,01	1,13	1,16	1,40	1,16	1,40	1,50	1,03	0,95
Al ₂ O ₃	11,19	10,45	9,06	9,00	10,29	9,01	10,07	7,97	8,38
Cr ₂ O ₃	48,57	48,99	49,95	49,68	51,22	50,45	45,81	52,85	51,28
Fe ₂ O ₃	5,86	4,52	4,96	8,20	5,98	3,65	10,54	10,02	11,34
FeO	20,50	21,61	22,10	19,18	18,74	23,73	23,84	16,12	18,40
MnO	0,232	0,22	0,225	—	0,175	—	—	0,22	0,28
MgO	10,09	10,51	9,59	10,98	10,22	9,61	6,53	9,90	7,81
CaO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	0,08	0,00	0,05	0,10
Na ₂ O	—	—	—	0,00	—	0,06	0,02	—	—
K ₂ O	—	—	—	0,01	—	0,01	0,01	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,212	0,222	0,162	0,100
CoO	0,039	0,038	0,038	0,024	0,029	0,046	0,051	—	—
NiO	0,224	0,235	0,233	0,155	0,151	0,209	0,151	0,205	0,190
CuO	0,004	0,006	0,004	0,002	0,002	0,000	0,000	0,007	0,007
ZnO	0,076	0,069	0,075	0,050	0,045	0,073	0,091	0,062	0,080
Сумма	99,56	99,75	99,33	99,32	99,72	99,96	100,00	99,90	100,28

Примечание. Анализы химической лаборатории ИГ КНЦ РАН.

трации серы в исходной магне, вследствие чего ожидать присутствия рудных залежей маловероятно.

Платиноиды. Системные исследования платиноносности интрузива начались в 1984 г., в результате чего были получены данные по содержанию и распределению элементов платиновой группы в породах всех зон, установленны рудно-формационные типы минерализации платинометалльный малосульфидный и элементов платиновой группы, содержащий окисный хромитовый. Впервые описаны минеральные формы платиноидов в хромититах и сульфидсодержащих горизонтах [1, 6, 9]. Наиболее низкими содержаниями элементов платиновой группы характеризуются ранние дунитовые и поздние габброидные дифференциаты (рис. 3, табл. 7, 8). Сумма Pt, Pd, Rh в пойкилитовых перидотитах составляет в среднем 46 и максимальная 440 мг/т. Их повышенные количества в подзоне установлены в хромититовых горизонтах. В Главном хромитовом горизонте по результатам опробования в коренном выходе содержание Pt, Pd, Rh в среднем 72 мг/т, а с учетом хромититов Якозерского (ЯС-91) максимальное 610 мг/т. В пойкилитовых перидотитах и хромититах Au составляет в среднем 14 мг/т и не превышает 100 мг/т. По данным работы [9], хромититы Главного хромитового горизонта содержат (в мг/т): Pt 35—135, Pd 50—130 и Au 10. В разрезе горизонта (снизу вверх) их количество постепенно снижается. Более высокие содержания Pt+Pd до 4,4 г/т приведены в

публикации [2]. Появление аномальных количеств Pt и, вероятно всего, Pd в отдельных пересечениях горизонта связано с присутствием в хромититах повышенных количеств Cu-Ni сульфидов, что в целом для горизонта не характерно. Наиболее высокие концентрации платиноидов находятся в макро- и микрослоистых горизонтах переходной зоны и нижней части габброноритовой. Во всех случаях они связаны с горизонтами убогой (0,5—3%) сульфидной минерализацией. В клинопироксенитовой подзоне (ПЗ-1) среднее содержание ЭПГ 27 и максимальное Pt 125, Pd 100 и Au 48 мг/т. Пироксенит-габбронорит-анортозитовая полосчатая подзона (ПЗ-2) характеризуется более высоким содержанием (в мг/т) ЭПГ в среднем 48 и Au 63, максимальные содержания достигают Pt 330, Pd 460 и Au 3700. В вебстеритовой подзоне (ПЗ-3) с маркирующим горизонтом хромитсодержащих гарцбургитов и бронзититов среднее содержание ЭПГ 27 и Au 16 мг/т. Верхняя полосчатая подзона (ПЗ-4), содержит наибольшее количество платиноидов (в мг/т): среднее 88, максимальное — Pt 140, Pd 510, Au 140. В габброноритовой зоне (в мг/т): нижней полосчатой части разреза Pt и Pd составляют 10—152, в пробах 5 — 226—297 и 6 — 349—637; Rh присутствует в количестве 15—17; Au 06—99 и до 110—320. Гиперстеновое габбро (ГЗ-1, ГЗ-2) в среднем содержит Pd — 7, Pt — 5. В редких пробах Pt, Pd, Au достигают 20—40 мг/т. Зона титаномagnetитовых габбро-диоритов по сравнению с габ-

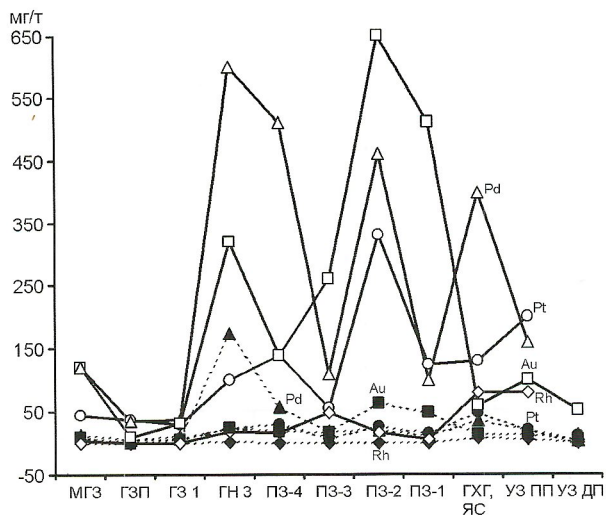


Рис. 3. Распределение средних и максимальных содержаний элементов платиновой группы и золота по зонам Бураковского интрузива (в мг/т):

содержания: пунктирные линии — средние, сплошные — максимальные

бровой характеризуется близким или чуть более высоким содержанием (в мг/т): ЭПГ 15—25 и лишь в единичных пробах с рассеянной халькопиритовой и пиритовой минерализацией составляют Pt до 30, Pd 50—120 и Au 36—120.

В сульфидсодержащих эндоконтактовых пироксенитах (скв. 28а, интервал 199,5—201,3 м) и габброноритах непосредственного контакта с вмещающими породами (интервал 201,3—202,7 м) сумма Pt и Pd составляет соответственно 46 и 68 мг/т, Pt/Pd — 0,59 и 0,39. В пределах рас-

смотренного интервала высокой концентрации платиноидов (1—4 подзоны переходной зоны) работами Карельской геологоразведочной экспедиции (ГУП КГЭ) [2] выявлены перспективные горизонты с содержанием (в г/т): ЭПГ 3 и Au 17,2 в пироксенитах ПЗ-1 и до 6,5 в полосчатом интервале маркирующего пироксенит-гарцбургитового горизонта ПЗ-3. Кроме того, в пойкилитовых перидотитах краевой зоны Шалозерского блока определено содержание ЭПГ 2,2 г/т. Этими же авторами выделяется на Шалозерском блоке и в зоне сочленения с Аганозерским эпигенетический тип золото-платинометалльной минерализации, связанный с наложенными меридиональными линейными тектоническими зонами. На наш взгляд, не исключая вероятного локального проявления благороднометалльной минерализации, связанной с поздними гидротермально-метасоматическими процессами, выделение масштабного эпигенетического оруденения на данном этапе изученности не обосновано. К тому же, текстурно-структурные особенности минерализации и состав рудных парагенезисов полностью соответствуют минерализации стратиформных горизонтов. Соотношение Pt и Pd по разрезу интрузива в отдельных случаях колеблется, но по подавляющему большинству анализов устанавливается преобладание палладия в верхней части интрузива (МГЗ, ГЗ, ГНЗ, ПЗ-4 и ПЗ-3) и преобладание платины в нижней (ПЗ-2, ПЗ-1, ГХГ, ПП).

Минеральные формы платиноидов впервые определены в сульфидсодержащих горизонтах пироксенитов и габброноритов переходной зоны [10]. Они состоят из теллуридов и висмутидов Pt и Pd (мончеит, меренскит, соболевскит, котульскит, сопчеит, фрудит).

Оксидный тип платиноидной минерализации представлен хромитовыми горизонтами перидотитовой подзоны ультрабазитовой зоны. Анализ рудных проб на весь комплекс элементов платиновой группы нижней части разреза Главного хромитового горизонта в интервале 0,1—0,45 м

7. Содержания Pt, Pd, Rh и Au в Бураковском интрузиве (в мг/т)

Зона, под- зона	Число анализов	Pt		Pd		Rh		Au		Сумма элементов платино- вой груп- пы	Pt/Pd
		Среднее	Макс.	Среднее	Макс.	Среднее	Макс.	Среднее	Макс.		
МГЗ	26	6	45	14	120	1	3	10	120	21	0,43
ГЗП	14	4	37	5	35	0	0	1	9	9	0,80
ГЗ I	8	7	29	12	38	0	0	6	31	19	0,58
ГНЗ	30	25	100	175	600	2	18	25	320	202	0,14
ПЗ-4	27	29	140	58	510	1	16	19	140	88	0,50
ПЗ-3	45	8	55	18	110	1	49	16	260	27	0,44
ПЗ-2	76	27	330	21	460	0	16	63	3700	48	1,29
ПЗ-1	42	15	125	12	100	0	5	48	510	27	1,25
ГХГ, ЯС	20	48	130	36	400	7	80	14	60	91	1,33
УЗ ПП	16	21	200	20	160	5	80	13	100	46	1,05
УЗ ДП	8	1	11	3	14	0	0	5	53	4	—

Примечание. Пробирно-спектральный анализ, ЦНИГРИ (Москва, Тула)

8. Содержания Pt, Pd, Rh и Au по разрезу Главного хромитового горизонта (в мг/т)

Интервал снизу, м	Штуфные пробы	Pt	Pd	Rh	Au	Σ ЭПГ	Pt/Pd
0—0,6м	K1/21	86	11	4	17	101	7,82
	K1/20	63	4	4	12	71	15,75
	K1/19	42	19	0	54	61	2,21
	K1/18	42	7	4	16	53	6,0
	K1/17	36	134	4	25	174	0,27
0,8—1,8	984/8	0	6	0	0	6	
	984/6	22	31	0	0	53	0,71
	984/5	16	34	0	0	50	0,47
	984	67	13	26	69	175	5,15
	K1/24	74	43	0	5	117	1,72
	K1/26	0	35	0	2	35	
2—2,4	984/3	20	110	0	0	130	0,18
	K1/31	26	14	0	1	40	1,86
	K1/32	30	17	0	3	47	1,76
2,4—3,1	K1/38	14	15	0	4	29	0,93
Среднее		36	33	3	13	72	1,09

Примечание. 1. Аганозерский блок, канава 1, обн. 984. 2. Пробирно-спектральный анализ, ЦНИГРИ (Москва, Тула)

от подошвы и бороздовой пробы, включающей наиболее продуктивную на хром (Cr_2O_3 27,5%) нижнюю и среднюю части разреза, мощностью 1,8 м (табл. 9), показывает существенное преобладание тугоплавких платиноидов [6, 8]. В среднем по совокупности содержания элементов платиновой группы составляют (в мг/т): Ru 110—119>Os 100>Pt 20—57>Ir 46—54>Pd 30—39>Rh 4; Au 18—30. ΣЭПГ до 326, Pt/Pd — 1,4.

Таким образом, геохимическая специализация платиноидов Главного хромитового горизонта отличается от сульфидассоциированных типов преобладанием тугоплавких платиноидов. Отношение $\frac{\text{Pt} + \text{Pd}}{\text{Os} + \text{Ir} + \text{Ru}}$ в Главном хромитовом горизонте 0,19—0,36, что ближе геохимической специализации ЭПГ хромитовых месторождений альпино-типных гипербазитов, в которых оно 0,14—1,12 [4]. Сле-

9. Содержания элементов платиновой группы, золота и серебра в хромититах Главного хромитового горизонта (в мг/т)

Проба	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Ag	ΣЭПГ
K1/26 б	320	<10	—	130	41	<10	14	—	501
K1/17	36	134	4	102	50	—	25	—	326
K1/18	42	7	4	142	48	—	16	—	243
K1/20	63	4	4	117	47	—	12	—	235
K1/21	86	11	4	115	39	—	17	—	255
Среднее K1/17-21	57	39	4	119	46	—	18	—	265
TX-23 исходная руда	20	≤30	7	110	54	100	30	<200	321
TX-23 концентрат	<10	≤30	3	74	29	94	<20	<200	240
TX-23 хвосты	20	≤30	9	120	47	100	≤30	≤200	326

Примечание. K1/17; -26 — штуфные пробы; Pt, Pd, Rh, Au — пробирно-спектральный анализ; Ru, Ir и проба K1/26 б — атомно-абсорбционный (Москва, ЦНИГРИ), TX-23 — бороздовая проба, анализы АО «Механобр Аналит».

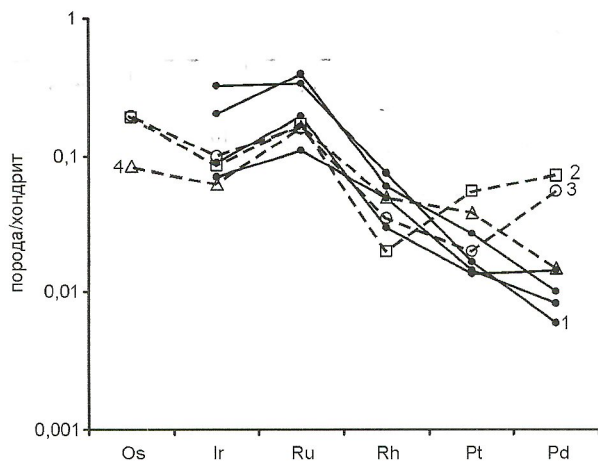


Рис. 4. Средние содержания элементов платиновой группы в хромитовых месторождениях альпийского типа и расслоенных интрузивах Фенноскандинавского щита, нормализованных относительно хондрита:

1 — хромиты альпинотипных ультрабазитов — Оман, Новая Каледония, Северная Калифорния, Турция [3], пунктирные линии: хромиты Бураковского интрузива, разрез Главного хромитового горизонта; 2 — нижняя часть разреза, 3 — бороздовая проба полного разреза; 4 — главный хромитовый слой месторождения Кеми (Финляндия)

дую по пути альпинотипного распределения, платиноиды Главного хромитового горизонта несколько уступают по степени фракционирования и имеют некоторую начальную тенденцию роста Pt и Pd (рис. 4). Близкую величину $\frac{Pt + Pd}{Os + Ir + Ru}$ 0,19—1,2 имеют хромитовые горизонты

В-К перидотитовой зоны Стиллутерского массива, кроме промышленного на элементы платиновой группы пласта А, в котором оно составляет 3,14. В хромитоносных горизонтах Бушвельда Pt и Pd значительно преобладают над редкими элементами платиновой группы. Их отношение изменяется от 3,12 в UG-2 до 10,6 в рифе Меренского [4]. На Фенноскандинавском щите к обсуждаемому типу распределения таких элементов может быть отнесен главный хромитовый слой месторождения Кеми (Финляндия), величина отношения в котором 0,25 [12]. Минералы платиновой группы в Главном хромитовом горизонте представлены лауридом состава (в %) Ru 48,1—52,5, Os 5,7—14,7, Ir 2,4—5,7, Fe 0,2—0,4, S 35,4—36,9, образующим включения в хромите размером 10 мкм [1].

Железо, титан, ванадий. Ильменит-магнетитовая минерализация локализуется в базитовой части разреза интрузива. Она сменяет хромшпинелиды и представлена магнетитом, ильменитом, гематитом, рутилом. В породах переходной зоны на границе с ультрабазитовой в ассоциации с хромшпинелидами появляются в незначительных количествах рутил и ильменит. Выше по разрезу в переходной зоне и подошве габброноритовой они сменяются ассоциацией гематит-ильменита, в которой гематит присутствует в виде субмикроскопического распада твердого раствора. Содержание гематит-ильменита большей частью не превышает 0,1%. В габброноритовой и габбровой зонах стабильно присутствует в количестве 1—3% магнетит, со-

стоящий из двух, реже трех фаз: магнетит+ильменит±шпинель. Одновременно могут присутствовать самостоятельные зерна ильменита.

Наибольшая концентрация минералов ильменит-магнетитовой ассоциации приурочена к зоне магнетитовых габбро-диоритов. Преобладает в данной ассоциации титано-магнетит, находящийся часто в сростках с ильменитом. Самостоятельные зерна ильменита распространены ограниченно. В титаномагнетите содержится V_2O_5 0,5—1,7% и TiO_2 3,7—5,5%. Очевидно, этот минерал связан с ильменитовой фазой, образующей пластинчатую структуру распада твердого раствора. Учитывая невысокое содержание минералов ильменит-магнетитовой ассоциации, не превышающей большей частью 15% и низкое содержание ванадия, следует заключить, что данная минерализация в практическом отношении не интересна.

Бураковский массив не имеет принципиальных различий с другими представителями формации расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузий, но, как и каждый из них, он обладает индивидуальными особенностями строения, состава, минералогии, геохимии и рудоносности. К таким особенностям прежде всего относятся большая мощность ультрабазитов в основании разреза, наличие промышленного горизонта хромитовых руд, некоторое преобладание клинопироксенитовой минеральной ассоциации и широкое проявление адкумулятного и гетерадкумулятного типов кристаллизации, сопровождавших образование расслоенных кумулатов. Распределение большинства химических элементов, и локализация рудных концентраций в вертикальном разрезе контролировались кристаллизационной дифференциацией. Вариации химизма устанавливаются также в латеральном профиле. Породы краевых частей интрузива содержат больше K, Na, Ti, P. Хромиты здесь более железистые, и низкохромитовые, с повышенным содержанием Ti и V. В краевой зоне Шалозерского блока (скв.67) впервые в России описан лаверингит, кристаллизовавшийся из контаминированной магмы в виде ангедральных зерен или кайм вокруг марганецсодержащего ильменита [11]. Хромиты представлены аксессуарной кумулатной вкрапленностью и гравитационно-стратиформными слоями. Наибольшая интенсивность их выделения связана с перидотитовой подзоной, резко сокращается и прекращается с началом формирования габброидных зон. Состав хромита вверх по разрезу изменяется в сторону увеличения содержания Fe, Ti, V.

Платиноидная минерализация в интрузиве представлена малосульфидным и оксидным хромитовым типами. Первый связан с переходной и нижней частью габброноритовой зон, в которых маломощные с убогим содержанием горизонты вкрапленных сульфидов являются потенциально перспективными, заслуживающими внимания и привлечения средств для проведения дальнейших поисково-оценочных работ. Минерализация редких элементов платиновой группы связана с хромитами Главного хромитового горизонта и представлена лауридом. Практического интереса эта минерализация не представляет. Платиноиды образуют микрозернистые включения в хромшпинелидах и их общее содержание, вместе с Pt и Pd, в основном не превышает 0,8 г/т. Вместе с тем Ru-Os-Ir специализация элементов платиновой группы интересна в петрологическом аспекте как индикатор высокотемпературных условий образования подобных хромитоносным ультрабазитам офиолитовых комплексов.

1. Барков А.Ю., Леднев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. Минералы серии лаурит-эрликманит из хромитовых горизонтов расслоенных интрузий Карело-Кольского региона // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 4. С. 962—965.
2. Ганин В.А., Гриневич Н.Г., Логинов В.Н. Петрология и платиноносность Бураковского-Аганозерской интрузии (Восточное Заонежье) // Платина России. Т. 2. Кн. 2. — М.: Геоинформмарк, 1995. С. 19—23.
3. Кабри Л., Налдретт А. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // XXVII Международный геологический конгресс. Секция с.10. Докл. Т. 10. — М.: Наука, 1984. С. 10—27.
4. Кривцов А.И. Месторождения платиноидов (геология, генезис, закономерности размещения). Рудные месторождения. Т. 18. — Москва, 1988.
5. Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Стратиформное хромитовое оруденение в расслоенной интрузии докембрия Карелии // Докл. АН СССР. 1986. № 2. С. 449—452.
6. Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Ганин В.А., Логинов В.Н. Элементы группы платины в базитах Восточного Прионежья // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Оперативно-информационные материалы. — Петрозаводск, 1991. С. 42—46.
7. Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 23—30.
8. Лазаренков В.Г., Балмасова Е.А., Глазов А.И., Оницина Н.М. Распределение элементов платиновой группы в хромититах Бураковского-Аганозерского расслоенного массива (Прионежье) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 57—65.
9. Металлогения Карелии / Под ред. С.И.Рыбакова, А.И.Голубева. — Петрозаводск, 1999.
10. Трофимов Н.Н., Барков А.Ю., Леднев А.И., Лавров М.М., Ганин В.А. Первые данные о минералах платиновых металлов в Бураковском расслоенном массиве (Карелия) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 3. С. 703—706.
11. Barkov A.Yu., Pakhomovskii Ya.A., Trofimov N.N., Lavrov M.M. Loveringite: a first occurrence in Russia, from the Burakovsky layered intrusion. Karelia // N.Jb. Miner. Mh. 1994. № 3. P. 101—111. Stuttgart 1994.
12. Lahtinen J.J., Alapieti T.T., Halkoaho T.A., Huhtelin T.A., Iljina M.J. PGE mineralization in the Tornio-Narankavaara layered intrusion belt. // 5th International Platinum Symposium. Espoo, 1985. P. 43—58.

УДК 553.411 (470.55/57)

© Коллектив авторов, 2006

Золоторудные месторождения «черносланцевого» типа на Южном Урале и закономерности их размещения

Ч.Х.АРИФУЛОВ (ЦНИГРИ), Д.В.ПЛУГИН (Оренбургнедра), В.Г.ЧЕРНОЯРОВ (Челябинскнедра), М.П.ОВСЯННИКОВ, И.В.АРСЕНТЬЕВА, А.В.ЩЕРБАКОВА (ЦНИГРИ)

Укрепление сырьевой базы на золото Южно-Уральского региона и открытие новых золоторудных объектов может быть реализовано путем пересмотра существующих прогнозно-поисковых построений и применения современных методов структурно- и рудно-формационного анализа, учитывающих новые данные полученные при геологическом доизучении и поисковых работах на данной территории. В первую очередь это необходимо для переоценки сырьевого потенциала провинции на выявление крупно-объемных месторождений «черносланцевой» формации и развитых по ним золотоносных кор химического выветривания. Результаты научно-исследовательских и геолого-разведочных работ последних лет в ряде рудных районов Южного Урала показали потенциально высокие перспективы золотоносности площадей, сложенных нижнекаменноугольными углеродисто-терригенными отложениями. В основу данной статьи положена работа по созданию специализированной прогнозно-металлогенической карты Южного Урала масштаба 1:500 000, составленной с учетом результатов геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, проводившихся различными геологическими организациями в Челябинской и Оренбургской областях, а также по результатам собственных исследований авторов на данной территории. Анализ полученных данных позволил уточнить закономерности размещения золоторудных месторождений «черносланцевого» типа и локализовать площади первой очереди для постановки поисковых работ, проведение которых может обеспечить существенный прирост прогнозных ресурсов золота.

Эффективность прогноза и поисков золоторудных месторождений в «черносланцевых» комплексах связана с уровнем разработанности геолого-генетических и поиско-

вых моделей, учитывающих все многообразие геологических обстановок формирования промышленных рудных концентраций данного типа. В настоящее время существующие варианты моделей в достаточной степени отражают главные закономерности формирования и локализации месторождений рассматриваемых типов [3, 4] и могут быть использованы для прогнозно-металлогенических построений, в т.ч. и для Южно-Уральской провинции.

Золоторудные месторождения «черносланцевого» типа, относящиеся к золотосульфидно-углеродистому ряду рудных формаций образуются в различных геологических обстановках. В данном ряду обычно выделяются следующие рудные формации: золотосульфидная с прожилково-вкрапленным арсенопирит-пиритовым, пирротин-пиритовым или пиритовым типами минерализации, золотосульфидно-кварцевая и золото-кварцевая с жильно-прожилковыми образованиями, в которых, как правило, широко развиты микропарагенезисы золота с сульфидами Cu, Pb, Zn и сульфoантимонитами. В некоторых золоторудных провинциях, в частности, в Кызылкум-Нуратинской, золотосодержащая серебро-сульфоантимонитовая ассоциация проявляется в значительных количествах с формированием субформации золотосеребряных месторождений «черносланцевого» типа [1].

В пределах золоторудных полей и месторождений вкрапленные и жильно-прожилковые образования различного минерального состава характеризуются различными типами пространственных и структурных соотношений. При этом формирование богатых рудных концентраций обычно связано с совмещением разновозрастных парагенезисов в локальных структурах растяжения зон складчато-сколовых дислокаций. Крупнообъемное оруденение «черносланцево-

го» типа обычно формируется в условиях повышенной золотоносности вмещающих (боковых) пород, содержащих вкрапленную пиритовую минерализацию сингенетичного или наложенного метасоматического характера.

В пределах Южно-Уральской провинции золоторудные районы с месторождениями и рудопоявлениями «черносланцевых» типа приурочены к главным геантиклинальным поднятиям: Башкирскому антиклинорию и Восточно-Уральскому поднятию. В Башкирском антиклинории золотое оруденение связано с углеродисто-терригенно-карбонатными отложениями нижнего и среднего рифея. Для Восточно-Уральского поднятия, представленного системой крупных тектонических блоков гранитизированного складчатого основания, в качестве рудоносных «черносланцевых» комплексов выделены вулканогенно-углеродисто-терригенные отложения рифей—венда в структурах складчатого обрамления Ильменогорского антиклинория и вулканогенно-углеродисто-терригенные и углеродисто-терригенно-карбонатные отложения раннего карбона в краевых и межблоковых грабенах.

Анализ данных по условиям формирования и размещения потенциально рудоносных углеродисто-терригенных, вулканогенно-углеродисто-терригенных и углеродисто-карбонатно-терригенных комплексов, свидетельствует об их накоплении в восстановительных условиях в обстановке остаточных рифтогенных бассейнов или краевых зонах рифта, характеризующихся редуцированным проявлением вулканизма, активной гидротермальной деятельностью и высокой биопродуктивностью. Золотоносность углеродисто-терригенных отложений связана с сингенетичной пиритовой минерализацией, отличающейся повышенной мышьяковистостью. Анализ особенностей размещения рудоносных «черносланцевых» отложений выявляет определенную закономерность: период их накопления сопряжен во времени или завершает этап формирования базальт-трахириолитовых рифтогенных комплексов, максимально проявленных в смежных структурно-формационных зонах или их сегментах, разделенных поперечными разломами глубокого заложения.

В пределах Башкирского антиклинория раннерифейские углеродисто-терригенные отложения юшинской и большеинзерской свит, распространенные в Авзянском рудном районе (юг Башкирского антиклинория), можно соотнести с трахибазальтовой формацией айской свиты, установленной на северном окончании раннерифейского рифта в обрамлении Тараташского выступа гранулит-базитового основания. По-видимому, рифтогенные комплексы раннего рифея были более широко распространены, однако в последующем «поглощены» при формировании среднерифейского рифта. Среднерифейские рудоносные углеродисто-карбонатно-терригенные отложения зигизино-комаровской свиты завершают период накопления вулканитов базальт-трахириолитовой формации машакской свиты [5]. Пространственное совмещение ареалов распространения «черносланцевых» комплексов нижнего и среднего рифея в условиях редуцированного проявления вулканизма определяет положение Авзянского рудного района и ряда других перспективных площадей.

В области складчатого обрамления Ильменогорского антиклинория, в его восточной и южной частях распространены рифей-вендские вулканогенно-углеродисто-терригенные отложения игишко-сайтовского комплекса. В его разрезе установлены метабазаитоиды, сосредоточенные в низах и

средней части разреза, выше которых залегает пачка углеродисто-терригенных пород. В переходной (средней) части разреза локализованы основные проявления прожилково-вкрапленных руд Непряхинского рудного района.

Для Магнитогорской мегазоны, вулканогенные комплексы нижнего карбона приурочены к близосевой части прогиба, а сопряженные с ними во времени рудоносные углеродисто-карбонатно-терригенные отложения накапливаются в обстановке прибортовой части прогиба и в локальных грабенах, развивающихся в разноориентированных (продольных, диагональных, поперечных) межблоковых депрессиях в пределах Восточно-Уральского поднятия (рис. 1). Блоки основания сложены метаморфизованными и гранитизированными породами рифей-вендского и нижнепалеозойского ($O-S_1$) возраста.

Среди всего ряда потенциально рудоносных разновозрастных «черносланцевых» комплексов Южного Урала наиболее широко распространены раннекаменноугольные углеродисто-карбонатно-терригенные отложения, сопряженные во времени с вулканогенными комплексами повышенной щелочности, ареалы распространения которых в основном наблюдаются в смежных металлогенических мегазонах (Магнитогорский и Зауральский прогибы), соответствующих областям максимальной раннекаменноугольной деструкции и погружения девонского основания. На рис. 1, иллюстрирующем строение фрагмента Южно-Уральской металлогенической провинции (Тогузакско-Аландский сегмент) видно, что области распространения турне-визейских вулканитов трахиандезит-трахириолитовой формации локализованы в пределах Магнитогорского прогиба. Они слагают Восточно-Магнитогорскую металлогеническую зону и отделены от Восточно-Уральского поднятия тектоническими блоками, сложенными позднеостроводужными субщелочными слабодифференцированными комплексами среднего девона и вулканогенно-терригенными отложениями живет-франского возраста. Система таких блоков, развитых вдоль восточной границы Магнитогорского прогиба, выделена как Гумбейско-Нагайбакская металлогеническая зона (см. рис. 1), известная многочисленными золоторудными проявлениями золотосульфидно-кварцевой формации, парагенетически связанной с субвулканическими интрузиями.

Анализ мелкомасштабных карт Южного Урала (например, карта геологических формаций Урала, 1983, и др.) позволяет сделать выводы о том, что ареалы распространения нижнекаменноугольных вулканитов среди комплексов пород девонского основания имеют значительные масштабы и приурочены к центральному сегменту Магнитогорского прогиба. К северу и югу отмечается воздымание девонских и вендско-нижнепалеозойских блоков основания и выклинивание Магнитогорского прогиба. К востоку от центрального сегмента прогиба в структурах Восточно-Уральского поднятия расположен Тогузакско-Аландский тектонический блок гранитизированного рифей-нижнепалеозойского основания, границами которого служат раннекаменноугольные депрессии с потенциально золотоносными углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями (см. рис. 1). В Зауральском прогибе, в створе с Тогузакско-Аландским блоком, отмечаются ареалы нижнекаменноугольных андезитобазальтов повышенной щелочности [6]. По-видимому, данное направление (тренд) соответствует крупной субширотной трансформной структуре «скрытого» типа, определяющей высокую эндо-

генную активность в Магнитогорском и Зауральском прогибах в раннекаменноугольное время. В пределах Восточно-Уральского поднятия с ней связано заложение рифтогенных впадин, представленных золотоносными углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями с примесью продуктов вулканической деятельности. В соответствии с этим известные рудные районы и перспективные площади с месторождениями «черносланцевых» типа и связанные с ним золотоносные коры химического выветривания (см. рис. 1) концентрируются преимущественно по периферии Тогузакско-Аландского тектонического блока — Кировско-Кваркенский, Айдырлинско-Синешанский, Брединский, Кировско-Тогузакский, Тогузакский рудные районы, Северо-Тогузакская и Амамбайская перспективные площади. Для указанных районов характерна сходная геологическая обстановка формирования золотоносных «черносланцевых» комплексов. Различия определяются приуроченностью рудоносных грабенов к структурам продольного, диагонального или поперечного плана по отношению к директивному направлению Восточно-Уральского поднятия. Это и определяет отличия условий седиментации в локальных рудоносных депрессиях, что отражается в количественных соотношениях вулканогенных, терригенных и карбонатных фаций. Детали подобных отличий и их влияние на состав сингенетических рудных концентраций на настоящий момент изучены слабо и требуют специальных исследований.

Необходимо отметить, что для достаточно ограниченного по времени позднедевонско-раннекаменноугольного периода развития Южно-Уральской провинции прослеживается резкая смена обстановок: от частичной стабилизации складчатой области с формированием вулканоплутонических комплексов в конце франского времени к заложению рифтогенных прогибов в период фамен—турне и завершающей коллизией в башкирско-московское время с формированием орогенных гранитоидных plutонов с редкометалльной специализацией. Дальнейшие процессы тектонической активизации в триасе сопровождались формированием линейных континентальных рифтов (Челябинский грабен) с накоплением угленосных лимнических формаций. По существующим представлениям мезозойские структурно-вещественные комплексы не продуктивны на золото, но, по всей вероятности, триасовые структуры играли важную роль при формировании линейных кор химического выветривания и зон близповерхностной аргиллизации.

Условия локализации золотого оруденения в разновозрастных «черносланцевых» комплексах Восточно-Уральского поднятия имеют свою специфику и рассматриваются в данной статье на примерах Непряхинского (Челябинская область) и Кировско-Кваркенского (Оренбургская область) рудных районов.

Непряхинский рудный район выделен авторами как совокупность пространственно, генетически и структурно связанных рудных объектов вкрапленного и жильного типа, локализованных в сульфидоносных вулканогенно-углеродисто-терригенных отложениях игишско-саитовского комплекса (R-V?). Рудный район локализован в восточной части складчатого обрамления Ильменогорского антиклинория в удаленно-фронтальной зоне субщелочных гранитоидов Увильдинского комплекса (C₂). Структурный план района определяется клиновидным сопряжением Восточной зоны меланжа и системы взбросо-сдвигов Байрамгуловского надвига, вмещающих маломощные тек-

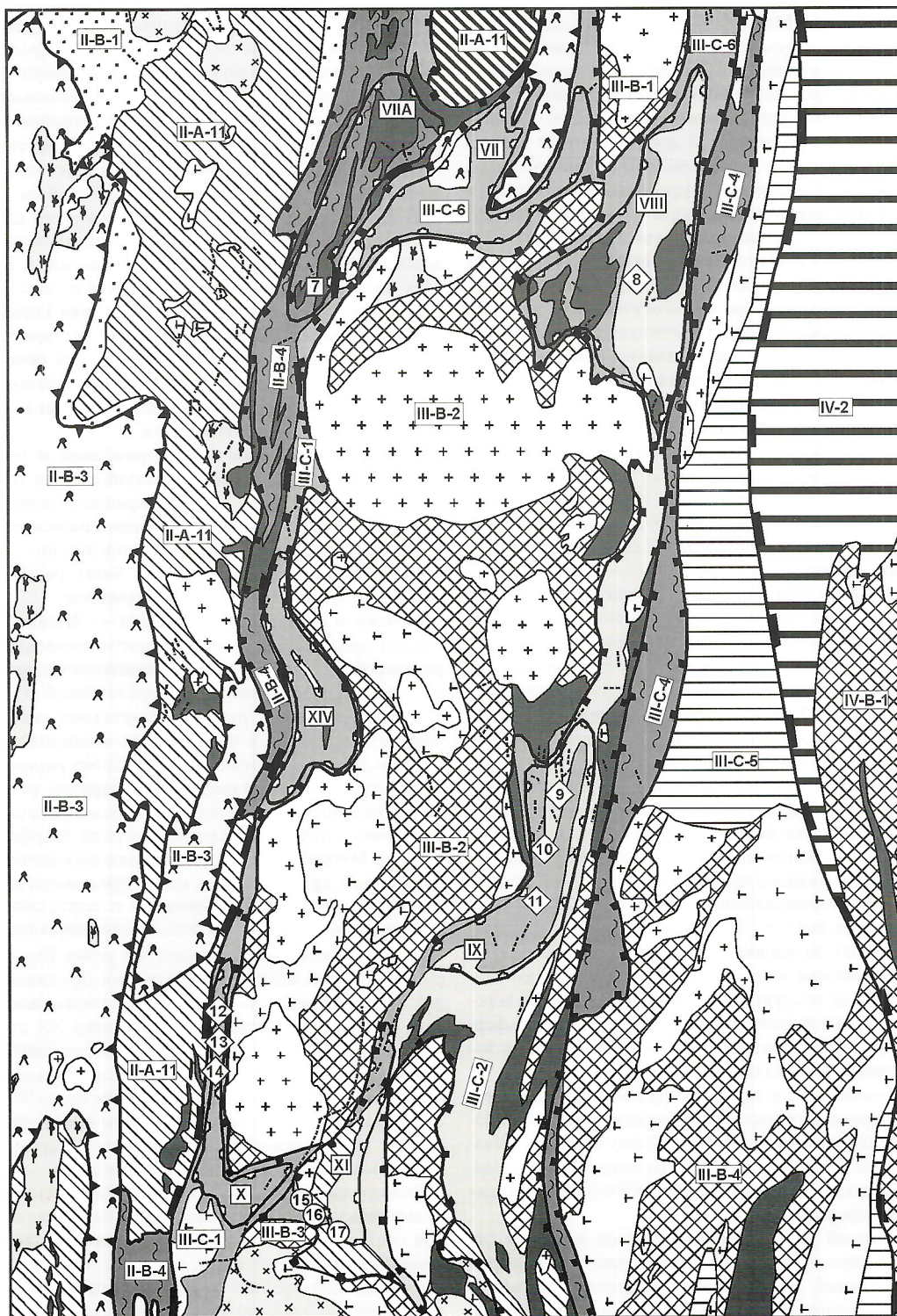
тонические клинья серпентинитов. Субмеридиональная зона рудовмещающих дислокаций образует расходящуюся к северу веерообразную складчато-сколовую структуру взбросо-сдвигового типа. Мощность локальных зон расланцевания около 30—50 м, средняя ширина всей зоны рудовмещающих дислокаций >1 км, общая протяженность системы эшелонированных рудоносных зон складчато-сколовых дислокаций составляет около 8 км.

В пределах рудоносной площади известны следующие золоторудные проявления: Расчектаевская жила, Михайловская полоса, Смоленская «кустовая» жила, Николаевская полоса, Мягкая жила, Смоленская полоса, Новиковская жила, Шалашинская жила, Королева Гора, Ольгинское. Авторы используют традиционные старые названия объектов. Так, под «полосой» понимались объекты типа минерализованных зон с прожилково-вкрапленными рудами, затронутые гипергенными изменениями в линейных корах химического выветривания.

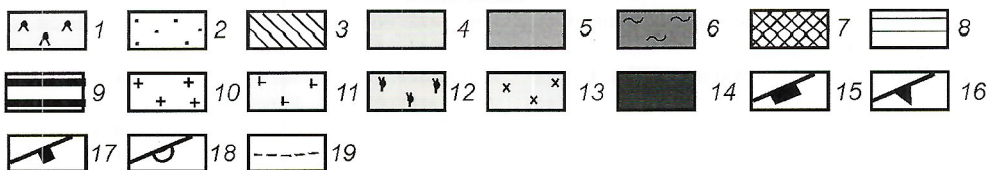
В районе преобладают месторождения и проявления прожилково-вкрапленных золотосульфидных и жильных золотокварцевых руд, известны вкрапленные руды в углеродистых сланцах и метасоматически измененных серпентинитах, маломощные тела золотосодержащих серно-колчеданных руд. В крутопадающих зонах расланцевания развиты золотоносные коры выветривания.

Основной объект рудного района — *Мягкая жила* — сложен расланцованными и серицитизированными и хлоритизированными сланцами с прожилково-вкрапленной золотосульфидно-кварцевой минерализацией. Рудоносная складчато-сколовая структура представляет собой классическую зону смятия, с чередованием милонитовых швов и пакетов деформированных пород. Широко развиты кварцевые жилы и прожилки различных генераций, развитые как по сланцеватости пород, так и по системам диагональных и поперечных трещин скалывания и отрыва. Морфоструктурный тип Мягкой жилы — субсогласное соскладчатое лентовидное тело, приуроченное к крылу продольной приразломной опрокинутой пологошарнирной складки; склонение залежи и сопровождающих ее жил соответствует погружению шарнира синклинальной складки под углом 10—15° к северу. В силу своих значительных размеров (протяженность более 700 м, мощность 8—12 м) данная залежь являлась главным объектом эксплуатации до середины XX столетия. С поверхности до глубины 35—45 м развита линейная кора выветривания; первичные (частично окисленные) руды — с глубины 72 м. В южной части на глубине около 90 м отмечается выклинивание залежи с переходом в зону малопродуктивных расланцованных углеродистых пород с пирротин-халькопирит-пиритовой вкрапленностью.

Минеральный состав прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд достаточно прост. Содержание сульфидов составляет 5—7%; главные — пирит и арсенопирит, второстепенные — галенит, сфалерит, халькопирит. Слабозолотоносная ранняя генерация пирита представлена крупными (до 2—3 см) уплощенными кубическими кристаллами. Рудная генерация пирита образует тонкую (0,01—0,2 мм) вкрапленность с кубической, октаэдрической, реже пентагондодекаэдрической формой кристаллов. Содержание золота в пиритовом концентрате 50—60 г/т. Вторичные рудные минералы зоны цементации представлены марказитом, ковеллином, халькозином, борнитом. Золото в верхней части зоны окисления находится в свободном состоянии в виде губчатых выделений, размернос-



10 0 10 KM



тью до 0,2—0,5 мм. Коэффициент вторичного обогащения золота на глубинах 50—70 м для Мягкой жилы составляет 1,98 [2]. Проба золота в зоне окисления 856.

Из анализа условий локализации и пространственного распределения рудных залежей в Непряхинском рудном районе следует, что здесь возможно развито многоярусное оруденение, связанное с рудоносными горизонтами (вулканогенно-углеродисто-терригенные породы с сингенетичной сульфидной вкрапленностью). При этом, высокая насыщенность продольных зон дислокаций мелкими проявлениями золота в замках приразломных пологошарнирных складов свидетельствует о том, что при малых размерах выходов рудных тел на современную поверхность они могут обладать значительной протяженностью по склону на глубину.

Главными критериями при поисках новых золоторудных проявлений, локализованных в «черносланцевых» и гишско-сантовских отложениях являются следующие:

положение основных рудоносных уровней в контрастных частях разреза рудовмещающего комплекса, характеризующихся развитием горизонтов metabазальтоидов в углеродисто-терригенных отложениях с сингенетичной вкрапленностью пирита и линзами серноколчеданных руд;

локализация рудных залежей и золотокварцевых жил в замках приразломных складов и на сопряжениях двух систем крутопадающих сколовых зон, главной север-северо-восточной с падением на запад и оперяющей — север-северо-западной с падением на восток;

локализация золотоносных зон прожилкового окварцевания в мощных и протяженных ореолах кварц-серцит-хлоритовых и хлорит-карбонат-тальковых (апосер-

пентинитовых) метасоматитов, развитых в зонах рудовмещающих дислокаций;

образование локальных рудных участков с высокими содержаниями переотложенного золота в линейных корах химического выветривания, развитых по зонам рудовмещающих дислокаций.

При оценке прогнозных ресурсов золота для данного района учитывались характеристики всех известных рудопроявлений и рудоносных зон. Основные из них — Смоленская, Михайловская и Николаевская «золотоносные полосы» (зоны прожилково-вкрапленной минерализации). Первичные руды, как правило, отмечаются с глубины около 50 м. Уровень золотоносности обычно изменяется в пределах 2—3 г/т, повышенная золотоносность 3—3,5 г/т отмечается для первичных руд Михайловской «полосы», представленных рассланцованными хлоритолитами с прожилковым окварцеванием и обильной вкрапленностью пирита, халькопирита, арсениопирита и пирротина. Продолжение рудовмещающей зоны дислокаций на север до площади Ольгинской группы жил вблизи села Верхние Караси сопровождается линейными ореолами тальковых метасоматитов и небольшими россыпями золота. Выделяется две золотоносные «полосы»: восточная зона с рудопроявлением Королева Гора и западная с Ольгинскими жилами. Протяженность каждой из «полос» (минерализованных зон) 4—4,5 км.

Апробированные и утвержденные Министерством природных ресурсов Российской Федерации (МПР РФ) по состоянию на 01.01.2003 г. прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 Непряхинского рудного поля до глубины 50 м составляют, соответственно, 6 и 19 т. Оценка ресурсов проведена до уровня распространения золотоносных кор химическо-

Рис. 1. Схема металлогенического районирования Южного Урала (Тогузакско-Аландский сегмент) и позиция рудных районов с золотоносными «черносланцевыми» комплексами:

стратифицированные комплексы: 1 — вулканогенный базальт-трахиандезит-трахириолитовый (C_{1t-v}); 2 — вулканогенно-терригенный ($D_{3fm}-C_{1t}$); 3 — ассоциация вулканогенно-терригенных отложений (D_{2gv-f}) и субщелочных слабо дифференцированных вулканитов базальт-андезитовой формации (D_{2gv}); 4 — золотоносный вулканогенно-углеродисто-терригенный (C_{1t-v}); 5 — золотоносный углеродисто-карбонатно-терригенный (C_{1t-v}); 6 — золотоносный вулканогенно-углеродисто-терригенный (C_{1t-v}) в зонах динамометального метаморфизма; 7 — метаморфический рифей-нижнепалеозойский — кристаллическое основание Восточно-Уральского поднятия; 8 — формаций вторичной геосинклинали краевой части Восточно-Уральского поднятия: контрастной метавулканогенной (S_2-D_1), углеродисто-терригенно-кремнисто-сланцевой (D_1), базальт-андезитобазальтовой (D_{2gv}), терригенной ($D_{3fm}-C_{1t}$); 9 — вулканогенно-терригенный Зауральского прогиба; *интрузивные формации:* 10 — гранит-лейкогранитовая (C_3); 11 — диорит-плагитгранитовая (C_1); 12 — монзонит-граносиенит-гранитовая (C_1); 13 — габбро-диорит-гранодиоритовая (D_{2-3}); 14 — серпентиниты; *границы:* 15 — металлогенических мегазон: Магнитогорская, Восточно-Уральское поднятие, Зауральская; 16 — металлогенических зон сидерофильного профиля, сложенных вулканогенными каменноугольными комплексами; 17 — золотоносных металлогенических зон с «черносланцевыми» комплексами каменноугольного возраста (C); 18 — рудных районов и потенциальных рудных районов с месторождениями и рудопроявлениями «черносланцевого» типа и связанными с ними золотоносными корами химического выветривания; *металлогенические зоны:* II-B-1 — Западно-Магнитогорская, II-B-3 — Восточно-Магнитогорская, II-B-4 — Уйско-Бриентская (с интенсивно дислоцированными золотоносными «черносланцевыми» отложениями); II-A-11 — Гумбейско-Нагайбакская, III-C-1 — Кировско-Крыклинская (с золотоносными «черносланцевыми» отложениями), III-C-2 — Айдырлинско-Брединская (с золотоносными «черносланцевыми» отложениями), III-C-4 — Сарыобинская (с интенсивно дислоцированными золотоносными «черносланцевыми» отложениями), III-C-5 — Иргизская, III-C-6 — Тогузакская (с золотоносными «черносланцевыми» отложениями); IV-2 — Ишим-Улутаская; *тектонические блоки:* III-B-1 — Челябинско-Кочкарский, III-B-2 — Тогузакско-Аландский, III-B-3 — Адамовский, III-B-4 — Джетыгаринский; IV-B-1 — Восточно-Джетыгаринский; *рудные районы:* VIIA — Кировско-Тогузакский, VII — Тогузакский, IX — Брединский, X — Кировско-Кваркенский, XI — Айдырлинско-Синешиханский; *потенциальные рудные районы:* VII — Северо-Тогузакский, XIV — Амамбайский; 19 — россыпи золота; *месторождения и рудопроявления:* золото-кварцевой формации (цифры в кружках: 15 — Айдырлинское, 16 — Павловское, 17 — Степановское); золотоносных кор химического выветривания, развитых по золотосульфидным прожилково-вкрапленным рудам «черносланцевого» типа (цифры в ромбах): 8 — Редутовское, 9 — Тамбовское, 10 — Зайцевское, 11 — Рамеевское, 12 — Каменское, 13 — Кировское (Оренбургская область), 14 — Южно-Кировское; рудопроявления золотоносных кор химического выветривания, развитых по рудам золото-лиственитовой формации (золотоносные «талькиты»): Кировское, Челябинская область (7 — в квадрате)

го выветривания. Ниже этого уровня развиты прожилково-вкрапленные золотосульфидные руды с невысокими содержаниями Au около 2,6 г/т. Увеличение глубины прогнозной оценки до 100 м увеличивает потенциал рудного поля до 50 т. Области распространения вулканогенно-углеродисто-терригенных отложений игишско-саитовского комплекса выходят за границы Непряхинского рудного района. На этих площадях известны мелкие рудопроявления золота: Апрельская жила, Майское, Кобелевское, Миасское, Губернское, Саитовское, Халитовское, Аракульское и др. Их распределение подчеркивает потенциальные перспективы промышленной золотоносности докембрийских «черносланцевых» отложений складчатого обрамления Ильменгорского антиклинария.

Кировско-Кваркенский рудный район приурочен к раннекаменноугольному рифтогенному грабену — Кировско-Крыклинской металлогенической зоне (см. рис. 1), приуроченной к западному борту Восточно-Уральского поднятия и являющейся одной из структур обрамления Тогузаско-Аландского тектонического мегаблока, сложенного венд-нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами и вмещающего Суундукский полиформационный гранитный батолит. Как уже отмечалось, нижнекаменноугольные грабены приурочены к продольным, диагональным и поперечным структурам. Они выполнены вулканогенно-углеродисто-терригенными и углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями турне-визейского возраста. Размещение нижнекаменноугольных грабенов и тектонических блоков кристаллического основания определяется сложным блоковым строением территории. В соответствии с этим, локализация Кировско-Кваркенского рудного района и особенности его строения определяются пересечениями конседиментационных долгоживущих структур продольного и поперечного плана. С этим связана литолого-фациальная неоднородность рудоносной толщи и прерывистое распределение стратифицированных залежей с вкрапленными золотосульфидными рудами.

В рудном районе известны проявления золота нескольких формационных типов. Так, в углеродисто-карбонатно-терригенных породах локализованы залежи прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд и развитые по ним золотоносные коры химического выветривания; в тектонических блоках, сложенных нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами и девонскими вулканитами, локализованы жильные проявления золотокварцевых и золотосульфидно-кварцевых руд; в апосерпентинитовых тальковых сланцах известны проявления золото-лиственитовой формации.

Площадь рудного района около 900 км². Южная и северная границы его определяются крупными поперечными структурами скрытого типа, а западная и восточная — продольными разломами бортовых частей грабена. Граница Кировско-Кваркенского рудного района коррелирует с границей распространения комплексного минералого-геохимического ореола, включающего поля распространения псевдоморфоз гидрогетита по кубическому и пентагондодекаэдрическому пириту, ореолы Au, Ag, Cu, Hg, As, W, Sb, Se и др.

Протяженность продуктивной части Кировско-Крыклинской депрессии около 48 км; она трассируется аномалиями Au, As, Se и других элементов-спутников золотого оруденения «черносланцевого» типа. В северной части района в контурах одной из аномалий локализованы сближенные рудные залежи Кировского и Каменского место-

рождений. В настоящее время на площади рудного района проводятся поисковые работы масштаба 1:50 000 (исполнитель работ ОАО «Компания вотемиро»). В процессе поискового бурения за период 2003—2004 гг. в пределах локальных минералого-геохимических ореолов были выявлены новые рудоносные зоны и залежи с прожилково-вкрапленным оруденением «черносланцевого» типа.

Эталонными объектами для оценки прогнозных ресурсов золота в пределах Кировско-Кваркенского рудного района являются Кировское и Каменское месторождения, представляющие собой две сближенные золоторудные залежи в золотоносных корах химического выветривания, сформированные при гипергенных преобразованиях прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд. Первичные руды установлены ниже уровня распространения коры выветривания, на глубинах более 80—100 м. Наиболее детально они изучены по материалам глубоких колонковых скважин, пробуренных в центральной части месторождения Каменское, на Южно-Кировском рудопроявлении и новых участках в южной части рудного района. По результатам полевых исследований в 2003—2004 гг. авторы выделили максимально рудоносную часть разреза, характеризующуюся резкой фациальной неоднородностью, развитием грубообломочных плохосортированных песчано-гравелитистых углеродистых пелитов, осадочных брекчий с признаками оползневых явлений и высокоуглеродистых сульфидоносных осадков. Подобные гравитационно-микститовые отложения установлены для многих участков рудного района; они приурочены к нижней части разреза нижнекаменноугольных отложений Кировско-Крыклинской депрессии и связаны с периодом высокой сейсмической активности палеобассейна. Практически все известные рудные залежи района локализованы в различных частях данного стратиграфического уровня.

Кировское месторождение локализовано в углеродисто-терригенной толще турней-нижневизейского возраста. За пределами распространения коры выветривания на глубинах >100 м отдельными скважинами вскрываются фрагменты стратиформных залежей, представленных углеродистыми песчаниками и алевропелитами с золотоносной пиритовой вкрапленностью. Подрудные породы сложены углеродисто-глинистыми известняками, выходы которых на поверхность установлены в восточной части месторождения. Карбонатные породы на поверхности интенсивно выщелочены и замещены маршаллитом. С запада участок месторождения ограничивается Западно-Кировским надвигом, по которому на рудоносный комплекс надвинуты интенсивно дислоцированные кремнисто-терригенные отложения ордовика (новооренбургская толща), перемежающиеся с телами серпентинизированных ультрабазитов Бриентского комплекса. Рудная залежь Кировского месторождения локализована на участке небольшого флексурного изгиба, связанного с эшелонированием продольных зон сдвиговых дислокаций. Верхние уровни рудоносной зоны представлены золотоносной корой выветривания гидрослюдисто-каолинитового профиля с незначительной примесью гиббсита. В малоамплитудных секущих сдвиговых зонах проявлены ореолы кварц-серицитовых (с адуляром) метасоматитов, сильно преобразованных гипергенными процессами. Гипергенное золото — тонкое и присутствует в тесных сростаниях с гидроксидами и сульфатами железа, гидрослюдами и каолинитом. В низах коры выветривания в реликтовой форме присутствуют первичные

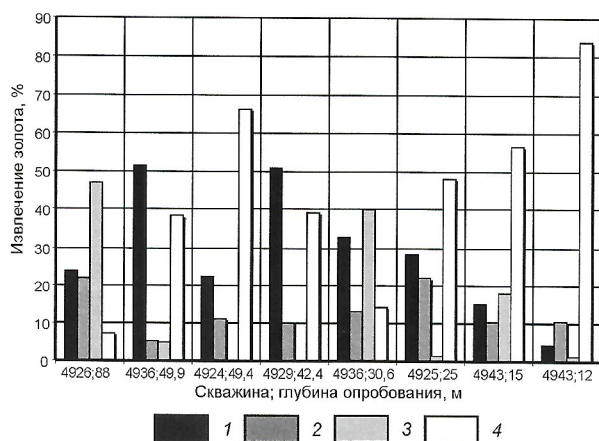


Рис. 2. Баланс распределения золота в различных фракциях руд Каменского месторождения:

фракции: 1 — легкая (полевые шпаты, хлорит, карбонаты, кварц); 2 — электромагнитная (бурые железняки, гидрогётит); 3 — тяжелая неэлектромагнитная (арсенопирит, пирит); 4 — шламовая (гидрослюда, каолинит)

руды. В их составе отмечаются: пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит. Геохимическими работами выявлены элементы-спутники золота: As, W, Ag, Bi.

Рудные залежи оконтуриваются только по данным опробования, содержание золота в руде неравномерное и колеблется от 1 до 61 г/т, в среднем около 3,5 г/т. Протяженность основной залежи до 1 км при ширине 100—200 м. В контуре эксплуатационного карьера (богатые руды со средним содержанием 6,4 г/т) протяженность максимально продуктивной части рудной залежи (рудного столба) 200 м при средней мощности 16,4 м.

Каменское месторождение находится к северу от Кировского. Стратиграфически оно локализовано несколько выше по разрезу, а потенциально рудоносные уровни вблизи кровли горизонта известняков в настоящее время недоизучены. Руды верхних уровней залежи вблизи современной поверхности и до глубины 80—100 м окислены в результате интенсивных процессов корообразования. По данным минералогических исследований лабораторных технологических проб золото в коре выветривания присутствует в свободной форме в тонких сростаниях с гидроксидами железа, мелантеритом, гидрослюдами, каолинитом и гиббситом. В реликтовой форме присутствуют минералы первичных руд — пирит, арсенопирит, сфалерит. Минеральная зональность коры выветривания выражена в увеличении количества гидрослюда и каолинита на верхних уровнях зоны окисления, а также в особенностях распределения гипергенного золота (рис. 2). Так, в приповерхностной зоне основной объем металла концентрируется в шламовой (гидрослюдисто-каолинитовой) фракции, с глубиной в общем балансе золота возрастает роль тяжелой неэлектромагнитной (арсенопирит, пирит) и легкой (жильные минералы) фракциях. На всех уровнях зоны окисления одним из основных концентраторов золота являются новообразованные «бурые железняки» и псевдоморфозы гидрогётита по пириту (электромагнитная фракция). Содержания золота изменяются от десятых долей до первых десятков граммов на тонну, среднее содержание в

рудах 3,08 г/т. Протяженность основной залежи 1 км, а интервал с максимальными мощностями около 500 м. Мощность залежи может изменяться от 10 до 60 м. Рудная залежь на уровне первичных руд (глубина 150—250 м) пересечена четырьмя глубокими колонковыми скважинами. Минералогическими исследованиями установлено, что первичные руды представлены вкрапленными и прожилково-вкрапленными арсенопирит-пиритовыми рудами с полосчатым (суб-послойным распределением) рудных минералов. На некоторых участках за пределами стратифицированных залежей проявлены кварц-серицитовые, кварц-карбонатные и альбит-кварцевые метасоматические изменения, характеризующиеся низкой золотоносностью. Высокая золотоносность отмечается для сульфидоносных углеродисто-терригенных пород, изменяющаяся в различных литологических разностях от первых единиц до 30 г/т и более. Степень золотоносности пород с интенсивностью метасоматических изменений не коррелирует; повышенная золотоносность характерна для горизонтов плохо сортированных песчано-гравелистых углеродистых алевропелитов с арсенопирит-пиритовой вкрапленностью. В арсенопирит-пиритовых концентратах содержания золота достигают 400 г/т и более. Количество вкрапленных сульфидов обычно 3—10%. Однако прямой зависимости содержания золота от количества пирита и арсенопирита нет, что определяется различным «насыщением» зерен пирита и арсенопирита микровключениями золота в различных породах и интервалах рудоносной пачки. В одних образцах насыщенность сульфидных зерен микровключениями золота может достигать 15—20 выделений на один кристалл, а в других эпизодически отмечаются единичные микровключения золота. Размеры микровыделений самородного золота изменяются от 0,5 до 15 мкм. Установлена ассоциация дисперсного золота с включениями пирротина (рис. 3) и халькопирита; чем выше частота встречаемости в зернах пирита и арсенопирита микровключений пирротина, халькопирита и гематита, тем выше уровень золотоносности пород. Картина распределения микровключений самородного золота в сульфидах видна на рис. 4. Сканирующий электронный микроскоп JSM-5610 (JEOL, Япония) с аналитической приставкой — энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS (Oxford, Англия); аналитик — М.И.Лапина (ИГЕМ РАН). Микровключения золота по данным микро-

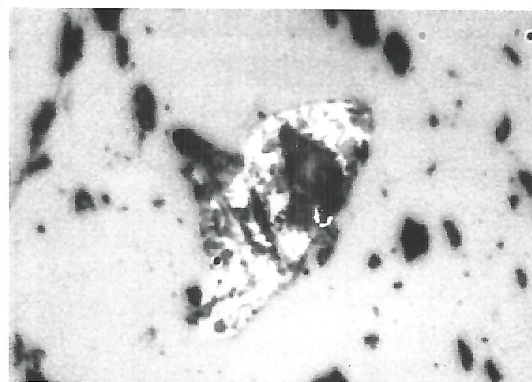


Рис. 3. Микровыделение самородного золота в пирите:

микрофотография полированного шлифа, ув. 2000; золото — светлое неоднородное зерно в центре, серое — пирит, черное — микровключения нерудных минералов

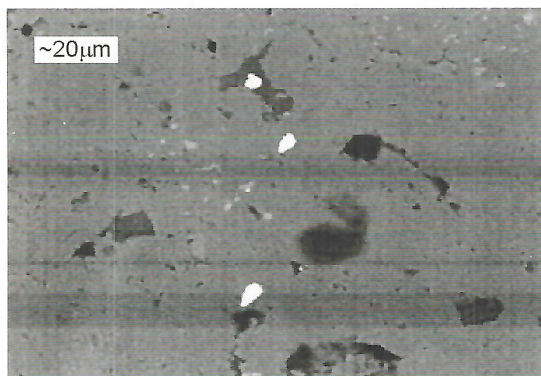


Рис. 4. Характер распределений включений золота в пирите:

растровое изображение в излучении отраженных электронов, ув. 400

рентгеноспектрального анализа (см. таблицу) весьма высокой пробы; концентрация Ag в золотилах изменяется от 1,18 до 3,54%, в отдельных микровыделениях установлена незначительная примесь (в %) Cu до 0,3, Zn до 0,65, Sb до 0,85, Te до 0,66. Присутствие примеси Fe до 4,68%, иногда S до 1,73%, вероятно, связано с микровключениями гематита и пирротина. В арсенопирит-пиритовой и пиритовой вкрапленности устанавливаются реликты более раннего парагенезиса в виде коллоидных гематит-мельниковит-пиритовых агрегатов, интерпретируемых как формы проявления сингенетичной рудной минерализации. Образование вкрапленности золотоносных сульфидов в углеродисто-терригенных породах Кировско-Кваркенского района, по нашему мнению, связано с диагенно-катагенетическими преобразованиями поликомпонентных золотосодержащих железистых гидроксидно-сульфидных гелей, накапливавшихся в обстановке локальных впадин при участии экскаляционных процессов.

Апробированные и утвержденные МПР РФ прогнозные ресурсы золота по состоянию на 01.01.2003г. для Киров-

ско-Кваркенского рудного района составляют: категории $P_1=32,5$ т, $P_2=18$ т, прогнозные ресурсы золота P_3 при глубине оценки до 100 м — 100 т. Данный рудный район рассматривается в качестве одного из наиболее перспективных для выявления крупнообъемных объектов «черносланцевого» типа. В настоящее время на площади рудного района проводятся поисковые работы масштаба 1:50 000. В процессе работ в 2003—2004 гг. установлены новые рудоносные зоны и залежи с прожилково-вкрапленным золотосульфидным оруденением.

Геологическая обстановка формирования месторождений Кировско-Кваркенского рудного района, условия локализации оруденения и минералого-геохимические особенности руд, позволяют параллелизовать их с крупнообъемными месторождениями Бакырчикского рудного поля (Кызыловская зона, Восточный Казахстан). Данная аналогия основана на результатах литолого-структурного и минералогического картирования, проводившихся авторами на объектах Бакырчикского рудного поля, в пределах которого, наряду с крупным объектом — Бакырчикским месторождением, известна и разведана группа средних и мелких месторождений. Все залежи прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд этих объектов локализованы в верхнекаменноугольной углеродисто-карбонатно-терригенной молассоидной толще, выполняющей наложенную впадину — Кызыловский грабен [4]. Для рудоносной толщи, сложенной углеродистыми и известковистыми полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевропелитами, отмечается резкая фациальная изменчивость; характерно широкое распространение грубо-обломочных конгломератов и конглобрекций, сидеритовых конкреций, антракослит-шунгитовых прослоев с обильными растительными остатками и туфитовых горизонтов. Повышенная сульфидность в виде пылевидной вкрапленности пирита и арсенопирита типична для алевропелитовых разностей пород, в сидеритовых прослоях и конкрециях обычно наблюдается вкрапленно-гнездовые обособления пирита. Северный борт грабена осложнен надвигом, по которому на рудоносные отложения надвинуты раннекаменноугольные флишоидно-терригенные породы, слагающие основание грабена. Морфология стратиформных рудных залежей силь-

Состав микровключений самородного золота в пирите из рудоносных «черных сланцев» Каменского месторождения

Зерно	Cu	Zn	Se	Ag	Sb	Te	Au	Hg	S	Fe	Сумма
1	—	0,48	—	2,35	—	—	94,47	—	—	2,8	100,10
2	0,3	0,65	—	1,97	—	—	93,2	—	—	4,61	100,73
3	—	—	—	1,36	—	0,46	93,59	—	—	4,38	99,78
4	—	—	—	3,14	—	—	97,07	—	—	1,45	101,66
5	—	—	—	2,42	0,61	—	96,02	—	—	1,58	100,63
6	—	—	—	2,32	—	—	95	—	1,67	1,49	100,47
7	—	—	—	1,18	0,85	0,66	91,41	—	1,73	4,08	99,90
8	—	0,27	—	2,25	—	—	95,23	—	—	1,43	99,18
9	0,3	—	—	3,57	—	—	94,87	—	—	3,16	101,90
10	—	—	—	3,54	—	—	95,7	—	—	2,38	101,62

Примечание. Образец 4887/158; условия анализа: ускоряющее напряжение 25 мВ, время набора спектра 20 с, толщина зонда 100 нм.

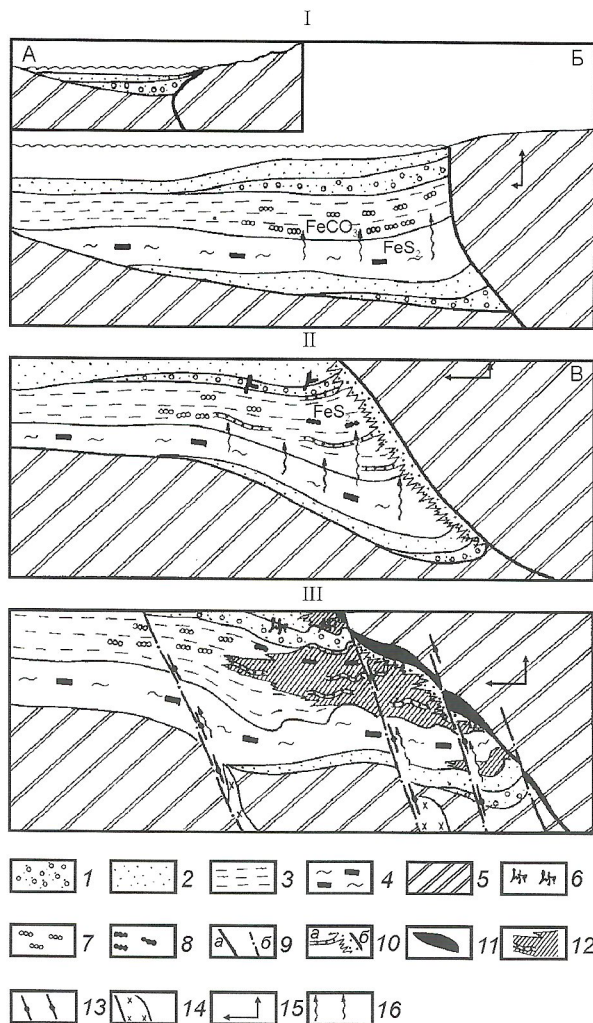


Рис. 5. Типовая модель формирования «черносланцевых» месторождений Бакырчикского типа:

этапы: I — первичного накопления рудного вещества (А — обстановка седиментации, Б — завершение седиментации и диагенетическое уплотнение осадков), II — элизионно-катагенетического преобразования, III — гидротермальных регенерационных процессов; 1 — грубообломочные конгломераты; 2 — углистые полимиктовые и аркозовые песчаники; 3 — углистые алевропелиты; 4 — сульфидоносные углеродистые алевропелиты с шунгит-антракослитовыми прослоями; 5 — флишонный терригенный комплекс пород основания (C_1S); 6 — сидеритовые прослои и конкреции; 7 — участки пиритового замещения сидеритовых конкреций; 8 — залежи жильно-прожилковых золотосульфидно-кварцевых руд; 9 — разломы: а — зона Кызыловского надвига, б — секущие крутопадающие разломы; 10 — золотосодержащая пиритовая вкрапленность: а — послойная, б — подкранные залежи; 11 — скопления «миграционного» шунгита; 12 — залежи прожилково-вкрапленных арсенопирит-пиритовых руд в ореолах беззтитондных изменений; 13 — секущие золото-кварцевые жилы и прожилки; 14 — дайки диоритов; 15 — направление движения «мобильного» блока; 16 — инфильтрация рудообразующих растворов на элизионно-катагенетическом (II) и гидротермальном — последайковом (III) этапах

но изменена зонами дислокаций. Среди них определяющими являются пологопадающие зоны дислокаций Кызыловского надвига и секущие их кливажно-сколовые зоны северо-западной ориентировки, согласные с региональным планом складчатости. Интрузивные образования в Бакырчикском рудном районе представлены малыми интрузиями контрастной субщелочной габбро-эссексит-диорит-плагиоранитной формации, с которой парагенетически связаны жильные золотосульфидно-кварцевые проявления (Бижан, Лесть, Аллайгырская система жил). В восточной части рудного района распространены крупные позднеорогенные (Р) редкометалльные и хрусталеносные батолиты аляскитовой формации (Калбинский, Монастырский комплексы).

Залежи вкрапленных золотосульфидных руд сложены разновозрастными минеральными парагенезисами, сформированными на этапе элизионно-катагенетических преобразований осадков и в связи с последующими полистадийными регенерационными процессами в зонах дислокаций, метасоматоза и жильобразования. Типовая (модельная) обстановка формирования рудных залежей бакырчикского типа приведена на рис. 5. Среди ведущих минеральных ассоциаций руд выделяются: 1) вкрапленная марказит-мельниксит-пиритовая ассоциация стадии диагенеза и катагенеза; 2) вкрапленная арсенопирит-пиритовая ассоциация с тонкодисперсным золотом, связанная с перекристаллизацией сингенетических сульфидов; 3) прожилковая золото-полисульфидно-кварцевая; 4) прожилково-жильная антимонит-кварцевая ассоциация с самородным серебром и низкопробным золотом. Проявления поздних прожилково-жильных ассоциаций отмечаются как в стратиформных залежах в пределах рудоносной пачки, так и в подстилающих и перекрывающих породах. Золотосульфидно-кварцевые прожилково-жильные образования, парагенетически связанные с комплексом малых интрузий габбро-эссексит-диорит-плагиоранитной формации и контролируемые системами продольных сколов и кливажа, в Кызыловской зоне локализованы в поднадвиговой позиции в виде пологих непротяженных (до 10—20 м) мощных (до первых метров) линзовидных прожилково-жильных тел в «арковидных» складчатых осложнениях поверхности надвига, связанных с системами продольных сколов и кливажа, рассекающими Кызыловскую зону и проникающими в отложения перекрывающего (надвинутого) складчатого блока. В составе новообразованных золотосульфидно-кварцевых жил в зоне Кызыловского надвига отмечаются фрагменты метасоматически измененных оруденелых диоритовых даек, что подчеркивает наложенный характер кварцево-жильных образований в залежах стратифицированных вкрапленных руд Бакырчикского рудного поля.

В числе главных характеристик, отражающих сходство геологических обстановок и условий локализации оруденения Кировско-Кваркенского и Бакырчикского рудных районов отметим следующие:

1. Рудоносные отложения представлены углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями с горизонтами, обогащенными вкрапленностью золотоносных сульфидов (пирита и арсенопирита), которые образуются в результате перекристаллизации поликомпонентных железистых окисно-сульфидных метакolloидных осадков, сохраняющихся в реликтовой форме в виде гематит-мельниксит-пиритовой ассоциации.

2. Накопление рудоносных «черносланцевых» отложений приурочено к линейным субконтинентальным рифто-

генным грабенам, заложение которых предшествует или сопряжено во времени с внедрением редкометалльных гранитоидных батолитов в смежных структурно-формационных зонах — «жестких» блоках основания.

3. Формирование горизонтов, обогащенных золотоносными сульфидами, связано с обстановкой высокой сейсмической активности в локальных бассейнах седиментации, что отражается в широком распространении оползневых явлений, отложении грубообломочных (конглобрекций) и несортированных гравитационно-микститовых сульфидоносных фаций.

4. Рудоносные горизонты характеризуются повышенной сульфидностью (до 7—10%), углеродистостью (до 1% и более) в форме вкрапленных и послойных антракосолит-шунгитовых скоплений, развитием сидеритовых прослоев и конкреций.

5. Основные концентрации золота в рудах связаны с тонкодисперсным золотом, находящимся в виде микровключений в пирите и арсенопирите, размеры микровключений золота изменяются преимущественно от долей до 10—15 мкм.

В заключение следует отметить, что рассмотренные примеры золоторудных районов, локализованных в разновозрастных «черносланцевых» комплексах различных структурно-формационных зон Южно-Уральской золотоносной провинции свидетельствуют о том, что главные перспективы выявления крупнообъемных месторождений «черносланцевого» типа связаны с раннекаменноугольными депрессионными структурами Восточно-Уральского поднятия. Максимальная потенциальная продуктивность территории на золото «черносланцевого» типа связывается с депрессионными структурами обрамления Тогузакско-Аландского гранитизированного мегаблока кристаллического основания. Распространение продуктивных углеродисто-карбонатно-терригенных и вулканогенно-

углеродисто-терригенных отложений по его периферии определяют положение известных рудных районов и перспективных площадей, в их числе: Кировско-Тогузакский, Тогузакский, Брединский, Кировско-Кваркенский, Айдырлинско-Синешиханский рудные районы, а также Северо-Тогузакский и Амамбайский потенциальные рудные районы. Эти площади могут быть отнесены к первоочередным при постановке поисковых работ на золотое оруденение «черносланцевого» типа. Учитывая сходство в геологическом строении этих площадей и используя в качестве объекта-эталона Кировско-Кваркенский рудный район, можно констатировать, что металлогенический потенциал данной территории на золотое оруденение «черносланцевого» типа может на порядок превосходить существующую оценку прогнозных ресурсов золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажигрей Д.Г., Арифулов Ч.Х. Золото-серебряные месторождения в терригенных геосинклиналях, их типизация и поисковые критерии // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 47—53.
2. Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. — М.: Госгеолтехиздат, 1960.
3. Арифулов Ч.Х. Сходство и отличия «черносланцевых» месторождений золота различных геологических обстановок // Руды и металлы. 2005. № 2. С. 9—19.
4. Курбанов Н.К., Арифулов Ч.Х., Кучеревский П.Г. и др. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений углеродисто-терригенных комплексов. Атлас. — М., 1994. С. 37.
5. Кучеревский П.Г., Минькин К.М. Перспективы золотоносных рифейских терригенных и терригенно-карбонатных комплексов Башкирского метасинклинория // Руды и металлы. 1998. № 3.
6. Полтовец Ю.А., Полтовец З.И. Валерьяновский вулканоплутонический пояс: Проблемы связи магматизма и рудообразования // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 189—195.

УДК 553.495

© Л.П.Ищукова, 2006

Перспективы расширения минерально-сырьевой базы урана на юго-востоке Читинской области

Л.П.ИЩУКОВА (ФГУП «Читагеологоразведка»)

В настоящее время единственное предприятие, действующее в России и добывающее уран, интенсивно разрабатывает урановые руды месторождений Стрельцовского рудного поля на юге Читинской области. Конъюнктурные условия требуют выемки только богатых руд, количество которых может быть исчерпано уже в ближайшие годы. В связи с этим возникает необходимость выявления новых месторождений высококачественных урановых руд в районе деятельности предприятия, где создана вся необходимая инфраструктура и построен г.Краснокаменск.

Территория Читинской области, расположенная южнее р.Шилка, — уникальная по рудонасыщенности и разнообразию минерального сырья, в связи с чем наиболее экономически освоенная, а также доступная для освоения месторождений по географическим условиям.

Восточное Забайкалье претерпело несколько этапов тектономагматической активизации, в результате чего сформировались полихронные гранитоиднейсовы купольные поднятия, разделенные мезозойскими и кайнозойскими

ми впадинами. Постаكتивизационные гидротермальные процессы привели к образованию рудных месторождений в длительно развивавшихся структурно-магматических узлах.

Первая (основная) эпоха уранового рудообразования в Забайкалье — раннемеловая, проявившаяся в завершающий этап позднемезозойской тектономагматической активизации на всей территории, но наиболее продуктивно в Южном Приаргунье. Здесь сосредоточены крупнейшие уникальные молибден-урановые месторождения Стрельцовского рудного поля, месторождения полиметаллов (Кличинский и Бутунтаевский рудные узлы), многочисленные месторождения флюорита, месторождения и рудопроявления олова (Иргатуйское, Чиндачинское, Гребневое и др.). В последние годы выявлены перспективные проявления рудного золота в осадочно-вулканогенных отложениях впадин, по периферии полиметаллических рудных узлов, а также в бортах углеродистых сланцев. Установлено наличие медно-порфирового оруденения в ряде структурно-магматических узлов (Ша-

мянская, Айрыкская, Кулуджинская вулcano-тектонические структуры и др.).

Вторая эпоха уранового рудообразования в Забайкалье соответствует периоду кайнозойской тектономагматической активизации. Широко проявленный рифтогенез и базальтовый вулканизм этого периода в Бурятии и на севере Читинской области лишь слабо отразились в Южном Приангарье, в связи с чем пригодные для выщелачивания урановые руды в палеоген-неогеновых впадинах, перекрытых молодыми базальтами, возможны только в северных районах Читинской области. Однако наличие слабых признаков кайнозойского тектогенеза в Юго-Восточном Забайкалье в пределах Урово-Урюмканского блока и проявленность уранового оруденения в русловых отложениях некоторых долин (реки Уния, Лубия, участки Мотогорской, Урюмканской впадин и др.) дают основание ожидать значительных концентраций урана этой эпохи в палеоген-неогеновых отложениях.

Материалы по месторождениям урана типа «несогласия», установленные на древних щитах, позволяют предположить, что на территории Юго-Восточного Забайкалья могли существовать условия формирования подобных более ранних концентраций урана, но преобразованных в процессе позднемезозойского рудогенеза. Поэтому, несмотря на хорошую геологическую изученность Юго-Восточного Забайкалья, имеются высокие перспективы выявления новых типов месторождений, в т.ч. и уникальных урановых по количеству и качеству руд.

Если месторождения Pb, Zn, Ag, Au и других были известны уже с XVIII в., то крупнейшие месторождения урана были открыты только в 1963 г. в Южном Приангунье, где они локализовались в Стрельцовской вулcano-тектонической кальдере в слагающих ее позднемезозойских осадочно-вулканогенных породах на нескольких стратиграфических уровнях, а также в фундаменте в протерозойских карбонатных породах и в палеозойских гранитоидах [3, 4]. Столь позднее открытие этих месторождений и некоторых других в подобных условиях обусловлено отсутствием выходов рудных тел на современную поверхность и связано с их образованием в заэкранированных условиях и незначительным эрозионным срезом начиная с периода рудоотложения.

Общая особенность всех месторождений Стрельцовского рудного поля — приуроченность их к узлам пересечения разнонаправленных разломов, образовавшихся в пределах длительно живущей глубинной зоны разломов, и локализация рудных тел под экранирующими горизонтами пород. При этом наиболее богатые руды отлагались на границе геохимически контрастных сред. Важная особенность месторождений, имеющая поисковое значение для всего региона, — отсутствие радиоактивных аномалий непосредственно над ними и появление их на поверхности лишь на флангах рудоконтролирующих разломов на удалении 1,5—2 км по латерали от слепых рудных тел, залегающих на глубине под экранами.

Основное внимание специализированных поисковых работ в Юго-Восточном Забайкалье после открытия Стрельцовского месторождения было направлено на выявление подобных месторождений в мезозойских впадинах и локальных вулcano-тектонических структурах, связанных с гидротермальными процессами позднемезозойской тектономагматической активизации. Однако среди известных месторождений и многочисленных рудопроявлений новых крупных объектов с богатыми рудами не было обнаружено.

Выявление крупных месторождений богатых урановых руд в Стрельцовском рудном поле (Аргунское и Антей), локализованных в доломитах и гранитах в фундаменте, позволило пересмотреть результаты поисков как в пределах Юго-Восточного Забайкалья — ближайшего района к действующему Приангунскому горно-химическому комбинату, так и в Забайкалье в целом для выделения блоков, имеющих геолого-структурные предпосылки для образования крупных месторождений в метаморфических породах и гранитоидах под экранирующими горизонтами.

Территория Приангунья — часть древней платформы, расположенной между Сибирской и Северо-Китайской, и здесь существовали условия для формирования месторождений, приуроченных к поверхности регионального несогласия между раннепротерозойским складчатым фундаментом и рифейским платформенным чехлом, подобных уникальным крупномасштабным месторождениям Канадского и Австралийского древних щитов [6, 1, 7]. Территория Забайкалья и особенно Юго-Восточного Забайкалья в результате неоднократных активизационных процессов испытала существенные тектонические и гидротермально-метасоматические преобразования. На склонах гранитоидных поднятий, сложенных в сводовых частях палеозойскими палингенно-метасоматическими гранитоидами, сохранились крупные блоки метаморфических пород мафитового состава с горизонтами высокоглиноземистых сланцев (рис. 1). Метаморфо-метасоматические преобразования обусловили развитие плагиомигматитов, кристаллических сланцев высоких ступеней метаморфизма.

Наиболее интенсивные гидротермальные преобразования произошли в процессе позднемезозойского этапа активизации. В этот период сформировались практически все рудные гидротермальные месторождения, в т.ч. и урановые. Активизационные процессы привели, вероятно, к значительному перераспределению древнего урана и частичной мобилизации его при образовании позднемезозойских месторождений. Примером подобного типа месторождений является крупнейшее месторождение Аргунское в Стрельцовском рудном поле, которое образовалось в условиях геохимического барьера в фундаменте Стрельцовской кальдеры в мощной зоне брекчированных доломитизированных известняков на контакте с гранитами под экраном, представляющим собой покров базальтов, перекрывающий этот структурный узел. Условия геохимического барьера создались на контакте гранитоидов и карбонатных пород. При этом рудовмещающими являются и те, и другие в зоне (мощность до 100 м) объемного катаклаза и брекчирования за счет механического воздействия газонасыщенных гидротерм (рис. 2).

Месторождение Антей образовалось в структурном узле в гранитах фундамента под экранирующей толщей осадочно-вулканогенных пород. Аргунское месторождение по литолого-структурным условиям соответствует известным в Канаде месторождениям типа «несогласия», но рудоотложение происходило в позднем мезозое в длительно развивающемся структурно-магматическом узле, который функционировал уже в раннем протерозое. Об этом свидетельствует наличие экструзива ортоамфиболитов в рудовмещающих известняках и покровов metabазитов в прилегающем блоке метапород в фундаменте кальдеры, а в позднем мезозое здесь сформировался вулканический аппарат, выполненный липаритами жерловых фаций и морфологически сложным неким граносиенитов. В процессе позднемезозойского ру-

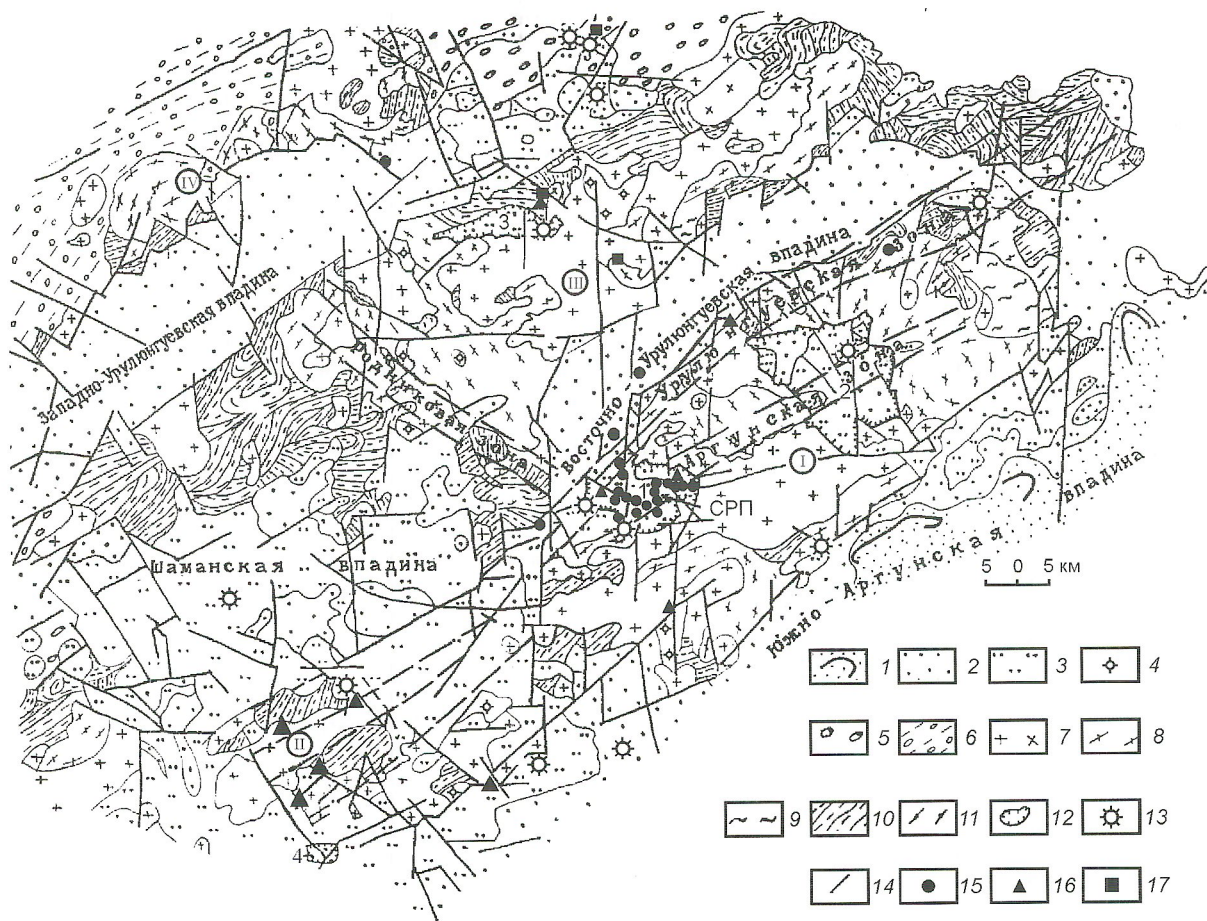


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного Приаргуны:

1 — нижнемеловые угленосные отложения кутинской свиты, K^2_{1tr} ; 2 — нижнемеловые осадочные и вулканогенные образования тургинской свиты, K^1_{1tr} ; 3 — осадочные и вулканогенные образования приаргунской свиты, J_3pr ; 4 — средне-верхнеюрские граниты кукульбейского комплекса, J_{2-3} ; 5 — нижнеюрские осадочные отложения верхнегазимульской свиты, J_{1-2} ; 6 — пермские осадочные отложения, $P(?)$; 7 — гранитоиды ундинского комплекса, γC_3 ; 8 — гнейсовидные гранитоиды урулюнгуевского комплекса, PZ_1 ; 9 — протерозойские гранитогнейсы, γPR ; 10 — протерозойские метаморфические породы, PR ; 11 — архей-протерозойские кристаллические сланцы, $AR-PR$; 12 — вулcano-тектонические кальдеры: 1 — Стрельцовская, 2 — Куйтунская, 3 — Екатерининская, 4 — Куладжинская; 13 — вулканические аппараты; гранитогнейсовые купольные поднятия (цифры в кружках): I — Аргунское, II — Куладжинское, III — Маргучек-Кличкинское, VI — Цаган-Олуйское; 14 — разломы; месторождения: 15 — урана, 16 — флюорита, 17 — полиметаллов

догенеза уран, возможно, мог частично заимствоваться из ранних концентраций, имевших место в этом структурном узле. В карбонатных рудах Аргунского месторождения установлен настуран с абсолютным возрастом 400 и 200 млн.лет; (ВИМС, Л.В.Сумин, 2000), причем первая цифра явно омоложенная активизационными процессами. На возможное наличие ранних концентраций урана указывают также определения абсолютного возраста настурана изотопным анализом свинца из богатой рудной залежи в нижнем покрове базальтов на месторождении Октябрьское, выполненные в 2001 г. (ВИМС, Л.В.Сумин). При этом оценка возраста неточная ≥ 520 млн.лет с размахом отдельных значений от 100 до 1000 млн.лет. Основная причина неточности — относительно большое содержание обыкновенного свин-

ца, которое в 10 раз выше, чем в минералах урана хорошей сохранности, что свидетельствует о нарушении структуры минерала и U-Pb системы. На глубоких горизонтах месторождения Антей и рудопроявлении Якорь в рудах среди гранитов присутствует уранинит и браннерит, по которым развивается настуран и коффинит. На наличие возможного древнего источника урана в Стрельцовской группе месторождений указывает И.В.Чернышев, В.Н.Голубев, рассматривая рассеянную уранинитовую минерализацию в докембрийских породах фундамента Стрельцовской вулcano-тектонической структуры. Уран-свинцовые данные фиксируют возраст этой минерализации 457—459 млн.лет [8].

Условия отложения руд на «геохимических барьерах» под экранирующими поверхностями установлены за пред-

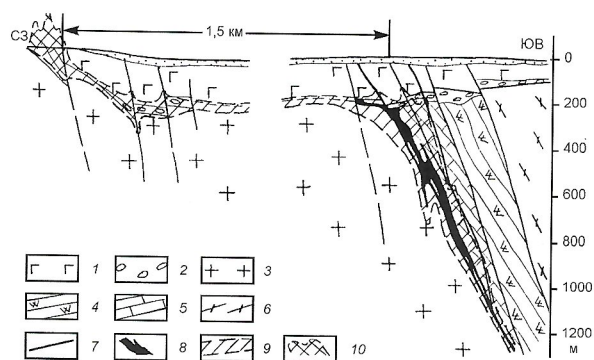


Рис. 2. Схематический геологический разрез месторождения Аргунское Стрельцовского рудного поля:

1 — базальты; 2 — конгломераты; 3 — граниты; 4 — ортоамфиболиты; 5 — доломитизированные известняки; 6 — гранитогнейсы; 7 — разломы; 8 — рудная залежь; 9 — ореолы повышенных концентраций урана и элементов-спутников; 10 — урановая аномалия

елами Стрельцовского рудного поля на многих рудопоявлениях, локализованных среди гранитоидов, содержащих ксенолиты метаморфизма и особенно в блоках метаморфических толщ вблизи контакта их с гранитоидами, где проходят глубинные разломы.

Огромное количество радиоактивных проявлений в Юго-Восточном Забайкалье подразделяется грубо на две группы: 1) проявления, составляющие большинство, в т.ч. крупнейшие месторождения Стрельцовского рудного поля, образовавшиеся в вулканотектонической структуре в заключительный гидротермальный этап позднемезозойской тектономагматической активизации, 2) проявления, приуроченные к метаморфическим комплексам, тоже связанные с гидротермальными процессами позднемезозойского периода, но в ряде случаев находятся вблизи структурно-стратиграфического несогласия и могут указывать на формирование их за счет мобилизации урана древних месторождений, не выходящих на современную поверхность. Если проявления первой группы достаточно хорошо изучены, то проявления среди метаморфизма практически не оценивались, блоки метаморфизма исключались из специализированных поисковых работ как не перспективные.

Анализ всех геолого-геофизических материалов по Юго-Восточному Забайкалью, проведенный в последние годы, позволил сделать вывод о высоких перспективах выявления крупномасштабных месторождений богатых урановых руд среди метаморфизма и гранитоидов в условиях геохимических барьеров. Имеющиеся конкретные проявления богатого оруденения в таких условиях способствовали выделению ряда перспективных участков для первоочередной оценки в экономически освоенном районе вблизи действующего Приаргунского предприятия.

В Юго-Восточном Забайкалье выделяются блоки метаморфизма наименее переработанные активизационными процессами, перспективные на выявление месторождений несогласия между раннепротерозойскими и рифейскими породами, а также месторождений в условиях подэкранного геохимического барьера, подобных месторождениям Аргунское и Антей. В краевых частях таких блоков уста-

новлены многочисленные проявления урана, которые могут указывать на возможное образование скрытых концентраций урана среди метаморфизма в соответствующих структурных узлах (рис. 3).

Наиболее достоверно структурно-стратиграфическое несогласие картируется в ряде блоков метаморфизма, сохранившихся на крыльях купольных поднятий — Маргусец-Кличкинское, Аргунское в Южном Приаргунье (участки Лабиха, Досатуевский, Родниковая зона, Соктуйский и др.). Перспективные блоки в Северном Приаргунье — Урюмканов-Уровский (участки верховьев рек Мотогор, Ороча, Ямский, Левобережный), южные склоны Борщовочного хребта (участки Кащикен, Скалистый и др.), Давенда-Могочинский и др.

Поиски в Южном Приаргунье в настоящее время должны быть направлены в основном на выявление богатых урановых руд в условиях подэкранного геохимического барьера и древних месторождений, образовавшихся на структурно-стратиграфическом несогласии, а также на поиски в породах фундамента локальных вулканотектонических структур. Наиболее подготовленными и перспективными для поисков такого типа месторождений являются блоки: Досатуевский, Куладжинский, Уланский, Маргусецкий, Кличкинский, Соктуйский; в Северном Приаргунье — Ороцкий, Ямский. В пределах этих блоков определялись потенциально рудоносные локальные структурные узлы, которые характеризуются признаками проявленности оруденения на поверхностях стратиграфического несогласия между метаморфическими комплексами или на их контактах с гранитами.

Для структурного плана территории Южного Приаргунья отмечается ряд особенностей, предопределивших размещение полезных ископаемых. Протерозой-рифейские пиклятивные формы, реставрированные по разобранному блоку метаморфизма и гнейсовидности метасоматических гранитоидов, преимущественно северо-восточного простирания, осложненного изгибом северо-западного направления, который картируется на участке между Западно- и Восточно-Урулюнгуевскими впадинами в полосе Родниковой зоны до Стрельцовской кальдеры. Пиклятивные структуры северо-восточного и северо-западного простирания унаследованы позднемезозойскими разломами, а в местах изгибов сформировались разломы широтного и меридионального простирания. Уникальная ураноносная Стрельцовская кальдера образовалась в узле сопряжения Урулюнгуевской, Аргунской зон разломов северо-восточного простирания, Родниковой зоны северо-западного направления, меридиональной Чиндачинской зоны и серии широтных разломов.

В этом же структурном узле кроме месторождений Стрельцовского рудного поля образовались месторождения на продолжении широтных разломов к западу от них Цаган-Тором, к северу — Меридиональное, несколько рудопоявления урана и олова.

Месторождение урана Цаган-Тором локализовалось в базальных конгломератах под толщей переслаивающихся покровов базальтов и дацитов, слагающих восточное замыкание Шаманской впадины. В северной прибортовой части впадины вблизи блока карбонатных пород в этих же конгломератах находится Чиндачинское рудопоявление урана, а севернее в ксенолите метаморфизма — Северо-Чиндачинское рудопоявление. На данном участке широко распространены грейзенизированные зоны милонитизации и

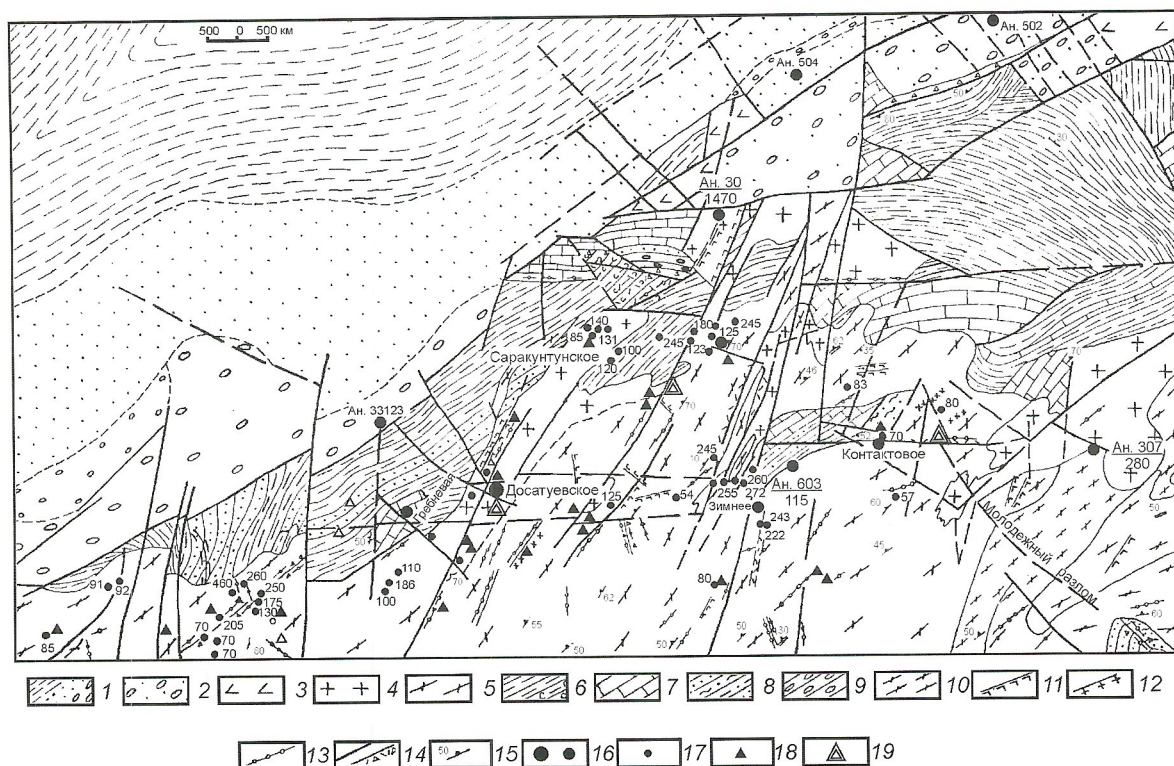


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Досатуйского структурного узла:

1 — песчаники, алевролиты тургинской свиты, K_1^{tr} , приаргунская свита, J_2 ; 2 — осадочные отложения, 3 — андезиты; 4 — граниты урулюнгуевского комплекса, γPZ_{2-3} ; 5 — гранитоиды урулюнгуевского комплекса, γPZ_1 ; протерозойские метаморфические породы, PR; 6 — сланцы кварц-слюдистые; 7 — известняки, доломиты, 8 — кварциты, графитовые сланцы, 9 — кварцевые конгломераты, гравелисты; 10 — гранитогнейсы; 11 — дайки базальтов; 12 — жилы гранитов, пегматитов; 13 — кварцевые жилы, окварцевание; 14 — разломы; 15 — элементы гнейсовидности; 16 — месторождение и рудопроявления урана; 17 — урановые аномалии; 18 — эманационные аномалии; 19 — флюорит

зоны окварцованных брекчий вдоль разрывов. Мощные брекчии сопровождают основную ветвь Урулюнгуевского разлома по контакту ксенолита карбонатных пород, осадочно-вулканогенных пород и гранитов. В узлах сопряжения разломов на участках рудопроявлений наблюдаются низкотемпературные гидротермальные изменения: аргиллизация, окварцевание, флюоритизация, гематитизация. На северном фланге месторождения урана Цаган-Тором, локализованного в конгломератах, скважинами вскрыто некондиционное оруденение в гранитах фундамента, что указывает на вероятность формирования в соответствующих структурных условиях крупного оруденения, подобного месторождению Антей в Стрельцовском рудном поле. Благоприятные условия характерны также и для северо-западного фланга, где на поверхности в гранитах и ксенолитах метаморфических пород установлены аномалии и вторичная урановая минерализация. Рудные залежи предполагаются в структурных узлах среди известняков под экранирующими горизонтами и в гранитах на продолжении рудоконтролирующих разломов меридионального и северо-западного простирания.

Северо-восточнее Стрельцовского рудного поля находится Досатуйский структурный узел, образовавшийся на

пересечении Аргунской и Урулюнгуевской рудоконтролирующих зон северо-восточного простирания и разломов близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний. Этот структурный узел включает Куйтунскую кальдеру, подобную рудоносной Стрельцовской, Досатуйский рудоносный участок, в котором установлены небольшое месторождение урана Досатуйское, рудопроявления урана: Гребневое, зоны Короткой, Южное, Контактное, Саракунтуевское и многочисленные урановые аномалии, а также Тологой-Уланскую вулcano-плутоническую структуру. Все рудные проявления на Досатуйском участке приурочены к мелким ксенолитам метаморфических пород среди гранитоидов в приконтактной полосе с крупным блоком пород раннепротерозойской надаровской и рифейской урулюнгуевской свит. Поверхность стратиграфического несогласия между этими свитами в узлах пересечения разнонаправленных разломов, рудоносных в гранитах, является весьма перспективной на выявление древних концентраций урана и оруденения позднемезозойского возраста типа *подэкранного геохимического барьера* на продолжении этих разломов.

В Куйтунской кальдере на продолжении рудоносной в Стрельцовском рудном поле Аргунской зоны разломов

установлено несколько рудопроявлений урана (Куйтунские 1, 2, скважины 33 063—33 066 и др.), не получивших оценки, рудопроявление молибдена (Евсиха), меди (Дайковое). Наибольший интерес представляет участок, где многочисленные проявления урана установлены скважинами на глубине 100—180 м от поверхности в гранитах под экранирующим пологозалегающим покровом дацитов. Западнее этих проявлений предполагается масштабное оруденение, подобное месторождению Антей в Стрельцовском рудном поле, среди гранитов под покровом дацитов в узле пересечения разломов меридионального и северо-западного простираний. Кроме этого благоприятные геолого-структурные условия для образования урановых концентраций имеются в южной части Куйтунской кальдеры, где прослеживается продолжение широтной зоны разломов, контролирующей в Стрельцовском рудном поле Широнокуйское и Восточно-Широнокуйское месторождения.

На юго-западном фланге Аргунской и Урулунгуевской зон разломов, контролирующих месторождения урана и флюорита в Стрельцовской кальдере, находится Куладжинский рудоносный структурный узел. Здесь известны многочисленные проявления урана в гранитоидах и ксенолитах метапород, а также в осадочно-вулканогенных отложениях, выполняющих небольшие грабены, образовавшиеся в сводовых частях Куладжинского поднятия. Многочисленные месторождения флюорита сопровождаются урановыми проявлениями. При этом аномалии распространены как в боковых породах, вмещающих флюоритовые жилы, так и ниже выклинивания жил в породах фундамента грабенов (месторождения Бугутурской группы, Шахтерское, Семилетнее и др.). Данная ситуация подобна ситуации на Стрельцовском месторождении флюорита, где первые урановые аномалии были установлены в шурфах на уровне флюоритовой жилы, и лишь бурением скважин были вскрыты промышленные урановые руды в 100 м ниже выклинивания флюоритовой жилы на глубине 220 м в дацитах и более 400 м в гранитах фундамента. На Куладжинской площади необходимые условия формирования крупномасштабного оруденения, аналогичного месторождению Антей в Стрельцовском рудном поле, установлены в Бугутурском и Нарын-Кундуйском грабенах, а в Канжурском ксенолите метапород возможно проявление уранового оруденения на стратиграфическом несогласии между раннепротерозойскими и рифейскими образованиями в узлах пересечения разломов, в которых находится оруденение за его пределами.

В сводовой части Маргучекского гранитоидного поднятия прослеживается от Стрельцовского рудного поля зона северо-западных разломов (Родниковая зона), в которой установлены рудопроявления урана (Арамогуйтуйское, Убур-Могойтуй, Перевал, Сидоровское, Удоготуйское, Водораздельное) и многочисленные радиометрические аномалии, приуроченные в большинстве к мелким ксенолитам меланократовых метаморфических пород. В целом Родниковая зона по радиогеохимическим условиям характеризуется высокими концентрациями урана и их дифференцированным распределением, что обусловлено, вероятно, тем, что все проявления урановой минерализации локализованы в приповерхностной сводовой части, где рудовмещающие ксенолиты метапород залегают полого. Методами структурной геофизики выявлены более крупные ксенолиты метапород и те из

них, которые находятся на участках структурных узлов, созданных пересечением рудоконтролирующих разломов. Эти образования перспективны на выявление крупномасштабного уранового оруденения, локализованного в подошве меланократовых пород в контакте с гранитами. В блоке метапород, расположенном в западной части Маргучекского поднятия, имеются предпосылки формирования урановых концентраций на поверхности несогласия между раннепротерозойскими и рифейскими свитами.

Наиболее представительно проявление урана типа *несогласия* — рудопроявление Лабиha, расположенное на северо-восточном фланге рудоконтролирующей Урулунгуевской зоны разломов, в пределах Уланского блока метапород. Рудопроявление приурочено непосредственно к поверхности стратиграфического несогласия между раннепротерозойской надаровской складчатой свитой амфиболитов, биотит-амфиболовых сланцев с прослоями известняков и рифейской урулунгуевской свитой, представленной пологоскладчатой толщей песчаников, гравелитов с прослоями сланцев и известняков. Рудопроявление Лабиha представляет собой линзу, обогащенную отенитом и урановой чернью, полого залегающую в нижнем горизонте биотитизированных песчаников урулунгуевской свиты. Скважинами, вскрывшими поверхность несогласия, установлено, что нижний горизонт песчаников урулунгуевской свиты, вмещающий рудную линзу, на всем протяжении характеризуется повышенной радиоактивностью. В породах урулунгуевской свиты на участке Лабиha и западнее установлены еще ряд урановых аномалий. Западнее рудопроявления прослеживается в меридиональном направлении полоса аномальной радиоактивности, приуроченная к телу рассланцеванных кварцевых порфиров и вмещающим метаморфическим породам. В целом Уланский блок по данным аэрогеофизической съемки выделяется комплексной радиогеохимической аномалией.

Оценка аномалий на Уланской площади проводилась по методике поисков уранового оруденения в зонах тектонических нарушений без учета реального геологического строения и установленных признаков оруденения в условиях стратиграфического несогласия. При этом поисковые работы не были проведены в узлах пересечения глубинных разломов широтного и меридионального простирания, контролирующих внедрение субвулканических тел габброидов и липаритов и появление урановых аномалий среди урулунгуевской свиты, несогласно залегающей по надаровской, хотя именно такие долгоживущие структурно-магматические узлы являлись благоприятными для локализации урановорудных тел типа *несогласия*.

В западной части Уланской площади, где среди метаморфических пород, обогащенных углеродистым веществом, установлены многочисленные радиоактивные аномалии и проявления золота и вольфрама (Нортуйское), также имелись условия для формирования месторождений на стратиграфическом *несогласии*.

Значительная часть Кличкинского поднятия находится в пределах полиметаллического металлогенического пояса. Северо-восточная часть поднятия, сложенная гранитами и крупными блоками метапород, характеризуется совмещенностью проявлений рудной минерализации, свойственной полиметаллическому и флюорит-молибден-урановому поясам и отличается очень слабой изученностью на уран. Наземными радиометрическими поисками в южной части выявлены многочисленные радиоактивные ано-

малии, приуроченные к гнейсогранитам и мелким ксенолитам метапород среди них. В ряде мест они сгруппированы в зоны меридионального направления и на их продолжении в метаморфических графитизированных породах аэропоисками выявлены радиоактивные аномалии и известны проявления Mo, Be, Pb, Zn, W.

На южных склонах Кличкинского поднятия, в бортовых частях Восточно-Урулонгуевской впадины тоже имеются структурные условия для образования месторождений урана типа *подэкранного геохимического барьера* как в пределах развитых здесь метаморфических пород (графитовые сланцы, известняки, кварциты), так и в фундаменте впадины вблизи бортового разлома, где в осадочно-вулканогенной толще установлены урановые аномалии. Поиски скрытых, не выходящих на современную поверхность, рудных тел на этой, как и на перечисленных других площадях, не проводились.

В Урюмкано-Уровском потенциально урановорудном районе на Верхнеорочинском, Левобережном и других участках, расположенных в краевой части гранитоидного сводового поднятия, урановое оруденение установлено в северо-восточном замыкании позднемезозойской Мотогорской впадины в выполняющих ее осадочно-вулканогенных породах (рудопоявления Сивачи, Изеча) в ее обрамлении (рудопоявление Антоновское), а также в верховьях пади Ороча в зоне надвига (протяженность 10 км) гранитов на протерозойские метапесчаники и последние нарушения среди метапесчаников. Вторичная урановая минерализация вскрыта здесь канавами и скважинами на глубине 15—30 м. Содержание урана колеблется от 0,06 до 0,1%, в гнездах мощностью 0,5 и 0,26 м достигает 1,92 и 15,0%, в штучной пробе 38%. (Орочское рудопоявление). Благоприятны для локализации крупномасштабного оруденения на этом участке заэкранированные узлы пересечения надвига с долгоживущими, глубинными крутопадающими разломами, в которых оруденение и аномальные ореолы сопутствующих элементов (Zn, As, Pb, Mo, Zr, Sb, Sn, Be, Bi, Ag) установлены на их выходах на современную поверхность.

На Антоновском мелком месторождении урана и флюорита рудные тела локализованы в ксенолитах метапород и характеризуются содержаниями U 0,01—1,28%. Северо-восточнее этого месторождения на участке Левобережное установлено множество аномалий в гранитах и метаморфических породах (карбонатные и песчаники); канавами вскрывались лишь некоторые из них — в гранитах. Условия подэкранных структурных узлов не оценивались.

Рудопоявления урана Сивачи, Изеча, Ягодное представлены пологими рудными телами среди туфов липаритов, и, как установлено в Стрельцовском рудном поле, находятся на флангах рудоконтролирующих зон, которые здесь не оценены в породах фундамента под толщей осадочно-вулканогенных пород.

Неоднократно в качестве перспективного на обнаружение крупномасштабного уранового оруденения выдвигался Давенда-Могочинский рудный узел, расположенный в пределах золото-молибденового металлогенического пояса Восточного Забайкалья. Поисками, специализированными на уран, было обнаружено богатое урановое оруденение на Давендинском и Ключевском молибденовых месторождениях. В Давенда-Могочинской зоне катаклаза выявлены месторождения урана Часовое, Королевское, Кристальное, Маяк и ряд рудопоявлений: Осинское,

Спутник и другие, а также многочисленные урановые аномалии и аномальные солевые ореолы.

Все проявления уранового оруденения образовались в полосе наибольшего насыщения метасоматических гранитоидов ксенолитами меланократовых метаморфических пород. При этом большинство (70%) всех рудных тел расположены в пределах ксенолитов или в непосредственной близости от них. Оруденение приурочено к тектоническим нарушениям. Содержание урана от первых сотых процента до 18%; по рудным телам в среднем составляет 0,07—0,83% на мощность 0,35—1,0 м, в раздувах до 10 м.

Контрастный литологический состав вмещающих пород (граниты и меланократовые метапороды) создавал условия геохимического барьера на пути фильтрующих гидротерм. Отсутствие экранирующих поверхностей и небольшие размеры ксенолитов способствовали образованию лишь небольших рудных тел. Крупномасштабные месторождения богатых руд могли сформироваться на участках крупных полого залегающих ксенолитов метапород, имеющих место на продолжении рудоконтролирующих нарушений. Наличие многочисленных радиоактивных аномалий среди осадочно-вулканогенных пород мезозойских впадин в благоприятных структурных условиях дает основание ожидать развития оруденения в фундаменте этих впадин, как это имеет место в Стрельцовском рудном поле.

Приведенное краткое описание некоторых участков не исчерпывает всех перспективных структурных узлов, в которых проявлено урановое оруденение как в мезозойских осадочно-вулканогенных породах впадин, так и в их при- бортовых частях метаморфических породах, среди гранитоидов, слагающих гранито-гнейсовые купольные поднятия. Оценка последних не проводилась.

В результате поисковых работ в Приаргунье, специализированных на уран, кроме урановых месторождений были выявлены крупные месторождения полиметаллов, флюорита (соответственно Нойон-Тологой и Гозогор в Южном Приаргунье), многочисленные проявления рудного золота (Васильевско-Хуторское, Тологой-Уланское, Зеренское, Кир-Кириновское и другие в Южном Приаргунье, Скалистое и другие — в Борщовочном блоке и т.д.), меди медно-порфирового типа (Шаман, Айрык, Куладжинское и др.), олова (Иргатуйское, Цикейское и др.).

Перечисленные объекты не исчерпывают всех проявлений рудного золота, выявленных на территории Приаргунья при поисковых работах на уран. Многие из них в силу тех же причин, что и для урана, не имеют выходов на современную поверхность и были обнаружены бурением при оценке радиоактивных проявлений.

Наиболее существенные и перспективные площади на обнаружение промышленных концентраций золота установлены в прибортовой части Восточно-Урулонгуевской впадины, где в ее северо-западном борту прослеживается на 14 км тектоническая зона. На юго-западном фланге этой зоны находится Кир-Кириновское проявление золота в мезозойских осадочных и перекрывающих рыхлых отложениях впадины. Признаки золотого оруденения обнаружены в этой зоне на участке Зеренского проявления колчедана и радиоактивной аномалии 401, а также на ее северо-восточном фланге в разломах среди карбонатно-сланцевой (углеродистой) толщи метапород в районе урановой аномалии 451. Колчеданное оруденение в виде жил, прожилков, гнезд вкрапленности сульфидов (пирротин, арсенопирит,

пирит, марказит, халькопирит, борнит) развито в тектонически нарушенных и гидротермально измененных андалузит-графитовых, углистых сланцах. Содержание сульфидов 10—20%. Сульфидизированные зоны мощностью 2—30 м прослежены на 200—300 м при общей протяженности зоны 2,5 км, а по геофизическим данным до 14 км; мощность зоны 180—200 м. С поверхности зона перекрыта мощными (до 50 м) рыхлыми отложениями и почвенным слоем. По скважинам зона не опробована на золото, а в единичных пробах брекчированных, окварцованных, обожженных и выщелоченных сланцев, взятых на поверхности почвы (2002), содержание золота 0,1—0,26 г/т.

На Кир-Киринском рудопроявлении золото локализовалось в брекчированных окварцованных нижнемеловых конгломератах в трех интервалах мощностью 2, 9, 17 м с содержанием Au 0,15—0,26 г/т на глубине 40—85 м от поверхности. В перекрывающих рыхлых отложениях на глубине 20—47 м содержание Au 0,2—1,0 г/т. В шлихах установлены знаки свободного золота. Кир-Киринское рудопроявление не изучено, оценка не проводилась. По геологическим условиям оно сходно с Васильевско-Хуторским рудопроявлением золота в Западно-Урулунгуевской впадине и с Тасеевским месторождением в Балеysком рудном узле. Оценка его, так же как и Васильевско-Хуторского, должна быть направлена на поиски стволовых золотоносных жил на флангах установленных золотосодержащих метасоматитов в конгломератах. Кроме того, несомненный интерес представляет россыпное золото в перекрывающих рыхлых отложениях рассматриваемого и других конусов выноса из притоков Урулунгуевской впадины, находящихся северо-восточнее в пределах Зеренской зоны вплоть до Уланской площади. В борту впадины имеются проявления золота в кварц-флюоритовых жилах и во вмещающих породах, а также многочисленные радиоактивные аномалии. Аэропоисками в этой полосе в борту впадины фиксируются аномальные концентрации U, Th, K и аномалии магнитного поля, которые служат признаками проявленности золотого оруденения.

Узлы пересечения разломов северо-западного и меридионального простирания с разломами северо-восточного простирания в борту впадины, сложенном метапородами, благоприятны для локализации уранового оруденения; на продолжении этих разломов в мелких ксенолитах метопород среди гранитоидов образовались многочисленные урановые аномалии.

В южном борту Восточно-Урулунгуевской впадины образовалась Тологой-Уланская вулканотектоническая структура. Золотое оруденение установлено (2002) при рекогносцировочном опробовании в тектонически нарушенных и окварцованных углеродистых сланцах, известняках и штоке сиенит-порфира, прорывающем метопороды в западной части структуры. Мощность зоны около 200 м, протяженность не менее 2 км. Содержание в пробах, отобранных в не-

большом количестве из мелких закопшек, составляет Au 0,1—1,7 г/т. Перспективы выявления здесь крупного месторождения золота в карбонатно-углеродистых сланцах и сиенит-порфирах достаточно высоки. Кроме этого наличие уранового оруденения в осадочных породах, слагающих впадину, и среди андезитов в разломах, контролирующих внедрение субвулканических тел граносиенитов в Тологой-Уланской вулканотектонической структуре, позволяет ожидать развития и уранового оруденения в ее пределах.

В северном Приаргунье не оценены рудопроявления золота: Альдекалинское (Au от 0,1 г/т до 3,6 кг/т.), Гулинское, Катаинское (Au до 53 г/т) и другие золотоносные зоны (Орчинская, Уровская). Прогнозные ресурсы золота на перечисленных и некоторых других участках, выявленных в Приаргунье, оцениваются в десятки тонн.

В 1999—2001 гг. определились перспективы выявления в Южном Приаргунье месторождений меди медно-порфирового типа на ранее выявленных урановых проявлениях, где установлены Шаманская и Айрыкская вулканоплутонические структуры. Здесь содержание в отобранных единичных пробах достигает Cu 0,5—2,0%, Mo 0,2% [5]. Работы по оценке не проведены.

Приведенные краткие сведения об урановых проявлениях и рудоносности общего профиля Приаргунья свидетельствуют о высоких перспективах обнаружения крупномасштабных месторождений урана, необходимых для выполнения сырьевой базы действующего Приаргунского предприятия, и других полезных ископаемых, разработка которых в этом экономически освоенном районе достаточно эффективна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов В.К. О генезисе месторождений «типа несогласия» // Разведка и охрана недр. 2001. № 6. С. 11—15.
2. Бибииков Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Воробьев В.С. Геохронологические рубежи для южной части Восточного Забайкалья по данным U-Pb — метода датирования // Геохимия. 1979. № 2. С. 204—215.
3. Ицуква Л.П. Стрельцовское рудное поле (месторождения: Стрельцовское, Антей, Аргунское и Жерловое). Месторождения Забайкалья. Т. 1. Кн. 2. — Чита-Москва, 1995. С. 130—156.
4. Ицуква Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулунгуевского месторождения Стрельцовского рудного поля. — М.: Геоинформмарк, 1998. С. 525.
5. Ицуква Л.П., Сердюк Л.В. О проявлении медно-порфирового оруденения в Юго-Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 488—491.
6. Лавров Н.П., Смиркстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. — М.: Недра, 1983. С. 38—59.
7. Пакульнис Г.В. Углеродистые породы и гидротермальная урановая минерализация // Отечественная геология. 2002. № 5—6. С. 3—8.
8. Чернышев И.В., Голубев В.Н. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье — крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924—937.

Возраст древней россыпи р.Большой Куранах

И.С.ЛИТВИНЕНКО (СВКНИИ ДВО РАН)

В 1990 г., через 27 лет со дня установления промышленной ценности месторождения Государственной комиссией по запасам (ГКЗ) при Совете Министров СССР, были утверждены запасы древней россыпи р.Бол.Куранах (Центрально-Алданский рудно-россыпной район), уникальной как по строению и запасам, так и условиям формирования. Она расположена в среднем и нижнем течении р.Бол.Куранах, где отмечается резкое расширение долины и многократное возрастание мощности выполняющих ее рыхлых отложений, в которых выделяется две основные толщи. Россыпь приурочена к пестроцветным (красно-желто-бурым) щебнево- и галечно-гравийно-суглинистым (глинистым) образованиям нижней толщи мощностью 30—80 м. Белесые галечники верхней толщи (мощность до 10 м), формировавшиеся в зоне деятельности р.Бол.Куранах в четвертичное время, преобразованы в основном в гале-эфельные отвалы в процессе дражной отработки пластовой аллювиальной россыпи, распадавшейся в них.

Пестроцветные щебнево- и галечно-гравийно-глинистые отложения нижней толщи, вмещающие россыпь, названы в процессе поисково-съёмочных, разведочных и эксплуатационных работ 20—30-х годов прошлого века «древними» из-за окраски, состава, мощности, степени выветрелости грубообломочного материала и залегания под горизонтом четвертичного аллювия. Ранее попытки установить их возраст по данным спорово-пыльцевого анализа не имели успеха. Считалось, что коры химического выветривания, за счет разрушения которых формировались данные отложения и специфическая литолого-геохимическая обстановка осадкообразования, неблагоприятно сказались на сохранении и фоссилизации микроспоров. Палинологическому анализу, как правило, не подвергают породы, претерпевшие сильное химическое выветривание (особенно процессы латеризации и каолинитизации) [10], так как кора выветривания обычно не содержит пыльцу [7]. Проведенные исследования показали, что можно извлекать споры и пыльцу из таких отложений с помощью специальной методики обработки проб. По-видимому, в процессе корообразования и последующего перемещения выветрелого материала, спорополленин, из которого состоят оболочки пыльцы и спор, в силу химической ненасыщенности [1] становится адсорбентом минерального вещества. Микрофоссилии в этих условиях приобретают минеральную оболочку или частичную инкрустацию, состоящую из кремнистых, карбонатных, железистых соединений, а, возможно, и органогенно-глинистых компонентов, и по физическим свойствам становятся не отличимыми от минеральных зерен. Поэтому при палинологических исследованиях высокоглинистых ожелезненных продуктов выветривания извлечение органического материала из образцов должно уделяться особое внимание.

Учитывая изложенное, палинолог В.Е.Нархинова провела экспериментальные исследования, в результате которых выяснилось, что извлечение микрофоссилий достигается путем ужесточения режимов окисления. На основе большого числа экспериментов была выработана методика, предусматривающая последовательную обработку ма-

териала пробы кипящим 10%-ным раствором щелочи (в течение 10—15 мин), кипящим 20—30%-ным раствором соляной кислоты (не менее 30 мин), подогретыми на водяной бане концентрированной плавиковой кислотой (не менее 15—20 мин) и 10%-ным раствором соляной кислоты (в течение 20—30 мин).

Примерно в 1/3 проб из «древних» отложений р.Бол.Куранах, обработанных по этой методике, пыльца и споры не выявлены. Возможно, спорополленин в них связан органогенно-глинистыми соединениями, не поддающимися растворению при обработке проб по данной методике. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из 20 проб, оказались достаточно представительными (палинологический анализ В.Е.Нархиновой), чтобы охарактеризовать возраст древней россыпи р.Бол.Куранах.

В строении разреза рыхлых образований, вмещающих древнюю россыпь р.Бол.Куранах, принимают участие отложения различных генетических типов (см. рисунок).

В основании разреза повсеместно развиты долинные элювиальные щебнисто-глинистые образования желто-бурого, бурого, кирпично-красного цвета. Мощность их обычно не превышает 6—10 м. На нижних горизонтах они переходят в трещиноватые коренные породы.

У левого борта на верхнем участке древней россыпи р.Бол.Куранах в шахте 67 (р.л.214) на глубине 26 м из элювиального горизонта (см. рисунок) получен (проба 6726) споропыльцевой комплекс, состоящий в основном из морфологически разнообразной пыльцы (в %) голосеменных *Pinus subgen. Diploxylon* (46,7*), *Pinus subgen. Haploxylon* (5,0), очень мелкой пыльцы *Pinus cf. minuta* 7,3 и пыльцы древнего облика, принадлежащей семейству *Pinaceae* 3,2. Присутствует пыльца *Picea* — 3,2, *Podocarpus* 1,6, *Dacrydium* 0,7, *Cedrus*, *Cupressaceae*, *Sciadopitys*, *Larix*. Среди немногочисленной пыльцы покрытосеменных (25) обнаружена пыльца *Alnus* sp. (10,5), *Betula* sp. (8,4), широколиственных *Corylus* (1,1), *Carpinus*, *Comptonia*, *Engelhardtia*, достигающая в сумме 3,4. Встречена пыльца *Proteaceae*. *Triatriporopollenites*, *Acacia*, *Dicksonia* — типичные субтропические растения. Следует отметить в незначительном количестве неопределимые формы, отдаленно напоминающие пыльцу субтропического рода *Drinys* (сетчатая экзина, крупные рассеянные поры на дистальной стороне).

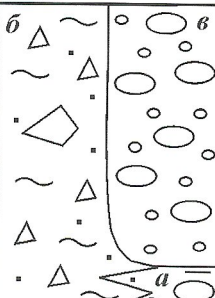
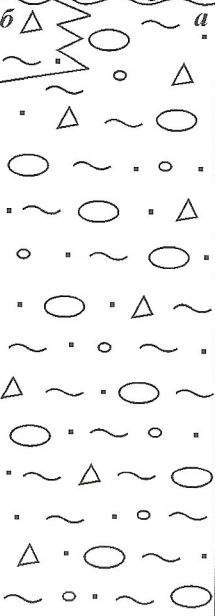
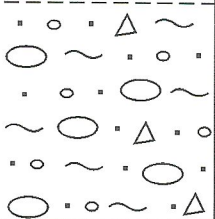
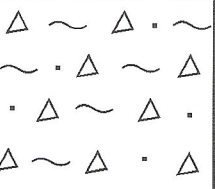
Учитывая хорошую насыщенность пробы микрофоссилиями (440 зерен), можно считать, что полученный спорово-пыльцевой комплекс отражает существование хвойные елово-сосновые леса, местами с участием представителей древних хвойных, ольшанниками и березняками в долинах и спорадической примесью субтропической растительности, существовавшие в климатических условиях близких к субтропическим или переходных от субтропических к теплоумеренным. Исходя из этого, возраст долинного элювия в разрезе шахты 67 можно отнести к переходным этапам от эоцена к олигоцену.

*Здесь и далее процентное содержание каждого таксона высчитывалось от общего количества микрофоссилий в спектре.

Вышележащие «древние аллювиальные» отложения, генезис которых остается дискуссионным, изучались на верхнем участке древней россыпи р.Бол.Куранах по керну скважин 47, 42^б (р.л.224) и в шахтах 66 (р.л.212), 67, 68 (р.л.214), 69 (р.л.216). На данном участке «древний аллювий» представляет собой пестроцветные (желтые, желто-

красно- и шоколадно-бурые, кирпично- и вишнево-красные) галечно-гравийно-песчано-глинистые отложения. По разрезам скв.47 и шахты 66 из этих отложений выделено два разновозрастных спорово-пыльцевых комплекса (см. рисунок).

Первый, более древний, споро-пыльцевой комплекс из нижней части разреза «древних аллювиальных» отложе-

Возраст	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Описание пород
Четвертичный	Q		4-10	<i>Аллювий (а)</i> . Хорошо окатанная галька и гравий с серо-белесым суглинком или супесью. Проба 4707-1 (скв. 47, глубина 6,5 м) <i>Коллювий (б)</i> . Серо-желтые суглинки с щебнем из известняков и доломитов, их отдельными глыбами и редкой плохо окатанной галькой. Пробы 70-3, 70-4 (шахта 70, глубина 3-4 м) <i>Гале-эфельные отвалы (в)</i>
Верхний олигоцен	P ₃ ²		30	<i>«Древний аллювий» (а)</i> . Пестроцветные (желтые, желто-бурые, красно-бурые, кирпично-красные, вишнево-красные, шоколадно-бурые и другого цвета) галечно-гравийно-глинисто-песчаные или галечно-гравийно-песчано-глинистые отложения с отдельными выветрелыми валунами интрузивных пород, прослоями суглинков с небольшим количеством дресвы и гравия. Состав: галька 7-21 % (на 85-95 % выветрелая), гравий и дресва 17-26 %, песок 26-41 %, алевроито-глинистый материал - 15-35%. Пробы 4709, 4711, 4722, 4723, 2729, 4731, 4733 (скв. 47, глубина 9-33 м); 6609, 6610, 6611, 6612, 6614, 6615 (шахта 66, глубина 9-15м) <i>Коллювий (б)</i> . Плотные суглинки темно-коричневого цвета с редкими включениями глыб и щебня известняков, выветрелых до состояния суглинка и дресвы. Состав: алевроито-глинистый материал - 20-78%, песок - 12-35 %, дресва и щебень - 10-45 %. Проба 6710 (шахта 66, глубина 10 м)
Нижний олигоцен	P ₃ ¹		5	<i>«Древний аллювий»</i> . Охристо-рыжие, вишнево-коричневые и другого цвета галечно-гравийно-суглинистые (супесчаные) отложения с отдельными валунами гранитов. Состав: галька, гравий 19-28 %; песок 33-39 %; алевроит, глина 36-45 %. Пробы 4737, 4740, 4741 (скв. 47, глубина 37-42 м)
Эоцен(?) - нижний олигоцен	P ₂ (?) - P ₃ ¹		6-10	<i>Долинный элювий</i> . Суглинки (на нижних горизонтах - супеси) красного, кирпично-красного, шоколадного и другого цвета с дресвой и щебнем известняков и доломитов. Состав: алевроито-глинистый материал - 15-54 %, песок 25-65 %, дресва 15-26 %, щебень 5-13 %. Проба 6726-2 (шахта 67, глубина 26 м)

Стратиграфическая колонка рыхлых отложений долины р.Бол.Куранах по исследованным разрезам

ний, вскрытых скв.47 (глубины 37—42 м), для которого характерно (в %):

преобладание пыльцы голосеменных (58,6—75,6) при меньшем содержании пыльцы покрытосеменных (21,1—35,8) и незначительном спор (2,6—8,1); большое количество пыльцы *Pinus subgen. Diploxylon* (до 50), морфологическое разнообразие ее, обусловленное присутствием видов из рода секций *Pitus*, возможно, *Taeda* и *Banksia*, незначительное содержание пыльцы *Pinus subgen. Haploxylon* (2,3—9,8); присутствие пыльцы древних хвойных: *Podocarpus* до 2,3, *Dacridium* до 1,9, *Cedrum* до 1,3; небольшое или единичное содержание пыльцы других хвойных: *Picea* sect. *Eupicea* (до 1,3), *Larix* (ед.), *Sciadopitys* (до 0,7), *Taxodiaceae* (до 1,0), *Cupressaceae* (до 1,6) и др.; преобладание среди покрытосеменных пыльцы *Alnus* sp. (4,5—7,8), *Betula* sp. (2,3—6,5), ореховых с родами *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Platycarya*, *Engelhardtia* (в сумме 4,2—9,9), *Carpinus* (3,6—5,5); небольшое или единичное содержание пыльцы широколиственных: *Quercus* (не менее двух видов) до 2,5, *Fagus* до 2,3, *Corylus* до 1,6, *Ulmus* ед., *Liquidambar* до 1, *Acer* ед., *Nyssa* (2 вида) до 1,3, *Fraxinus* ед., *Sambucus* ед.; редкая встречаемость пыльцы трав, выявляемых в основном при обзоре большого количества препаратов; пыльца верескоцветных до 2,3; малое содержание спор (*Sphagnum* до 4,2, остальные (в единичных зернах) — *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Cyatheaceae*).

Специфические черты охарактеризованного спорово-пыльцевого комплекса позволяют реконструировать растительность типа хвойных и хвойно-широколиственных лесов тургайского типа. Эдификаторами сообществ на плакорах были различные *Pinus subgen. Diploxylon*, образующие светло-хвойные леса с подлеском из граба, дуба, лещины. Небольшое участие в фитоценозах принимали *Pinus subgen. Haploxylon* темно-хвойные породы: ель, кедр, ногоплодник, дакридиум, сциадопитис. В поймах долин и на припойменных склонах произрастали мелколиственные ольхово-березовые леса с примесью разнообразных ореховых: энгельгартии, платикарии, кари, ореха (не менее трех видов) — и граба, бука, дуба, клена, ясеня, липы, тисса, ликвидамбара.

Таксономический состав полученного спорово-пыльцевого комплекса, достаточно высокое суммарное количество пыльцы широколиственных (5,5—25,0%), разнообразие пыльцы ореховых, присутствие пыльцы древних хвойных (ногоплодник, цедрус, дакридиум, сциадопитис), малое содержание пыльцы трав и спор споровых растений сближает его со спорово-пыльцевыми комплексами из олигоценового свит Нижнеалданской впадины [11] и наложенных кайнозойских впадин и прогибов Восточной Якутии [4]. Заметным различием может показаться преобладание в нем пыльцы голосеменных, но если учесть равнинный характер ландшафта в пределах наложенных впадин и прогибов и горный в бассейне р.Бол.Куранах, то оно не может быть определяющим. По спорово-пыльцевому комплексу из нижних горизонтов «древнего аллювия» р.Бол.Куранах восстанавливается растительность, произраставшая в климатических условиях второй половины раннего олигоцена.

При обзоре препаратов в ходе выявления охарактеризованного спорово-пыльцевого комплекса встречены формы, нехарактерные для олигоценовых спорово-пыльцевых спектров Сибири. Определенные на уровне «conformis» (Cf. *Amentotaxus agrotænia*, cf. *Picea tobolica*, cf. *Roipetelia*, *Nothofagus*, *Pleurospermapollenites*), они в совокупности свидетельствуют о перетолжении из более древних осадков, возможно, палеоцен-эоценовых.

Мощность нижнеолигоценовых образований в пределах исследованного интервала разреза скв.47 составляет 5 м (скважина недобурена). Если провести корреляцию по месту их вероятного залегания в других скважинах, то мощность «древнего аллювия», сформировавшегося в раннеолигоценовое время, достигнет, по всей вероятности, 30 м.

Второй спорово-пыльцевой комплекс из «древних аллювиальных» отложений р.Бол.Куранах получен по разрезам скважины 47 на глубинах 9—35 м и недобитой шахты 66 — 9—15 м.

В скв.47 в интервале глубин 24—35 м насыщенность проб миоспорами оказалась мало представительной: в 5 пробах менее 100 зерен, в 3 (4733, 4731, 4729), соответственно, 130, 154 и 120 зерен. Они отражают намечающееся уменьшение роли пыльцы голосеменных, возрастание пыльцы мелколиственных пород, исчезновение пыльцы древних хвойных и представителей семейства ореховых. Содержание пыльцы термофильных покрытосеменных 3,9—13,0% и принадлежит в основном *Carpinus* и *Corylus*. В более насыщенных пробах (4723, 4722, 4711) из интервала глубин 11—23 м в спорово-пыльцевых спектрах наблюдается увеличение пыльцы (в %) покрытосеменных (41,1—71,0), при подчиненном содержании голосеменных (16,0—46,7) и спор (2,9—12,0). Среди покрытосеменных преобладает пыльца *Alnus* sp. (14,4—20,1), *Betula* sp. (11,1—24,0), значительно увеличивается количество пыльцы *Carpinus* (8,1—15,0), единичной пылью представлены *Quercus*, *Fagus*, *Corylus*, *Acer*. Суммарное содержание пыльцы широколиственных 12,9—16,0%. По данным спорово-пыльцевым спектрам восстанавливаются хвойно-мелколиственные леса, в т.ч. на водоразделах основные боры, но без представителей древних хвойных, в долинах — ольшаники, березняки, наблюдается произрастание на склонах граба. Морфологические особенности пыльцы граба свидетельствуют о принадлежности к виду *Carpinus orientalis* (граб восточный), который засухоустойчив, светолюбив. Это дерево низкое, ксеромезофильное, предпочитающее карбонатные почвы [2] и часто заселяющее известняковые скалы как пионерный вид [3]. Таким образом, в восстанавливаемых фитоценозах четко проявляется специфическая черта — приуроченность сосны и граба к карбонатным почвам, их ксеромезофильность и засухоустойчивость. Нарастание аридности климата, по-видимому, — отражение ухудшения общепланетарных климатических условий в конце олигоцена.

Спорово-пыльцевой спектр пробы 4709 из верхней части разреза «древнего аллювия», вскрытого скв. 47, существенно отличается от рассмотренных (пробы 4723, 4722, 4711). Количество спор увеличивается (в %) более чем в два раза (22) за счет спор *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*. Среди голосеменных (29,5) доминирует пыльца темнохвойных, в т.ч. *Pinus subgen. Haploxylon* (16,3), различных *Picea* sp. (5,6), единичной пылью представлены *Tsuga* и *Sequoia*. Господствовавшая ранее пыльца *Pinus subgen. Diploxylon* (*P. silvestris*?) не превышает 5, больше стало пыльцы *Larix* (2),

что позволяет предположить значительное участие лиственных в фитоценозах. Среди покрытосеменных (48,5) наблюдается увеличение пыльцы разнообразных травянистых. При доминировании по-прежнему пыльцы мелколиственных (*Betula* sp. 13,5, *Alnus* sp. 15,5) суммарное содержание (в %) термофильных растений (*Carpinus*, *Myrica*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*) достигает 10. Таким образом, спорово-пыльцевой спектр пробы 4709 свидетельствует о существенной перестройке лесной растительности, особенно на водораздельных пространствах. Произраставшие на песчаных или карбонатных почвах светлых леса сменились темнохвойными из гашлоидных сосен, вероятнее всего, из сибирского кедра, разнообразных елей, возможно, тсуги с напочвенным покровом из папоротников, лесных плаунов и сфагнового мха, свидетельствующего о кислых почвах. В долинных ольшаниках и березняках кроме примеси лещины, лапыны, дуба, вяза, заметно произрастала лиственница, а граб, по-видимому, по-прежнему заселял известняковые скалы. Все отмеченное позволяет говорить о резком увлажнении климата. Возможно, спорово-пыльцевой спектр пробы 4709 характеризует фитоценозы, существовавшие в условиях умеренно-влажного менее засушливого климата, когда происходило формирование верхних горизонтов толщи «древнего аллювия» р.Бол.Куранах, в более позднее, должно быть, миоценовое время. Вероятно, на новейшем тектоническом этапе они были перекрыты при врезании на 30—50 м [6] р.Бол.Куранах в толщу «древнего аллювия».

В шахте 66, расположенной в прибортовой части долины р.Бол.Куранах в 1,2 км ниже по течению от скв.47, в 6 пробах из «древнего аллювия» получены сходные споро-пыльцевые спектры. В них преобладает пыльца покрытосеменных растений (66,7—81,4%) при подчиненном содержании спор и пыльцы голосеменных (соответственно 7,1—19,9 и 11,5—26,2%).

Среди покрытосеменных доминирует пыльца (в %) *Alnus* (суммарно до 54), принадлежащая наполовину *Alnus* sp., виду морфологически близкому *Alnaster*, субдоминантом является пыльца *Betula* sp. 7,8—20,4. Заметно участие пыльцы *Carpinus* (1,1—12,2), *Corylus* (1,1—1,7). В ряде проб в небольших количествах встречена пыльца *Myrica* (ед.—4,0), *Pterocarya* (ед.—2,1), спорадически — *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Populus*, *Ostrya*, *Castanea*, *Acer*, *Sambucus*, *Engelhardtia*, *Pterocarya*.

Пыльца травянисто-кустарничковых малочисленна и принадлежит в основном (в %) верескоцветным (2,9—9,2), злаковым (ед.—2,0), осоковым (ед.—1,5). Голосеменные представлены почти равными количествами пыльцы *Pinus subgen. Haploxydon* и *Pinus subgen. Dinloxydon*, соответственно, 4,2—11,5 и 4,0—13,7. В отдельных пробах в незначительном количестве отмечается пыльца *Picea* sp. (1,7) и *Podocarpus* (0,6). Споры принадлежат преимущественно сфагновым мхам, папоротникам и плаунам.

Основные черты рассмотренного спорово-пыльцевого комплекса из разреза «древнего аллювия» шахты 66 сходны с спорово-пыльцевым комплексом, полученным по пробам из подобных отложений, вскрытых скв. 47 на глубине 11—33 м.

В некоторых пробах (6614, особенно 6609) кроме спор и пыльцы, легко поддающихся диагностике, отмечаются многочисленные углистые частички, фрагменты растительных тканей (кутикула, эпидермис), микроскопические кусочки смолы и нередко микрофоссилии, которые определяются с

известной долей условности. К ним относятся тропические *Bennettites*, *Ginkgoaceae*, *Ginkgoaceae-Cycadaceae*, *Magnoliaceae*, *Palmae*, *Nipa*, *Pterocaryites hexaporites*, *Gleichenia*, *Lygodium*, *Leiotriletes*, *Taxaceae*, *Amentotaxus*, *Protheaceae*, *Moraceae*, агрегаты трехспоровой пыльцы, как бы склеенные гуминовым цементом, *Celtis chinensis* (наиболее примитивный представитель семейства *Celtidaceae* — трехспоровые зерна с бугорчатой скульптурой). Несомненно, они переклаиваются из угленосных отложений, формировавшихся предположительно в позднем мелу.

Сходный с установленными в пробах из «древних аллювиальных» отложений, вскрытых в шахте 66, спорово-пыльцевой спектр получен в пробе 6710, взятой в шахте 67 на глубине 10 м из слоя (глубина 9,5—13,5 м) серо-желтых суглинков с редким щебнем выветрелых известняков, представляющий, очевидно, древние коллювиальные образования, поступившие с бортов в долину р.Бол.Куранах и не затронутые (или слабо затронутые) флювиальными процессами.

«Древний аллювий» в разрезах скважин 47 и 42^б перекрыт слоем галечника с хорошо окатанной галькой в супесчаном заполнителе серо-белесого цвета. Мощность его по этим скважинам составляет соответственно 0,3 и 0,8 м. В разрезе скв. 42^б, расположенной в прибортовой части днища долины р.Бол.Куранах, он перекрыт коллювиальными глинисто-щебневыми отложениями, в скв. 47, пройденной в средней части днища долины, данный горизонт залегает под гале-эфельными отвалами дражной отработки «современной россыпи» р.Бол.Куранах.

В пробе 4707-1 (см. рисунок) из белесых галечников извлечен спорово-пыльцевой спектр (в %) с преобладанием спор 76,1 над пылью покрытосеменных (17,9) и голосеменных (6). Споры принадлежат преимущественно гладким и бугорчатым папоротниковым семействам (в %) *Polypodiaceae* (суммарно 27,3), зеленым мхам *Bryales* (суммарно 22,2), в т.ч. из семейства *Encalyptaceae* (17,9), представители которого произрастают большей частью на известковистом субстрате [9]. Зафиксировано значительное содержание спор *Cryptogramma crispa* (6,8) и *Cryptogramma acrostichoides* (1,6), *Sphagnum* (4,1), *Selaginella selaginoides* (2,1), *Adiantum* (1,1). В заметном количестве присутствуют споры некоторых видов *Lycopodium* (до 1,9) и *Botrychium* (до 1,6).

Покрытосеменные представлены преимущественно (в %) пылью трав (суммарно 7,7) и древовидных *Betula* sp. (4,3), *Alnus* sp. (4,1). В очень небольших количествах (доли процента) отмечается пыльца *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, единично — пыльца *Myrica*. Из голосеменных — немного пыльцы *Pinus subgen. Diploxydon* (3,0) и *Pinus subgen. Haploxydon* (2,4), *Pinus* sp. (0,5).

Сходные спорово-пыльцевые спектры, но с большим участием миоспор кальцефилов, выделены из серо-грязно-желтых суглинков со щебнем и отдельными глыбами известняков и доломитов, редкой слабо окатанной галькой кварца, щелочных сиенитов, гранитов и карбонатных пород, перекрывающих в присклоновой части днища долины р.Бол.Куранах «древний аллювий» и имеющих, очевидно, коллювиальный (коллювиально-пролювиальный?) генезис (пробы 70-3, 70-4, шахта 70, глубина 3—4 м).

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из вложенных в толщу «древнего аллювия» белесых галечников и перекрывающих ее коллювиальных образований, резко отличаются от спорово-пыльцевых комплексов из «древ-

него аллювия» и свидетельствуют о почти полном обезлесивании территории в момент их формирования. К сожалению, их невыразительный состав (отсутствие пыльцы елей, тсуги и др.) не позволяет однозначно говорить о возрасте этих отложений в узком диапазоне. Реконструируемые по ним сухие степи или полупустыни, почти лишенные древесной и кустарниковой растительности, развивались в условиях семиаридного климата, существовавшего на исследуемой территории предположительно в четвертичное время.

Таким образом, выполненные стратиграфические исследования позволили определить возраст древней россыпи р.Бол.Куранах, который предшественниками условно относился к среднему—позднему плейстоцену [8] или позднему плейстоцену [12]. Формировалась россыпь на протяжении длительного периода (в конце эоцена, олигоцене и, вероятно, миоцене) в изменяющихся климатических и тектоно-геоморфологических условиях, что с учетом данных о строении и вещественном составе вмещающих ее отложений, типоморфизме и распределении золота указывает на сложный генезис этой россыпи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брукс Дж., Шоу Г. Роль спорополления в палинологии // Проблемы палинологии. — М.: Наука, 1973.
2. Быков В.А. Доминанты растительности Советского Союза. Т. III. — Алма-Ата: Наука, 1965.

3. Воронов Г.А. Геоботаника. — М.: Высшая школа, 1973.
4. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. 1. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней. — Якутск, 1998.
5. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. II. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточной Якутии и Объяснительная записка к ней. — Якутск, 1998.
6. Желнин С.Г. Золотоносность Центрально-Алданского района и перспективы погребенных россыпей: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Магадан, 1967.
7. Пыльцевой анализ / Под ред. И.М.Покровской. — Л.: ВСЕГЕИ, 1949.
8. Россыпные месторождения России и других стран СНГ (Минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) / Под ред. Н.П.Лаверова, Н.Г.Патты-Кара. — М.: Научный мир, 1997.
9. Савич-Любичкая П.И., Смирнова З.И. Определитель листостельных мхов СССР. Верхнеплодные мхи. — Л.: Наука, 1970.
10. Тимофеев Б.В., Багдасарян Л.Л. Очерк методики микропалеофитологического анализа // Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. — М.: Наука, 1964. С. 86—92.
11. Фрадкина А.Ф., Киселева А.М., Ермолаева Н.В. и др. Позднеолигоценовая и миоценовая флора бассейна Алдана и ее сравнение с флорами Северо-Востока СССР и Аляски (по палинологическим данным) // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. — М.: Наука, 1971. С. 22—39.
12. Шило Н.А. Учение о россыпях. — М.: Изд-во Академии горных наук, 2000.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 551.72:552:550.4:470.5

© Коллектив авторов, 2006

Некоторые геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород венда Западного склона Среднего Урала и палеогеодинамические реконструкции

А.В.МАСЛОВ, Ю.Л.РОНКИН, М.Т.КРУПЕНИН, Г.А.ПЕТРОВ, А.Ю.КОРНИЛИНА, О.П.ЛЕПИХИНА (ИГиГ УрО РАН)

Геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород (аргиллиты, глинистые сланцы, мелкозернистые алевролиты), участвующих в сложении подавляющего большинства осадочных последовательностей различного возраста, позволяют в настоящее время достаточно эффективно реконструировать обстановки их формирования (состав и эволюцию палеоводосборов, палеотектонику, палеоклимат и палеогеографию, окислительно-восстановительные условия в бассейнах и др.), а также получить информацию о палеогеодинамических обстановках накопления осадочных последовательностей. В последние 10—15 лет подобного рода исследования широко вошли в практику зарубежных ученых, тогда как в России делаются пока только первые шаги в этом направлении [7, 8, 12, 13, 16, 19 и др.].

В настоящей статье рассматриваются результаты реконструкции на основе прецизионных, полученных методом ICP-MS, геохимических данных главных черт эволюции верхней коры во время накопления отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, вскрывающихся многочисленными правыми притоками р.Чусовая на западном склоне Среднего Урала (рис. 1).

Серебрянская серия объединяет снизу вверх танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. Танинская свита (до 500 м) сложена редкогалечниковыми тиллитовидными конгломератами с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и алевролитистых глинистых сланцев. Гаревская свита объединяет мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы. Мощность ее 700—750 м. Койвинская свита (мощность до 300 м) представлена тонким чередованием филлитовидных сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков; в ряде разрезов свиты присутствуют пакеты и пачки редкогалечниковых конгломератов. Бутонская свита (300—350 м) характеризуется полосчатыми темно-серыми низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов. Керноская свита (200—350 м) сложена песчаниками и филлитовидными алевролит-глинистыми породами. В северной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в разрезах верхней части керносской свиты существенная роль принадлежит основным и ультраосновным вулканогенным породам дворцевого комплекса. По данным Ю.Л.Ронкина [17], изотопный возраст трахиандезитов этого комплекса составляет 569 ± 42 (Sm-Nd метод, ва-

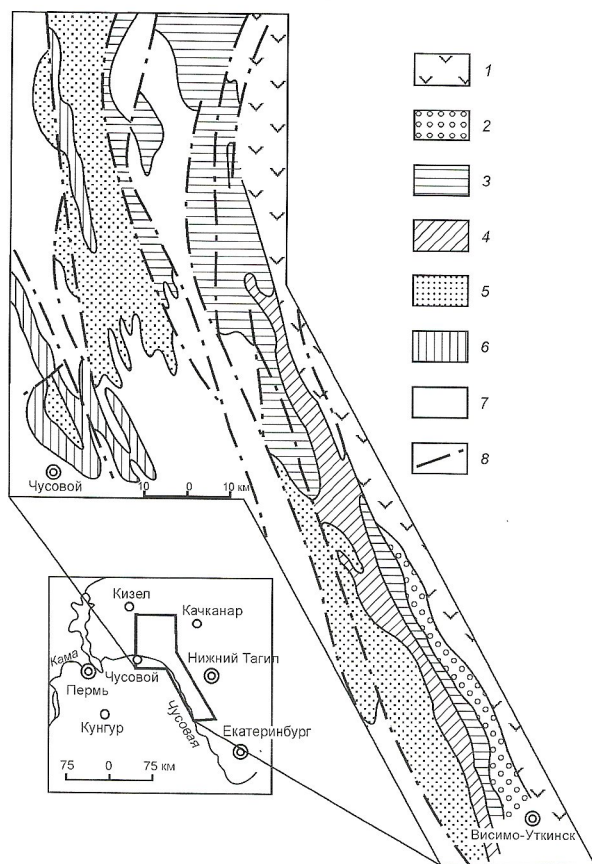


Рис. 1. Обзорная и схематическая геологическая карты центральной и южной части Кваркушско-Каменногорского мегаантиклинария. По данным [1], с упрощениями:

1 — верхнерифейские отложения; свиты: 2 — танинская и гаревская, 3 — койвинская, бутонская и керновская, 4 — старопечнинская и перевалокская, 5 — чернокаменская, 6 — усть-сылвицкая; 7 — палеозойские отложения; 8 — разрывные нарушения

ловая проба) и 559 ± 16 млн.лет (Rb-Sr метод, валовая проба).

Сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (до 500 м) представлена в нижней части редкогалеchnikовыми конгломератами, а в верхней — темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях породы старопечнинской свиты залегают с перерывом и выполняют серию врезанных долин [1]. Перевалокская свита объединяет темно-серые аргиллиты, песчаники и гравелиты. Мощность ее не превышает 300 м. Выше наблюдается мощная (до 1500—1800 м) последовательность преимущественно зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемая в чернокаменскую свиту. Наряду с широко распространенными дисковидными отпечатками *Cyclomedusa* и *Ediacaria*, в породах чернокаменской свиты присутствуют палеопасихниды, *Eoporpita*, остатки перистых организмов *Charniodiscus* и *Vaizitsinia* с прикрепительными дисками, отпечатки *Yorgia*

и *Dickinsonia*. Временной интервал встречаемости дикинсоний в разрезах верхнего венда оценивается в настоящее время в 560—541 млн.лет [27]. Завершают разрез сылвицкой серии полимиктовые и полевошпат-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты. Мощность ее 500—600 м.

Анализ палеогеодинамических аспектов вендско-раннепалеозойского этапа развития Урала свидетельствует о том, что в пределах всего Уральского складчатого пояса на этом отрезке времени была сформирована серия рифтогенных грабенов и депрессий, выполненных терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями [5, 6, 11]. Петрогеохимические особенности мафит-ультрамафитовых комплексов западного склона Среднего Урала, согласно данным Е.С.Карпухиной с соавторами [3, 4], указывают на образование их во внутриплитных обстановках на раннем этапе эволюции Палеоуральского рифта. В.В.Бочкарев и Р.Г.Язева [2] отмечают существование в рифее и венде на территории, рассматриваемой авторами, локальных зон раздвига. Несколько иных представлений придерживается В.Н.Пучков [14, 15], по данным которого время формирования отложений серебрянской серии может быть охарактеризовано как эпоха, преимущественно спокойная в тектоническом отношении. Предполагается также, что на Урале в интервале примерно от 620 до 540 млн.лет проявилась фаза складчатости, коррелируемая с кадомской фазой Западной Европы [16].

Наиболее приемлемыми для реконструкции состава источников сноса и геодинамических обстановок образования осадочных последовательностей являются редкоземельные элементы (REE), Th, Sc, Ti, Nb, V, Ni и др. [18, 20, 23, 31 и др.]. Они слабо растворимы в воде и, следовательно, почти без потерь перемещаются из источников сноса в области осадконакопления. При этом особенности распределения (спектры) редкоземельных элементов пород источников сноса в подавляющем большинстве случаев сохраняются в осадочных породах, не претерпевая существенных трансформаций при процессах литогенеза и метаморфизма.

Соотношение в тонкозернистых терригенных породах легких и тяжелых редкоземельных элементов наряду с нормированными к хондриту их спектрами в постархейских осадочных породах во многом контролируется тектоническими условиями формирования и составом источников сноса [30, 31]. Реконструкция состава областей питания по редкоземельным элементам базируется на том, что магматические породы основного состава характеризуются низкими значениями отношений легких редкоземельных элементов к тяжелым (LREE/HREE) и не имеют достаточно выраженной отрицательной Eu-аномалии, тогда как кислым породам свойственны высокие LREE/HREE и отчетливая Eu-аномалия [24, 29 и др.].

Для мониторинга состава и особенностей эволюции верхней коры широко используются также Th/Cr, Th/Sc, Th/Co, Cr/Ni, La/Co и др. [18, 22, 23, 28, 33 и др.]. Так, на примере докембрийских тонкозернистых терригенных пород Каапвальского кратона показано, что совместное использование Cr/Th, Th/Sc и Co/Th позволяет эффективно реконструировать состав источников сноса. Высокие значения Th/Cr и Th/Co указывают на преобладание в областях размыва пород кислого состава, тогда как низкие или изменяющиеся значения Th/Cr позволяют предполагать, что в верхней коре заметная роль принадлежала породам основного и ультраос-

новного составов. Отсутствие существенных вариаций величины Th/Cr на протяжении достаточно длительных отрезков времени рассматривается как показатель стабильности тектонического режима, способствующего эффективному перемешиванию тонкой алюмосиликокластики на путях переноса. Достаточно хорошим индикатором присутствия в областях сноса пород ультраосновного состава является также Cr/Ni [25]. Значения названного параметра в глинистых породах, составляющие $\leq 1,4$, характерны для обстановок «прямого» размыва ультрамафитов в источниках сноса. При величине $\text{Cr}/\text{Ni} > 2,0$ можно предполагать существенную трансформацию на путях переноса тонкой терригенной взвеси ультраосновного состава, поступавшей из областей размыва. Относительно высокие значения Cr/Zr и Sc/Th также указывают на существенную роль в источниках сноса основных и ультраосновных пород, тогда как высокие значения Th/Co предполагают преобладание в областях размыва пород кислого состава. Аномально низкие значения Ti/Nb (< 100) в осадочных образованиях указывают на преобладание в их составе обломочного материала, образованного за счет разрушения мантийных пород кислого или промежуточного состава [21]. Такие осадочные породы широко распространены во внутриплитных обстановках, где ассоциируют с системами континентальных рифтов или океанических островов.

Для выполнения исследований авторы отобрали из естественных разрезов серебрянской и сыльвицкой серий Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория по рекам Усьва, Сыльвица, Серебрянка и Межевая Утка более 85 образцов, определенных визуально в поле как глинистые сланцы и аргиллиты. Для разбраковки этого массива на алевропесчаные и собственно глинистые породы в камеральных условиях были использованы данные петрографического изучения, а также положение фигуративных точек составов на диаграмме с координатами

$\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [27]. После проведения указанных операций для 46 образцов глинистых сланцев и аргиллитов установлены содержания рассеянных и редких элементов (всего 52) с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element 2.

Медианные содержания Th в аргиллитах венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория изменяются от 11,4 до $\sim 14,8$ г/т, примерно таков же порядок содержания Sc (минимум 11,1 г/т характерен для аргиллитов танинской свиты, максимум 19,34 г/т — для тонкозернистых терригенных пород гаревской свиты). Величина Th/Sc в аргиллитах серебрянской и сыльвицкой серий колеблется от 0,77 до 1,23, что характерно для аргиллитов танинской свиты, тогда как тонкозернистые терригенные породы всех более высоких уровней разреза, за исключением усть-сылвицкого, имеют заметно более низкие ($< 1,0$) величины данного параметра (рис. 2, А). В целом все изложенное свидетельствует об относительно зрелом составе размывавшихся в венде источников сноса. По данным приведенным в работе [18], величина Th/Sc в верхней достаточно зрелой в петрохимическом отношении континентальной коре составляет ~ 1 . Однако при преобладании в областях размыва гранитоидов Th/Sc может достигать, как известно [18 и др.], величины 32 (!). Таким образом, из данных, полученных авторами, можно сделать выводы: 1) в послетанинское время зрелость пород на палеоводосборах несколько понизилась; 2) в источниках сноса не существовало, скорее всего, резкого преобладания гранитоидов ни в серебрянское, ни в сыльвицкое время.

Медианные содержания Cr в тонкозернистых терригенных породах серебрянской и сыльвицкой серий изменяются от ~ 93 (старопечнинский уровень) до > 169 г/т (бутонский уровень). Величина Th/Cr колеблется от 0,01 (керноская и бутонская свиты) до 0,16 (старопечнинская свита). Показа-

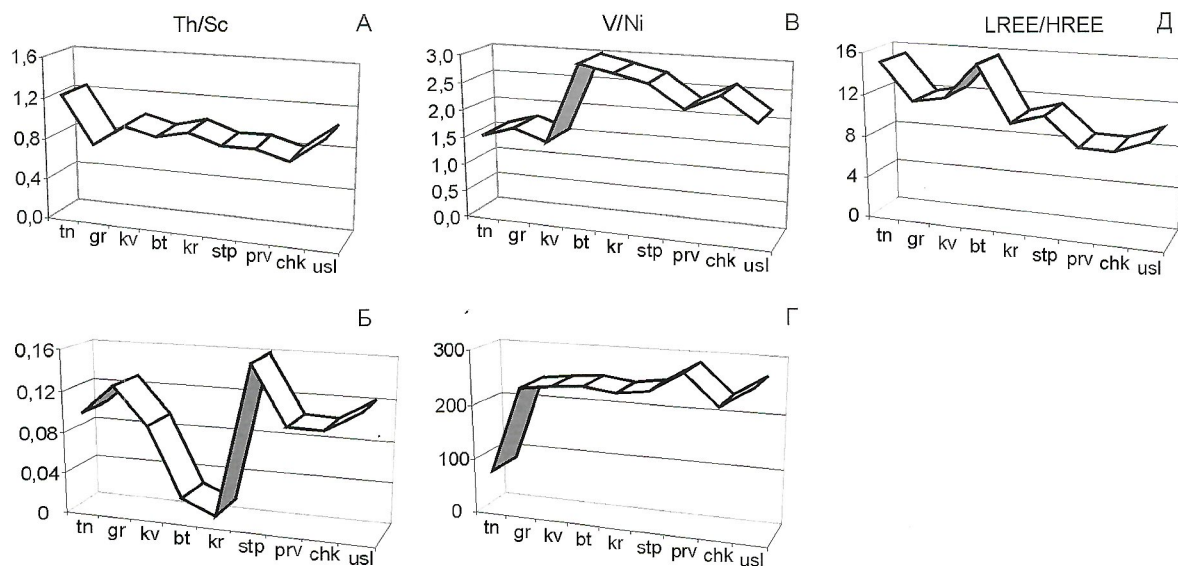


Рис. 2. Вариации в координатах условного времени медианных значений Th/Sc (А), Th/Cr (Б), V/Ni (В) и Ti/Nb (Г) и LREE/HREE (Д) в глинистых сланцах и аргиллитах серебрянской и сыльвицкой серий:

свиты: *tn* — танинская, *gr* — гаревская, *kv* — койвинская, *bt* — бутонская, *kr* — керноская, *stp* — старопечнинская, *prv* — перевалокская, *chk* — чернокаменская, *usl* — усть-сылвицкая

тельно, что столь большие вариации данного параметра обусловлены в первую очередь очень низкими содержаниями титана в аргиллитах как бутонской, так и керносской свит, тогда как содержания хрома в проанализированных авторами породах из названных литостратиграфических подразделений близки к тем, что характерны для ниже- и вышележащих уровней. Кривая изменения величины Th/Cr в координатах «условного времени», т.е. снизу вверх по разрезу венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, носит отчетливый двугорбый характер (см. рис. 2, Б). Начало и конец венда (соответственно, танинско-койвинское и перевалокско-усть-сылвицкое время) характеризуются значениями Th/Cr в интервале 0,9—0,13. Максимально высокое медианное значение данного параметра (0,16) наблюдается в аргиллитах старопечнинского уровня сылвицкой серии, тогда для аргиллитов бутонской и керносской свит величина этого отношения составляет всего 6—12% от него. Таким образом, исходя из особенностей изменения величины Th/Cr в разрезе венда западного склона Среднего Урала, можно считать, что в начале серебрянского, как и на протяжении всего сылвицкого времени, в областях сноса существенное значение имели породы кислого состава. В конце серебрянского времени наряду с кислыми породами в области сноса присутствовали и основные и (или) ультраосновные образования. Наличие ярко выраженных вариаций величины Th/Cr в аргиллитах серебрянской серии указывает на отсутствие в это время на путях переноса благоприятных для эффективного перемешивания тонкой алюмосиликокластики условий и, следовательно, можно предполагать заметную нестабильность тектонического режима данного интервала венда.

Медианное содержание V в аргиллитах венда варьирует от ~73 (усть-сылвицкий уровень) до 128 г/т (керносский уровень). Минимальное медианное содержание Ni ~26 г/т характерно для аргиллитов бутонской свиты, тогда как максимальное Ni >78 г/т наблюдается в тонкозернистых терригенных породах гаревского уровня. Величина V/Ni составляет 1,51—2,95. Распределение значений V/Ni в аргиллитах в координатах условного времени представлено на рис. 2, В. В аргиллитах танинского, гаревского и койвинского уровней V/Ni изменяется от 1,51 до 1,72, тогда как в тонкозернистых терригенных породах всех более высоких уровней разреза она не опускается ниже 2,15—2,29, достигая в ряде случаев 2,83—2,95. Основываясь на материалах приведенных в работах [22, 32], можно, по всей видимости, сделать вывод о том, что в начале серебрянского времени роль основных и ультраосновных пород в источниках сноса была несколько более высокой, чем во второй половине серебрянского и сылвицкого времени.

Медианные содержания Nb в глинистых породах серебрянской и сылвицкой серий изменяются от 14 до ~52 г/т. Минимальные содержания Ti ~4312 г/т характерны для аргиллитов танинского уровня, максимальные Ti ~5708 г/т типичны для тонкозернистых терригенных пород перевалокской свиты. Между Ti и Nb практически на всех литостратиграфических уровнях серебрянской и сылвицкой серий (за исключением танинского и перевалокского) наблюдается достаточно тесная корреляция (коэффициент корреляции r от 0,37 до 0,99 [8]). Величина Ti/Nb в глинистых сланцах и аргиллитах различных подразделений серебрянской и сылвицкой серий изменяется от 77 до 283. Минимальное значение данного отношения характерно для аргиллитов танинской свиты серебрянской серии, тог-

да как глинистые породы более высоких уровней венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория имеют значения данного отношения в 2—3 раза большие (см. рис. 2, Г). Таким образом, основываясь на критериях, предложенных в работе [21], можно сделать вывод о том, что низкие значения Ti/Nb в аргиллитах танинского уровня указывают на присутствие в их составе материала, образованного за счет разрушения анорогенных магматических пород основного или промежуточного состава. Такие породы широко распространены во внутриплитных континентальных обстановках и ассоциируют с рифтовыми системами.

Суммарное содержание редкоземельных элементов в глинистых сланцах и аргиллитах серебрянской и сылвицкой серий 147,8—266,53 г/т (см. таблицу), что заметно превышает общее содержание таких элементов в среднем австралийском постархейском глинистом сланце (PAAS) [18] или в генеральной пробе глин Русской платформы (RPSC) [10] и позволяет предполагать, что на ряде этапов формирования вендского бассейна, например, в танинское, гаревское и старопечнинское время, в областях сноса существенное значение имели породы кислого состава.

Максимально высокими значениями LREE/HREE (~15) характеризуются глинистые сланцы танинской и бутонской свит. Для остальных литостратиграфических подразделений венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория типичны существенно менее высокие значения этого отношения, не выходящие за рамки 8,6—12,3 (см. рис. 2, Д). В аргиллитах сылвицкой серии разброс значений LREE/HREE заметно ниже, чем в аргиллитах серебрянского уровня. Минимальная величина LREE/HREE составляет здесь 8,66 (аргиллиты перевалокской свиты), тогда как максимальная равна 11,3 (аргиллиты старопечнинской свиты). Сказанное позволяет предполагать, что если на первых этапах формирования осадочных последовательностей серебрянской и сылвицкой серий питающие области были представлены породами весьма зрелого состава, то с течением времени к ним добавились и менее зрелые (иными словами более основные) образования.

Таким образом, анализ геохимических особенностей тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской и сылвицкой серий Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на западном склоне Среднего Урала позволяет сделать следующие выводы. Палеоводосборы имели наиболее зрелый в петрохимическом отношении состав в танинское и старопечнинское время. Об этом свидетельствуют как Th/Cr и Th/Sc , так и LREE/HREE в глинистых сланцах и аргиллитах этих уровней. Однако доминирование гранитоидов в такие моменты времени, по-видимому, не наблюдалось. Более того, низкие значения Ti/Nb в аргиллитах танинского уровня указывают на присутствие в них материала, образованного за счет разрушения анорогенных магматических пород основного или промежуточного состава. Данные породы широко распространены во внутриплитных континентальных обстановках и ассоциируют с рифтовыми системами. В послетанинское или послекойвинское время зрелость пород в источниках сноса в заметной степени понизилась. Наиболее наглядно об этом свидетельствует резкое снижение величины Th/Cr в аргиллитах бутонской и керносской свит. Возможно, это связано с обусловленным процессами рифтогенеза внедрением в указанные моменты времени в верхнюю кору пород основного и (или) ультраосновного составов. В целом

Меданные содержания (в г/т) малых элементов и некоторые геохимические индексы в глинистых сланцах и аргиллитах венда Кваркушко-Каменногогорского метантиклинория

Элементы	Серебрянская серия						Сыльвинская серия				
	<i>tn</i>	<i>gr</i>	<i>kv</i>	<i>bt</i>	<i>kr</i>	<i>stp</i>	<i>prv</i>	<i>chk</i>	<i>ust</i>		
Sc	11,10±3,37	19,34±2,01	12,33±3,39	14,51±6,29	12,45±7,04	15,36±3,36	15,73±2,32	16,08±4,41	11,45		
V	81,67±7,59	124,17±17,69	64,92±31,99	78,08±38,34	128,05±52,6	106,36±20,3	120,64±11,03	116,86±22,03	73,1		
Ni	56,16±14,36	71,82±12,74	42,93±8,66	26,71±3,77	53,89±30,15	43,75±12,78	53,76±7,31	44,54±6,87	34,07		
Cr	142,07±40,55	145,60±33,17	124,03±55,81	169,16±5,36	148,58±15,41	93,59±17,70	123,68±25,56	114,60±21,15	96,38		
Ti	4312,95±880,77	5012,07±488,24	3494,29±1299,57	5150,90±684,76	4559,72±7591,80	5517,91±603,03	5708,62±543,25	5120,25±815,14	4542,22		
Zr	218,98±14,14	160,89±19,61	169,40±102,23	229,36±36,61	202,32±110,67	185,97±35,67	238,05±9,15	210,56±37,72	230,45		
Nb	51,86±17,05	20,18±2,34	14,11±5,07	20,93±3,74	19,01±16,56	22,36±4,22	20,61±0,58	22,09±2,87	17,00		
La	60,38±11,84	49,56±8,69	34,22±17,03	46,14±15,35	41,09±18,65	49,06±5,86	39,53±3,82	37,67±12,70	31,67		
Ce	120,48±27,14	95,03±26,87	67,40±42,98	83,39±29,86	83,54±39,08	94,60±12,56	83,56±6,96	79,76±29,29	68,38		
Pr	12,51±3,03	11,37±1,88	7,64±4,27	10,33±3,39	9,37±4,43	11,38±1,05	9,69±0,77	8,94±3,19	5,96		
Nd	47,73±11,50	41,21±6,61	26,68±15,87	37,05±11,98	34,34±17,45	40,31±3,27	36,07±2,81	33,74±11,84	22,75		
Sm	7,09±2,89	6,94±1,04	4,38±2,63	6,01±1,90	5,91±3,31	6,81±0,51	6,68±0,48	6,05±2,22	4,70		
Eu	1,63±0,59	1,39±0,36	1,05±0,42	1,01±0,34	1,19±0,92	1,29±0,11	1,20±0,10	1,21±0,43	0,72		
Gd	5,78±2,73	5,64±0,75	3,68±2,09	4,39±1,58	4,91±2,43	5,33±0,40	5,78±0,43	5,22±1,92	3,26		
Tb	0,82±0,37	0,84±0,08	0,54±0,28	0,61±0,22	0,78±0,34	0,79±0,09	0,89±0,08	0,83±0,29	0,63		
Dy	4,28±1,53	4,75±0,34	3,08±1,34	3,27±1,25	3,96±1,89	4,42±0,54	5,22±0,36	4,83±1,65	3,52		
Ho	0,87±0,23	0,96±0,06	0,64±0,27	0,69±0,26	0,84±0,40	0,92±0,12	1,09±0,09	1,03±0,33	0,86		
Er	2,25±0,58	2,61±0,21	1,78±0,72	1,92±0,76	2,21±1,10	2,48±0,34	3,06±0,21	2,76±0,91	2,37		
Tm	0,32±0,06	0,36±0,04	0,26±0,11	0,27±0,11	0,33±0,17	0,36±0,05	0,45±0,03	0,40±0,13	0,32		
Yb	2,10±0,36	2,36±0,24	1,72±0,68	1,85±0,71	2,09±1,10	2,37±0,39	2,98±0,21	2,72±0,83	2,30		
Lu	0,29±0,05	0,35±0,04	0,26±0,10	0,28±0,11	0,31±0,16	0,35±0,06	0,44±0,03	0,39±0,12	0,36		
Th	12,97±1,45	14,39±2,43	11,44±5,28	13,20±5,69	12,09±5,85	14,79±2,05	13,40±1,77	12,42±4,73	11,70		
Сумма	266,53	223,37	153,33	197,21	190,87	220,47	196,64	185,55	147,8		

Элементы	Серебрянская серия						Сыльвицкая серия					
	tn	gr	kv	bt	kr	stp	prv	chlk	usl			
LREE/HREE	15,15±2,53	11,62±2,05	12,24±1,38	15,51±3,1	10,34±3,28	11,31±0,56	8,66±0,24	8,59±1,38	9,80			
Ti/Nb	77,58±31,72	236,91±14,67	243,14±11,77	248,18±18,43	240,55±136,61	248,04±24,32	283,38±30,86	231,62±21,82	267,15			
Th/Sc	1,23±0,29	0,77±0,06	0,98±0,16	0,91±0,07	0,97±0,43	0,87±0,15	0,87±0,03	0,79±0,24	1,02			
V/Ni	1,54±0,48	1,72±0,63	1,51±0,37	2,95±1,51	2,83±0,74	2,70±0,80	2,29±0,27	2,57±0,34	2,15			
Th/Cr	0,10±0,02	0,13±0,04	0,09±0,04	0,02±0,02	0,01±0,06	0,16±0,02	0,10±0,02	0,10±0,05	0,12			
Число проб	5	3	10	2	3	4	4	14	1			

наличие ярко выраженных вариаций Th/Cr в аргиллитах серебрянского уровня позволяет предполагать отсутствие в раннем венде условий для эффективного перемешивания тонкой кластики и, следовательно, указывает на нестабильность тектонического режима и достаточно расчлененный рельеф области седиментации.

Приведенные данные наиболее хорошо могут быть объяснены в рамках представлений о формировании в раннем венде (серебрянское время) на западном склоне Среднего Урала серии относительно небольших рифтогенных грабен и депрессий, выполненных терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Суммируя приведенные данные об особенностях изменения снизу вверх по разрезу венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория значений Th/Cr, Th/Sc, V/Ni, Ti/Nb, LREE/HREE, а также ΣREE, можно прийти к заключению, что процессы рифтогенеза и связанное с ними внедрение в верхнюю кору основных и ультраосновных пород и последующий их разрыв наиболее ярко были проявлены именно в раннем венде. Накопление поздневендских осадочных последовательностей, как это следует из анализа слагающих их породных ассоциаций и закономерностей изменения в разрезе сыльвицкой серии уже названных геохимических параметров, происходило в существенно более стабильных обстановках в бассейне, характеризовавшемся иным стилем развития (форландовый бассейн, окаймлявший область кадомской складчатости?) и существенно большими размерами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64121), а также в рамках Программы № 7 Отделения наук о Земле РАН «Изотопная геология: геохронология и источники вещества».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблизин Б.Д., Ключкина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. — М.: Наука, 1982.
2. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000.
3. Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Мафит-ультрамафиты западного склона Урала: венд-кембрийский внутриплитный магматизм // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. — М.: ГЕОС, 2000. С. 194—197.
4. Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Петрология субщелочного вулканизма — индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480—503.
5. Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечужин В.М. Проблемы геохронологии и палеогеодинамики венд-раннепалеозойского интервала развития Земли // Палеогеография венда—раннего палеозоя Северной Евразии. — Екатеринбург, 1998. С. 4—8.
6. Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения западного Урала и Восточно-Европейской платформы в поздне докембрии // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. — Свердловск, 1986. С. 50—59.
7. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 2004. № 6. С. 648—669.
8. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю. Cr/Ni и Ti/Nb как индикаторы состава источников сноса: тонкозернистая алюмосиликокластика серебрянской и сыльвицкой серий западного склона Среднего Урала // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. — Екатеринбург, 2004. С. 476—479.
9. Маслов А.В., Ронкин Ю.П., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала (палеогеог-

- рафия, палеоклимат, источники сноса и палеосоленость водоемов // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерализации. — Екатеринбург, 2000. С. 28—52.
10. Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789—803.
 11. Нечехин В.М. Минерализация венд-раннепалеозойских геодинамических ассоциаций // Палеогеография венда—раннего палеозоя Северной Евразии. — Екатеринбург, 1998. С. 25—30.
 12. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метapelитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 6. С. 813—817.
 13. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 397—418.
 14. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42—61.
 15. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000.
 16. Светов С.А., Светова А.И. РЗЭ-систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 393—398.
 17. Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-XVII. Объяснительная записка. — Пермь, 2002.
 18. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
 19. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. — М., 2003.
 20. Bauluz B., Mayayo M.J., Fernandez-Nieto C., Lopez J.M.G. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting // Chem. Geol. 2000. Vol. 168. P. 135—150.
 21. Bonjour J.-L., Dabard V.-P. Ti/Nb ratios of clastic terrigenous sediments used as an indicator of provenance // Chem. Geology. 1991. Vol. 91. P. 257—267.
 22. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. Vol. 104. P. 1—37.
 23. Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Butterworth Heinemann. 1997.
 24. Cullers R.L., Graf J. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis // Rare-earth Geochemistry. P. Hendersen (Ed.). Amsterdam. Elsevier. 1983. P. 275—312.
 25. Garver J.I., Royce P.R., Smick T.A. Chromium and nickel in shale of the Tacinic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source // J. Sed. Res. 1996. Vol. 66. № 1. P. 100—106.
 26. Grazhdankin D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution // Paleobiology. 2004. Vol. 30. № 2. P. 203—221.
 27. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 820—829.
 28. Lee Y.I. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea // Sed. Geol. 2002. Vol. 149. P. 219—235.
 29. McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // J. Geology. 1991. Vol. 99. P. 1—21.
 30. McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54. P. 2015—2050.
 31. Taylor S.R., McLennan S.M. The chemical evolution of the continental crust // Reviews of Geophysics. 1995. Vol. 33. P. 241—265.
 32. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. P. 2401—2416.
 33. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54. P. 343—354.

Эндодренажная система Земли и сейсмичность: перспективы мониторинга

Г.С.ВАРТАНЯН (РАЕН)

Среди множества природных опасностей, угрожающих человечеству, сейсмические катастрофы по своей внезапности, масштабам поражения и глубине психологического воздействия на социум занимают особое место и привлекают внимание широких кругов специалистов от ученых-сейсмологов до работников медицины катастроф.

База знаний, созданная современной сейсмологией, позволила продвинуть далеко вперед представления о многих механизмах подготовки и реализации землетрясений (гипотезы дилатансионно-диффузионная, лавинно-неустойчивого трещинообразования, модели консолидации, неустойчивого скольжения, фазовых превращений), районировать крупные регионы мира по сейсмоопасности, разрабатывать подходы к прогнозу землетрясений разного уровня упреждения и др.

Вместе с тем, для углубленного понимания места сейсмичности в геологической эволюции планеты ресурс сейсмологического исследовательского аппарата уже недостаточен и, по-видимому, должны быть использованы дополнительные (новые) резервы, базирующиеся в значительной степени на иных, геолого-геофизических, петролого-геохимических, геомеханических принципах изучения.

Эндодренажная система как важнейший элемент флюидосферы Земли. Особенности строения, схема развития, проявленность в морфологии. Рассматриваемая проблема подразделяется на два равнозначных, но по объектным уровням различающихся блока: 1) глобальный (эндодренажная система, как носитель сейсмичности); 2) региональный (короткоживущие структуры деформации, гидрогеодеформационное поле (ГГД-поле), сейсмические следствия вариации поля напряжений — деформации).

Ниже попытаемся рассмотреть феномен сейсмичности с позиций ранее сформулированных представлений о флюидосфере Земли и флюидофизической модели Земли-2000 [2, 3, 9].

Под флюидосферой понимается земная кора и большая часть верхней мантии, где в зависимости от термодинамических условий, господствующих на том или ином уровне, часть массы минерального вещества находится в расплавленном, жидком или газообразном состоянии и постоянно в реальном времени меняет свой объем. Важнейший элемент этой мегасферы — эндодренажная система (ЭДС), морфологически проявленная как линейно вытянутая совокупность материковых горно-складчатых сооружений с примыкающими к ним с флангов поясами «устойчивых» регионов, а также срединно-океанические хребты, поднятия и кряжи, где реализуется транспорт и аккумуляция тепла основной массы жидких и летучих продуктов глубинной трансформации вещества, а также регистрируются в реальном времени контрастные вариации практически всех составляющих геофизического поля Земли. Эндодренажная система многократно опоясывает Землю (рис. 1).

При этом, перераспределяя в пространстве флюидные продукты, она, по существу, выполняет функции регуляторного клапана, сбрасывающего критические давления и предотвращающего планетарный коллапс.

Главные факторы, ответственные за формирование и динамику флюидосферы и эндодренажной системы Земли, — глубинное тепло, разогревающее вещество недр до состояния расплава и пластичности и сила гравитации, определяющая собой вертикальное перемещение и распределение огромных масс вещества под воздействием их плотности. Среди важнейших факторов, создающих тангенциальный потенциал перемещения литосферных масс друг относительно друга (зависит от массы и широтного положения конкретного объекта), вероятно, можно назвать энергию вращения Земли.

В геологическом отношении эндодренажная система представляет собой граничную структуру, разделяющую крупные литосферные плиты планеты и одновременно с этим являющуюся высокоэффективным регулятором двустороннего термобаромассового обмена глубинных частей литосферы и приповерхностных участков литосферной оболочки.

В состав таких систем входят: 1) обширные тепловые реакторы, где происходят процессы высокотемпературной переработки вещества и генерации флюидной составляющей [19, 20, 32 и др.]; 2) глубинные каналы транспортировки флюида, где концентрируется основная масса матери-

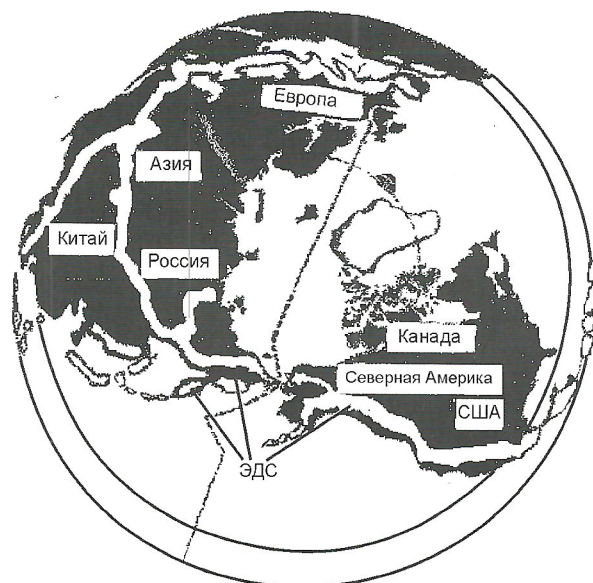


Рис. 1. Северное полушарие; полярноцентрическая проекция; схема выходов на поверхность эндодренажной системы

альной продукции и производной полевой составляющей; 3) этажи (зоны) первичной локализации эндогенного флюида, его перераспределения и аккумуляции в геологическом пространстве.

Плановые проекции глубинных зон высокотемпературной переработки вещества (1) на горизонтальную плоскость многократно превосходят площади выхода на поверхность глубинных каналов (2) и связанных с ними горно-складчатых сооружений, которые представляют собой лишь верхнюю кромку эндодренажной системы. Соотношения всей «глубины» эндодренажной системы и превышений над поверхностью даже самых высоких горно-складчатых структур, вероятно, составляют не менее чем (10—15):1.

Эндодренажная система — глобальная линия роста планеты, через которую реализуются процессы расширения Земли. При этом, «точкой роста» всего сооружения такой системы является основание узких в сечении флюидовыводящих каналов, где вследствие постоянно идущих процессов плотностного разделения продуктов тепловой переработки вещества происходит «всплывание» дифференциатов от очагов расплавления. Давления, развиваемые в узком, «стволоподобном» пространстве, оказываются достаточными для приподнимания вышележащей колонны пород. Именно этим механизмом, вероятно, можно было бы объяснять постоянно идущий в реальном времени рост горно-складчатых сооружений [1, 17 и др.].

Следовательно, обеспечивая восходящий конвективный энерго-массоперенос (расплавов, растворов, газов, тепловых и магнитно-телурических потоков, импульсов давления), система одновременно наращивает свою длину (глубину). Высокая вертикальная проводимость и емкостные свойства системы постоянно поддерживаются процессами «взламывания» толщ, которые сопровождают внедрение в основание эндодренажной системы тяжелых флюидов-расплавов, сейсмическими сотрясениями всей системы и др.

Если принять ширину зоны глубинных каналов эндодренажной системы равной 200 км, ее протяженность — 100 тыс. км, среднегодовой прирост горных сооружений — 1 мм и считать, что рост системы обеспечивается поршневым вытеснением всего массива нарабатываемым расплавом, то в первом приближении можно оценить объем материала, вдавливаемого со стороны теплового реактора в основание сформированной и длительное время функционирующей системы как $20 \text{ км}^3/\text{год}$.

Сам по себе такой геологический длительный процесс не может оставаться без последствий для смежных толщ, которые должны гравитационно погружаться в зоны, где формируется дефект геологического пространства [2, 3, 9, 16]. Феномен дефекта геологического пространства — следствие потери некоторой массы исходного вещества, удаляемой в состоянии флюида через эндодренажную систему. Прямым следствием данного процесса становится гравитационное погружение новых масс геологического материала в зоны тепловых реакторов, что создает своеобразные миграционные петли, несущие важный динамический потенциал. В результате таких компенсационных проседаний появляется горизонтальная составляющая перемещения эндодренажной системы с соответствующим искривлением изначально субвертикальных флюидовыводящих каналов.

Механизм вовлечения геологических толщ высоких этажей в процессы погружения и последующей их переплавки масштабен, действует вдоль всей протяженности рассматриваемой системы и в значительной степени оказыва-

ет воздействие на формирование внешнего облика материков, граничащих с зонами разогрева, и дефекта геологического пространства.

Таким образом, можно полагать, что зоны тепловых реакторов представляют собой главный фактор геодинамической неустойчивости, который обуславливает множественную по формам проявления подвижность толщ литосферы. До тех пор пока функционируют глубинные тепловые реакторы и происходит рост эндодренажной системы, будут развиваться активные эндогеодинамические процессы. В числе прочих факторов на эндогеодинамические проявления влияет способность материала «ползти» в основании такой системы и жесткость пород в верхних ее частях. Единство по вертикали всего разреза эндодренажной системы от текучеplastичных зон до близповерхностных «хрупких» этажей делает всю систему гибко-жесткой, создавая предпосылки для постоянного нарушения сплошности материала и «оживления» проводящих свойств среды в верхних интервалах сооружения.

Для рассматриваемой системы характерна высокая степень насыщенности флюидами на всю ее глубину, причем, каждый из них — от тяжелых жидкостей (расплавов) до газов — занимает в разрезе «свои» термодинамические этажи. Для приповерхностных уровней, в частности, характерны такие проявления глубинных процессов и их продуктов как вулканизм, паротермальная активность, выходы эндогенных флюидов, включая крупные гелиевые аномалии, обширные провинции углекислых вод и др. [3]. Для широких поясов, обрамляющих эндодренажную систему, типичны высокие тепловые потоки и, очевидно, парагенетически связанные с этим множественные провинции углеводородов — продукт высокотемпературной мобилизации и агрегирования органического вещества, рассеянного в осадочных породах.

Среди наиболее крупных составляющих глобальной эндодренажной системы следует выделить пояса: единый, трансируемый по опорным узлам Пиренеи—Альпы—Кавказ—Памир—Саяны—Верхоянский—Кордильеры—Анды; Срединно-Атлантического хребта, Тихоокеанского поднятия, Северо-Ледовитого кряжа.

Можно полагать, что функционируют множественные ответвления названных систем. В частности, процессы глубинного дренажа, по-видимому, происходят и в регионе Антарктиды, где действует современный вулкан Эребус. При этом правомерно предположить, что Антарктическая (?) подсистема, с одной стороны, связана с Австрало-Азиатской ветвью (Гималаи—Соломоновы острова—острова Папуа-Новая Гвинея—Новая Каледония—Новая Зеландия), и, с другой, с Американской ветвью (Анды).

Очень активные проявления эндодренажной системы, трансируемые по проявлениям вулканической и паротермальной деятельности, регистрируются вдоль Алеутской гряды и Алеутского архипелага, а также вдоль дуги Камчатка—Командорские острова—Сахалин—Хоккайдо—Сикоку—Кюсю—Филиппины—Борнео.

Из приведенных характеристик можно сделать вывод, что эндодренажная система из-за своей глобальной протяженности, глубинности корней и высокой степени насыщенности слабо сжимаемыми флюидами, должна обеспечивать идеальную гидравлическую связь между очень удаленными частями земного шара и, следовательно, выполнять роль высокоскоростного проводника информации о вариациях состояния геологической среды.

Внутрилитосферные движения блоков и формирование поля напряжений—деформации. Известные к настоящему времени сейсмически активные зоны, представляются в виде линейно вытянутых полос, которые совпадают практически полностью с большинством быстро растущих горно-складчатых систем мира. Достаточно указать, например, что в пределах высокосейсмичной Андской части горно-складчатых сооружений американского континента, несмотря на ее меловой возраст заложения (~170 млн. лет) и интенсивно идущие процессы эрозии, зарегистрировано до 50 вершин с отметками 6,1 км и выше, что свидетельствует о направленном процессе воздымания горно-складчатого пояса.

Максимальная величина неотектонического воздымания Тянь-Шаня, оцениваемая по геоморфологическим и геологическим показателям, достигает 5—7 и 3—5 км для большей части его хребтов. Для горно-складчатой системы Памира максимальная амплитуда вертикальных перемещений определяется в 11—14 км при средней величине неотектонического роста 6—7,5 км [21, 26, 27]. По оценкам Н.И. Николаева и Г.А. Шенкаревой [22], неотектоническое воздымание Малого Кавказа отличалось достаточно высокими темпами с градиентами роста, достигавшими $8 \cdot 10^{-9}$ см/см-год и др.

Принимая в качестве рабочей гипотезы упомянутый механизм поршневого выдавливания толщ, рассмотрим соответствие этого положения некоторым хорошо изученным природным явлениям и, в частности, обратимся к факту сопряженности горно-складчатых сооружений и сейсмических поясов мира.

Детальные исследования последних двух десятилетий, посвященные изучению заключительной стадии подготовки и реализации ряда сильных землетрясений методами гидрогеодеформационного мониторинга, позволили проследить сложные эволюции состояния огромных массивов горных пород, приводящие к итоговому результату, — разрывообразованию и излучению упругой энергии. Этими работами было показано, что при подготовке даже мощного землетрясения в процессы развития критических деформаций вовлекается огромное, но, тем не менее, конечное по размерам геологическое пространство [7—12]. Поэтому анализ карты сейсмических поясов дает основание утверждать, что каждому из эпицентров землетрясений, приведенных в этой сводке, соответствовала своя, причем ограниченная по объемам, зона активизации геологической среды. Иными словами, такую карту с эпицентрами землетрясений можно было бы интерпретировать как своеобразную *мнемосхему неравномерного во времени, мозаичного развития* горно-складчатого сооружения, которое на протяжении всей истории существования испытывало общие тенденции роста. При воздымании одни блоки сооружения на некотором отрезке времени могли опережать в росте другие. Вероятны также и периоды стагнации отдельных блоков и их групп.

В связи с приведенными положениями неизбежен вопрос: как меняется напряженно-деформированное состояние пород в системе и в самих блоках, испытавших процессы воздымания и как связана реализация сейсмического процесса с такими изменениями состояния среды?

Поскольку рост горно-складчатых сооружений — фактор постоянно действующий (во всяком случае, на длительных, в т.ч. неотектоническом, этапах геологического развития Земли), то вполне обоснованно можно было бы попытаться установить связь формирования поля напря-

жений—деформации с процессами вертикальных движений геоблоков.

С этой целью рассмотрим один из возможных механизмов становления поля напряжений—деформации в зоне сопряжения двух блоков (А и Б). Примем, что названные два блока являются элементарной ячейкой горно-складчатого сооружения и сложены они однотипными породами, характеризующимися одинаковыми модулями упругости λ .

Поскольку соотношения вертикальных и горизонтальных напряжений существенно зависят от глубины, рассмотрим случай глубокого залегания пород, для которого справедливо соотношение:

$$\sigma_v > \sigma_{гор. макс} > \sigma_{гор. мин},$$

где σ_v — напряжение вдоль оси x , совпадающее с геостатическим давлением P ; горизонтальное напряжение: $\sigma_{гор. макс}$ — максимальное, $\sigma_{гор. мин}$ — минимальное.

Примем также, что $\sigma_{гор. макс}$ и $\sigma_{гор. мин}$ составляют доли от σ_v , и тогда справедлива запись:

$$\sigma_{гор. макс} = k_{макс} \sigma_v \text{ и } \sigma_{гор. мин} = k_{мин} \sigma_v \text{ при } k_{макс} \geq k_{мин}.$$

Примем, что блок А находится на глубине M и испытывает геостатическое давление

$$P_M = M \gamma = \sigma_{v, M}.$$

Соответственно, будут справедливы равенства:

$$\sigma_{гор. макс} M = k_{макс} \sigma_{v, M} \text{ и } \sigma_{гор. мин} M = k_{мин} \sigma_{v, M}.$$

Блок Б находится на глубине $M - \Delta M$ и испытывает напряжение вдоль вертикальной оси

$$\sigma_{v, M - \Delta M} = P_{M - \Delta M} = (M - \Delta M) \gamma.$$

Соответственно, справедливы равенства:

$$\sigma_{гор. макс} (M - \Delta M) = k_{макс} \sigma_{v, M - \Delta M} \text{ и } \sigma_{гор. мин} (M - \Delta M) = k_{мин} \sigma_{v, M - \Delta M}.$$

Блок А за короткий интервал времени переместился на величину ΔM и остановился на уровне блока Б. Следует полагать при этом, что породы блока А будут стремиться к адаптации своего объема к давлениям, господствующим на глубине $M - \Delta M$. Надо иметь в виду, что вся расположенная выше колонна пород осталась неизменной, что, естественно, не меняет вертикальной нагрузки на данный конкретный объем породы, т.е.

$$P_M = M \gamma = \sigma_{v, M} = const.$$

Поэтому все возможные объемные изменения, вызванные перемещением блока А, могут происходить ортогонально к вертикальному направлению, вдоль осей y и z .

Поскольку $\sigma_{v, M - \Delta M} < \sigma_{v, M}$ и $[P_{M - \Delta M} < P_M]$ породы блока А будут разуплотняться (расширяться), стремясь «вытеснить» из пространства породы блока Б, т.е. разность межблоковых напряжений $\Delta \sigma$ оказывается тем фактором, который одновременно с разуплотнением (боковым расширением) пород блока А должен приводить к угнетению (сжатию) пород смежного блока Б и формировать некоторую локальную ячейку поля напряжений деформаций.

Другими словами, механизм поршневого выдавливания обеспечивает разуплотнение пород того блока (или группы блоков), который испытал на данном отрезке времени воздымание на некоторую величину ΔM . Погружение блока приводит к противоположному следствию, т.е. любое вынужденное перемещение геоблока в вертикальной плоскости литосферного пространства *закономерно* вызывает изменение напряженно-деформированного состояния пород дан-

ного блока и соответствующее этому, но инверсное по знаку деформирование пород смежных геологических структур.

Из сказанного следует, что взаимодействие всей совокупности геоблоков, принудительно перемещаемых в пространстве эндодренажных систем с разными интенсивностями и разными знаками, должно обуславливать формирование и функционирование единого, быстро меняющегося в реальном времени поля напряжений—деформации.

Поэтому правомерно полагать, что текущее состояние поля напряжений—деформации в целом по такой системе будет определяться совокупным воздействием на состояние данной мегаструктуры всей совокупности «колонн» геоблоков, участвующих в процессе воздымания. Вероятно, именно этот сложный процесс и является определяющим в становлении поля напряжений—деформации в пределах эндодренажной системы.

Следовательно, важной спецификой поля напряжений—деформации рассматриваемой мегаструктуры становится его нестациональность в пространстве и времени, что наблюдается в периодических скоротечных перераспределениях максимумов и минимумов деформации пород во всем объеме эндодренажной системы. Наряду с иницирующими, глубинными процессами, доминирующим фактором быстрых перестроений поля напряжений—деформации выступает флюидонасыщенность среды указанной системы и, как будет показано дальше, ее исключительно высокая пьезопроводность.

Весьма показателен установленный процесс быстрого пробегания мелкой «сейсмической дрожи» вдоль отдельных отрезков эндодренажной системы, которое только в некоторых случаях завершается сильными землетрясениями [24]. Самоорганизуясь подобным образом и перераспределяя в пространстве сейсмическую энергию, такая система реализует одну из важнейших своих функций — снятие напряжений, накапливающихся в результате постоянно идущих процессов роста и деформирования отдельных элементов подобного глобального сооружения. Именно поэтому эндодренажная система может рассматриваться как специфичная сейсмодренажная система.

Для растущих горно-складчатых сооружений в целом преобладающей тенденцией поля напряжений—деформации является растяжение, что должно особенно контрастно проявляться в процессе выдвигания (выдавливания) отдельных геологических массивов.

Свидетельства, подтверждающие именно такой механизм растягивающих деформаций в растущих горно-складчатых системах можно найти, в частности, в цикле региональных реконструкций североамериканских геологов.

Так, согласно работам [29, 30, 31, 33] с Кордильерами совпадает широкий пояс растяжения, а в противоположность ему к востоку от горно-складчатой системы выделяется обширная внутриконтинентальная провинция, где в толщах развиты сжимающие напряжения. Важно подчеркнуть, что значения горизонтальных напряжений в массивах $\sigma_{гор.мин.}$, используемые авторами для оценок, получены инструментальным путем в результате определений давления гидроразрыва пластов в скважинах.

Механизм подготовки землетрясения и его образы. Исходя из отмеченного и рассматривая феноменологически два процесса, — рост горно-складчатых сооружений и сейсмичность, можно принять, что *вся совокупность регистрируемых в регионе землетрясений — следствие по-*

переменных блоковых воздыманий, которые развиваются вдоль линии простирания сооружения.

В современной геомеханике отмечается определяющая роль вариации поля напряжений, приводящей к разрыву сплошности предельно нагруженных пород, т.е. любое землетрясение — результат резкой смены предельных деформаций одного знака на деформации противоположного знака.

Следовательно, одной из задач, определяющих более углубленное понимание сейсмоподготовительного процесса, становится выявление последовательности таких обращений знаков деформации горной породы и оценка реакции флюидной составляющей на эти перестроения. Здесь критически важное значение приобретает вопрос об участии данной фазы геологического вещества в армировании горных пород, увеличении их сопротивляемости процессам разрушения и, наконец, об участии флюидов (в первую очередь, воды) в самом процессе разрушения.

Известно, например, что даже при сравнительно невысоких, технически достижимых давлениях, вода может выступать в качестве высокоэффективного разрушающего агента (в частности, при гидроразрыве нефтепродуктивного пласта). Вместе с тем, методами изучения ГГД-поля установлено, что быстрые сжатия водонасыщенной горной породы сопровождаются сокращением объемов порового пространства и взрывным выдавливанием некоторой части воды, заключенной в порах. Освобождающаяся вода, на короткие интервалы времени воспринимает давление, соответствующее максимальной величине деформирующего напряжения, т.е. ее «наведенное» давление будет контролироваться существующими в заданной точке разреза соотношениями напряжений в массиве горных пород $\sigma_{гор.макс}:\sigma_{гор.мин}:\sigma_v$.

Можно полагать, что в условиях развивающихся предсейсмических стрессов наиболее возможные варианты могут быть сведены к следующим трем случаям:

1. *Близповерхностный* — при соотношениях напряжений

$$\sigma_{гор.макс} > \sigma_{гор.мин} \gg \sigma_v$$

подземная вода под исходным давлением, близким к $\sigma_{гор.макс}$, будет вскрывать ранее заложенные микротрещины вверх по разрезу.

2. *Среднеглубинный* (3000—7000 м?) — при соотношениях напряжений

$$\sigma_{гор.макс} > \sigma_{гор.мин} \rightarrow \sigma_v$$

подземная вода окажет давление на трещины и дефекты горных пород в направлениях вдоль оси $\sigma_{гор.мин}$ и σ_v .

3. *Глубокий* — при соотношениях напряжений

$$\sigma_{гор.макс} > \sigma_{гор.мин} > \sigma_v$$

подземная вода разовьет давление вдоль осей $\sigma_{гор.макс}$ и $\sigma_{гор.мин}$.

По-видимому, положение в пространстве образующихся разрывных дислокаций в значительной степени будет определяться соотношениями напряжений в массиве горных пород: в приповерхностных частях дислокации будут субвертикальны, на глубинах — более пологи. Во всех названных случаях вода, выдавливаемая с высокой энергией, может работать как жесткий инструмент разрушения предварительно напряженных горных пород. Таким образом, если проследить и расшифровать ведущие процессы изменения напряжений—деформации во флюидомине-

ральной среде, то возможно решение проблемы поиска и обоснованного выбора предвестников землетрясений, которые базируются на учете тонких предсейсмических вариаций состояния геологической среды. При этом очевидно, что образ готовящегося события будет определяться механизмом приложения деформирующих сил.

Иными словами, механизм подготовки и реализации землетрясений в конкретном регионе функционально связан с самим механизмом горообразовательного процесса и, очевидно, сохраняется неизменным геологически длительное время.

Например, в случае напряжений, создаваемых «толкающими» плитами, в зоне межплитного контакта должна формироваться фронтальная, линейно вытянутая и устойчивая во времени аномалия сжатия. Если механизм формирования предсейсмической обстановки связан с активизацией роста отдельной группы геологических блоков (по модели флюидосферы), то будет регистрироваться очаговая аномалия растяжения с короткоживущими структурными сжатия на периферии.

Некоторые экспериментальные свидетельства сейсмогенерирующих механизмов. Аппарат исследований напряженного состояния недр и способы прогноза землетрясений, разрабатываемые с 1979 г. [4, 5, 7, 15, 16, 34—37] и базирующиеся на региональном изучении вариаций ГГД-поля Земли, обеспечили возможность выявления ряда специфических особенностей геодинамической эволюции литосферных толщ крупных ареалов Евразии, а также некоторых других сейсмоактивных провинций мира.

В этих исследованиях, наряду с модельными реконструкциями состояния ГГД-поля, особенно ценной оказалась возможность численной оценки интенсивности геодинамических перестроений обширных ареалов с помощью параметра относительной деформации D_e , который характеризует объем (или площадь) геологического пространства, замыкаемого некоторой, наперед заданной изолинией. Как показал опыт, изменения параметра во времени (кривая D_e-t) позволяют отслеживать текущее деформированное состояние конкретного ареала ГГД-мониторинга, как реакцию геологической матрицы на множественное воздействие внешних факторов. Особенно показательны временные вариации этого параметра при изучении процессов подготовки и реализации сильных

землетрясений и при оценке глобальных эволюций поля деформации.

ГГД-образы — предвестники сильных землетрясений. Из числа всех сейсмических событий, которые были изучены на основе концепции ГГД-поля, ареал подготовки только Спитакского землетрясения оказался полностью в пределах действующей сети мониторинга.

Далее будет показано, что этот единственный случай может рассматриваться как эталонный, поскольку позволяет судить о поведении массивов горных пород в собственно эпицентральной области. Следует подчеркнуть, что очень быстрые изменения поля напряжений—деформации непосредственно перед толчком и сразу после него, были зарегистрированы впервые в мировой практике методами ГГД-мониторинга [23]. Подобные вариации геодинамической обстановки зарегистрированы и в других случаях, но это касалось только периферийных зон некоторых сильных землетрясений.

Ранее было рассмотрено [13], что заключительная фаза процесса подготовки Спитакского землетрясения продолжалась 4 месяца, в результате чего массивы горных пород будущего эпицентра испытывали сильное растяжение (разуплотнение). При этом максимум деформации, проявившийся как субшироотно ориентированная миндалевидная в плане структура растяжения, пространственно совпал с узкой протяженной зоной, замыкаемой с севера Пред-Малокавказским, а с юга Севано-Зангезурским региональными разломами. Осевая часть структуры растяжения контролировалась Мровдагско-Карабахским региональным разломом. Здесь с августа до начала декабря 1988 г. различные блоки ареала испытали вертикальные поступательные движения, причем, наибольшие амплитуды имели место в пределах эпицентральной области, где вычисленная суммарная ΔM достигала 2,47 м (табл. 1, скв. 304). Следует отметить, что подобные вертикальные перемещения геоблоков и целых структур в периоды подготовки и реализации сильных землетрясений отмечались и ранее [25].

Следует обратить внимание на факт зависимости роста структуры деформации от интенсивности воздымания геоблоков. Причем, чем ближе к эпицентру, тем очевиднее эта зависимость (рис. 2).

Непосредственно перед землетрясением происходили достаточно контрастные дифференцированные движения

1. Вертикальные перемещения геологических блоков непосредственно до и после Спитакского землетрясения

Время	Скважины							
	301 (Ноябрьян)	302 (Октябрьян)	303 (Дзорах)	304 (Гукасян)	308 (Севан)	1001 (Лиси)	1002 (Боржом)	1004 (Лагоде)
08:07.12	0	0	0	0	0,55	0,46	0	0
09:07.12	0,42	0,27	0	0	0	-0,46	0	0
10:07.12	0	0,27	0	-0,45	0,55	0,92	0	0,99
11:07.12	-1,53	0,27	0	-1,71	0	1,38	1,84	2,99
12:07.12	-0,52	0	-0,39	0	-3,86	-0,46	0,61	3,1
13:07.12	0,52	-0,54	0	0,41	-0,55	2,3	-0,64	0

Примечание. — «погружение»; + воздымание.

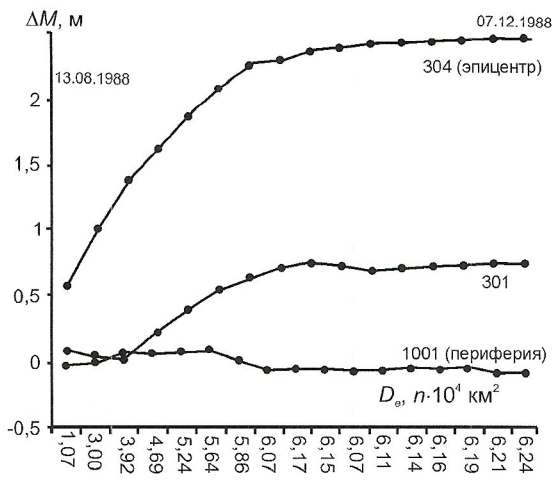


Рис. 2. Зависимость между величиной вертикального роста геоблоков ΔM и параметром D_e короткоживущей структуры растяжения Спитакского землетрясения

блоков региона. При этом в пределах эпицентрального блока в последние часы перед главным ударом отмечалась стагнация, что, очевидно, свидетельствовало о достижении породами этой части территории предельных деформаций, предвещающих разрушение массива (см. табл. 1).

Наибольшие величины удельных деформаций горных пород ($\text{см}^3/\text{м}^3$ породы) в структуре растяжения приходились на будущую эпицентральною область, где непосредственно перед землетрясением на 10.07.12.1988 г. (время московское) кумулятивная величина растяжения с момента начала наблюдений составила $20612,6 \text{ см}^3/\text{м}^3$, т.е. в данном блоке каждый кубометр породы с августа по декабрь 1988 г. увеличился в объеме на 2% (см. табл. 1, скв. 304).

В ближайшем окружении от будущего эпицентра за этот же период времени величины растяжения оказались менее интенсивными и составили $6457 \text{ см}^3/\text{м}^3$ (0,6%), $1559 \text{ см}^3/\text{м}^3$

(0,15%), $860 \text{ см}^3/\text{м}^3$ (0,09%), соответственно по точкам сети ГГД-мониторинга, представленным в табл. 1 (301, 308, 1001). Дифференциальные характеристики удельных деформаций накануне и сразу после землетрясения приведены на рис. 3.

Говоря о возможных физических процессах, обуславливающих подобные эволюции ГГД-поля, можно предложить следующую модель развития региона в предсейсмический период и в момент самого землетрясения.

Сильные растяжения, которые зафиксированы вдоль сравнительно узкой, но протяженной субширотной полосы в самой эпицентральной зоне, связаны с интенсивным воздыманием серии блоков, вовлеченных в этот процесс вдоль системы регионального Мровдагско-Карабахского разлома. Такое воздымание привело к некомпенсированным разжатиям массивов, поскольку породы с потенциальной упругой энергией $E_{\text{гор. макс}}^0$ и $E_{\text{гор. мин}}^0$ оказались приведенными в соприкосновение с породами других блоков, которые испытывали вертикальное перемещение менее интенсивное. Потенциальная упругая энергия таких блоков составляла, соответственно $E_{\text{гор. макс}1}$ и $E_{\text{гор. мин}1}$. Вследствие того, что $E_{\text{гор. макс}}^0 > E_{\text{гор. макс}1}$ и $E_{\text{гор. мин}}^0 > E_{\text{гор. мин}1}$, в пределах «задранныго» вверх блока сформировалась короткоживущая структура растяжения, а в пределах блока, испытывавшего менее интенсивное поднятие, — соответственно короткоживущая структура сжатия.

В результате таких предельных растяжений, которые развились к двадцатым числам ноября 1988 г., в пределах будущего эпицентра, проявилась весьма высокая флюидонасыщенность пород, что стало решающим фактором при последующем развитии геодинамической обстановки в регионе.

Из графика (см. рис. 2) следует, что с 30.10.1988 г. вертикальный рост блока «Гукасян» на короткое время (до 12.11.1988 г.) практически прекратился, что, вероятно, может быть связано с препятствием этому росту смежных массивов из-за весьма значительного расширения (до 2%) пород эпицентрального блока и возросшего сопротивления трения. Вместе с тем, задержка роста данного блока не смогла повлиять на продолжающийся рост структур периферии. Здесь уже в конце ноября завершается формирование обширной зоны, где большую часть времени господствуют процессы растяжения.

В результате такого развития процесса сильные растяжения в окружающих внешних зонах фокусируются на будущей эпицентральной области, сдавливая ее и формируя здесь в последние часы перед землетрясением замкнутую со всех сторон структуру сжатия. Для этого периода характерно возрастание вероятности разрушающего действия несжимаемой водной составляющей: любые резкие внешние воздействия на предельно нагруженную породу инициируют взрывоподобный «исход» флюида из порово-трещинного пространства и гидравлическое разрушение массива.

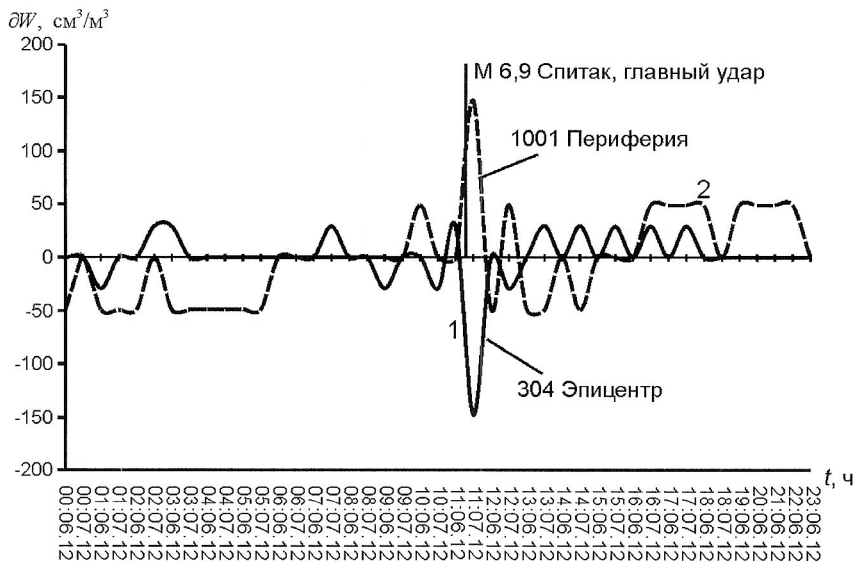


Рис. 3. Почасовой график вариации удельной деформации пород (dW) геоблоков в период подготовки и разрядки Спитакского землетрясения

ва. Такой процесс объемный и, по-видимому, охватывает миллионы кубических километров, и то, что фиксируется методами ГГД-мониторинга, отражает лишь очень тонкий срез сложного по структуре геолого-геофизического пространства. Сразу после главного удара структурный план поля деформации в регионе резко меняется с субширотного на антикавказский (рис. 4). Построенные с учетом этих данных более поздние модели территории, позволили выявить лоскутно-неоднородное строение ГГД-поля и, соответственно, — плановую неоднородность геологической среды, что подчеркивает наличие в регионе крупных, геодинамически автономных участков-блоков.

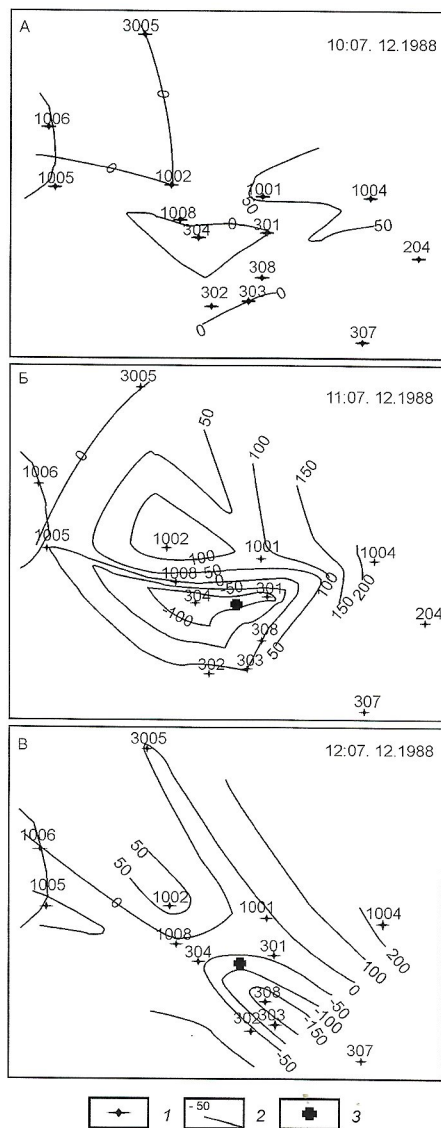


Рис. 4. Схематические карты состояния ГГД-поля на Кавказе в период до и после Спитакского землетрясения:

по состоянию: А — за 41 мин до события, Б — через 19 мин, В — через 1 ч. 19 мин после землетрясения; 1 — скважина сети ГГД-мониторинга; 2 — изолиния удельной деформации, $\text{см}^3/\text{м}^3$; 3 — эпицентр землетрясения

Как показывают результаты мониторинга, кривая D_e-t имела почти совершенную параболическую форму, что свидетельствует о быстром нарастании (с 08.08.1988 г.) деформаций растяжения; с 04.11.1988 г. кривая приобретает субгоризонтальное (слегка наклоненное к оси t) положение, характеризующее наступление фазы пластических деформаций горных пород эпицентральной области, когда изменение объема материала продолжает возрастать без увеличения напряжений, длившееся до 20.11.1988 г.

На кривой 20—26.11.1988 г. прослеживается небольшой уступ, указывающий на достижение предела длительной прочности массива горных пород. После 26.11.1988 г., уступ заменяется четко проявленной лункой, иллюстрирующей деформацию сжатия, которое развилось на фоне неустойчивого состояния массива и приближения процессов деструкции с участием высоконапорного флюида. К 05.12.1988 г. этот процесс сжатия прекратился и далее вновь последовало растяжение, завершившееся в 10:41 07.12.1988 г. (время московское) катастрофическим землетрясением.

По-видимому, кривую D_e-t спитакского сейсмического события можно рассматривать в качестве эталонного графика, контрастно свидетельствующего об интенсивных и направленных процессах деформации растяжения, развивающихся в недрах, а участок кривой со специфической лункой, очевидно, должен быть принят как образ краткосрочного предвестника землетрясения (рис. 5, А; здесь и далее D_e приводится как безразмерная величина площади короткоживущей структуры деформации к площади всего ареала мониторинга).

Это подтверждается следующими обстоятельствами: 18.10.1989 г. в Калифорнии произошло сильное землетрясение (Лома Приета, М 7,1), по которому на полигоне Паркфилд, находившемся от эпицентра в 180 км, были получены данные о реакции уровней подземных вод. Обработка фактических результатов мониторинга, выполненная с применением методики автора, свидетельствовала о том, что реакция геологической среды на деформационные нагрузки была аналогична той, которая зафиксирована в случае со Спитакским землетрясением. Так, на кривой D_e-t , характеризовавшей интенсивные растяжения пород региона, перед землетрясением в период 07—18.10.1989 г. образовалась характерная лунка. Следует подчеркнуть, что территория Паркфилд отстояла от эпицентра на расстоянии 180 км, что несколько «смягчило» лункообразный сигнал и сократило время его проявления, т.е. можно предполагать, что на коротких расстояниях от эпицентра этот предвестник проявился раньше и имел значительно большую контрастность (см. рис. 5, Б).

Есть и другие наблюдения, также подтверждающие общетеоретические доводы и приведенные экспериментальные результаты. В частности, весьма показательный пример дан в материалах сейсмологического симпозиума (A collection of papers..., 1984), свидетельствующих о том, что аномальное снижение уровней подземных вод в регионе началось за 3—4 года до катастрофического Тянь-шаньского землетрясения (28.07.1976; М 7,8). Сам факт такого развития ГГД-поля говорит о широко идущих процессах растяжения геологических толщ региона. Скорости падения уровней замедлились примерно за год до события, а за 3—4 (!) месяца до него снова резко возросли. Особый интерес вызывает повышение уровней, зарегистрированное непосредственно за несколько дней до толчка, что также, но уже на значительно более разреженной

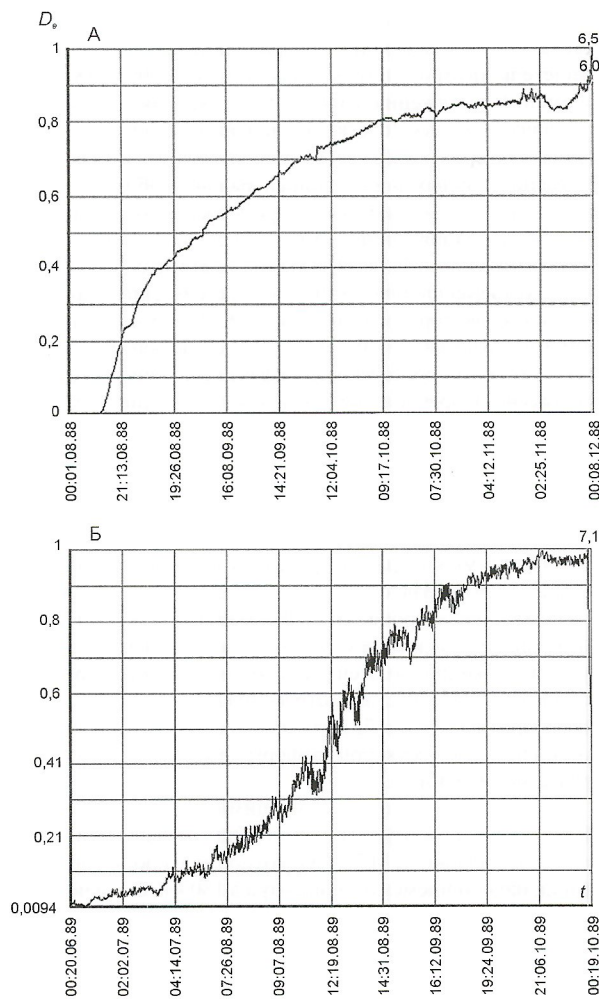


Рис. 5. Графики развития короткоживущей структуры растяжения с характерными лункообразными формами — образами краткосрочных предвестников землетрясений:

землетрясения: А — Спитак (Кавказ, 07.12.1988); Б — Лома Приета (Калифорния, 18.10.1989)

сети мониторинга, свидетельствует о «лункообразном» интервале развития процесса. О близкой к описанным случаям реакции подземных вод свидетельствуют также данные по Ашхабадскому землетрясению [18] и др.

Рассмотренные сейсмические события дают основание считать, что, несмотря на существенные различия в индивидуальных геомеханических свойствах всего многообразия горных пород и геологических обстановок, геологические массивы деформируются под внешними нагрузками, следуя определенным закономерностям, а упругость и гидравлически тесная связь всех частей глобальной эндодренажной системы обеспечивают возможность слежения за быстрыми эволюциями геодинамики на больших ареалах.

Получаемые таким образом графики-образы призваны характеризовать темпы модификации состояния больших объемов геологической среды и обеспечивать возможность выделения некоторых предельных моментов в де-

формационной эволюции крупных ареалов. В частности, как следует из уже рассмотренных эпизодов сейсмического развития крупных участков Земли, такие построения позволяют фиксировать критические точки, после которых процесс деформации горных пород становится необратимым и следует ожидать каких-то геодинамических последствий.

Природа деформационных процессов и некоторые механизмы их передачи в пространстве литосферы. Как было показано, в зависимости от степени близости или удаленности от будущего очага регистрируются или ярко выраженный процесс растяжения геологического пространства (вблизи эпицентра и до первых сотен километров от него), или также контрастно проявляющегося сжатия (дальние фланги эпицентра).

В связи с приведенными построениями важно остановиться на характере деформационного развития фланговых частей готовящегося землетрясения. Так, механизм преобразования вертикальных перемещений блоков в деформацию разных знаков дает основание считать, что формирование структур сжатия по периферии эпицентральной структуры растяжения — закономерный процесс, сопровождающий *все* случаи подготовки землетрясений. Очевидно, что это положение должно дополнять типовой образ готовящегося сейсмического события.

На подготовку единичного землетрясения требуется некоторое физическое время и весьма значительные объемы геологического пространства. Причем, вероятно, что существует некоторая функциональная связь между ареалом (объемами) эпицентральной структуры растяжения и энергией будущего землетрясения, т.е.

$$M = \varphi(S),$$

где M — магнитуа землетрясения; S — площадь (объем) коротко живущей структуры растяжения в пределах будущего эпицентра.

Следовательно, чем мощнее готовящееся землетрясение, тем дальше распространяется фронт раздела между эпицентральной областью растяжения и периферийными структурами сжатия.

Наблюдения за процессом на больших ареалах и в долговременном разрезе дают возможность увидеть характер вариации поля объемных деформаций и специфику перемещения деформационного сигнала в пространстве геологических массивов. Рассмотрим особенности деформационных эволюций в пределах кавказского геодинамического узла, являющегося соединительным звеном между системами дислокаций Северной Анатолии и Загрос—Эльбурс—Копетдаг—Тянь-Шань.

Данные ГГД-мониторинга (1988—1991 гг.) свидетельствуют о том, что территория Кавказа в это время испытала значительные геодинамические перестроения, со многими из которых были связаны процессы реализации сильных землетрясений. Так, по данным многолетних наблюдений следует, что, начиная с июня 1988 г., в регионе весьма энергично развивались процессы деформации горных пород, которые обозначили начало длинного (не менее 40 месяцев?) цикла растяжений. При этом, на фоне общего процесса растягивающих напряжений трижды (май—декабрь 1989 г.; апрель—октябрь 1990 г. и март—май 1991 г.) были зарегистрированы фазы сжатия, каждая из которых была связана с подготовкой и реализацией разрушительных геодинамических событий (рис. 6, Б).

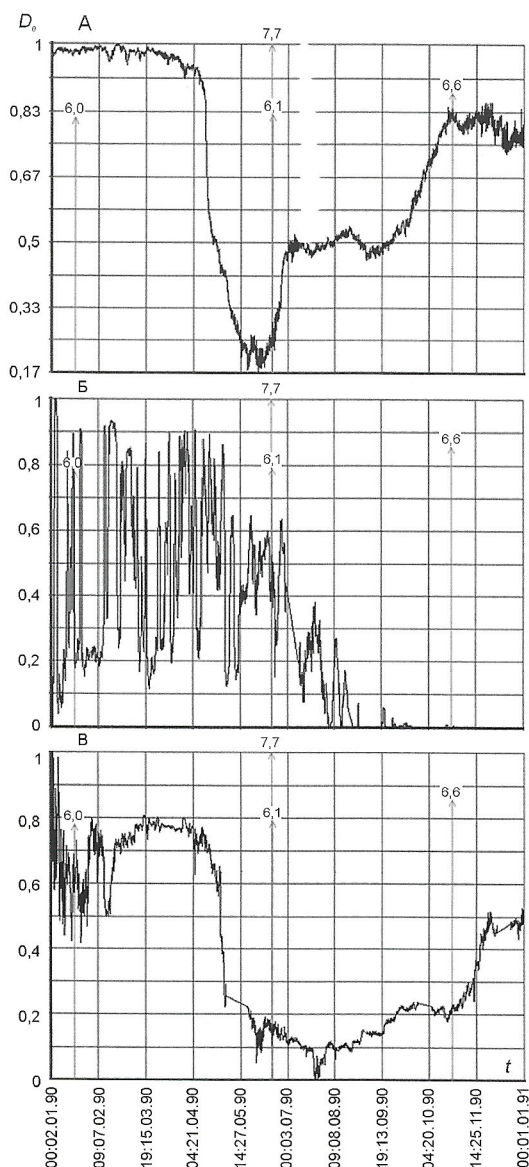


Рис. 6. Графики развития ГГД-поля в период подготовки и реализации Рудбарского землетрясения (20.06.1990 г.):

А — Кавказ; Б — Копетдаг; В — Тянь-Шань

Максимальные растяжения имели место в период с 20 января 1989 г. по начало июля 1989 г., а далее в регионе наметилась тенденция к уменьшению интенсивности растяжения. При этом самые низкие (не считая начального отрезка кривой) значения D_e были отмечены в середине августа 1991 г., после Рачинского и Джавского землетрясений в Грузии.

Кавказ—Копетдаг—Тянь-Шань. Очень характерен процесс деформационной эволюции крупных ареалов, мониторинг которых осуществлялся в период подготовки упомянутого Рудбарского землетрясения. Деформограммы D_e-t , полученные с 01.01.1990 по 31.12.1990 гг. для Кавказа, предгорной части Копетдага и Тянь-Шаня (в дальнейшем, Копетдага и Тянь-Шаня), свидетельствуют о

том, что в названных сооружениях, располагавшихся на дальней периферии эпицентра, процесс подготовки землетрясения сопровождался интенсивным развитием структур сжатия. Здесь, на протяжении ~2000 км с запада на восток существовали три независимо развивающихся региона, различавшихся по темпам и интенсивности деформационного процесса (см. рис. 6).

Из оценок темпов развития структур деформации следует, что активные геодинамические процессы от зоны подготовки землетрясения распространялись к северу со средней скоростью 8—12 км/сут, охватывая площадь не менее 3 млн. км² (средний радиус ~1000 км). Полученные сравнительно низкие значения скоростей, по-видимому, определяются медленным вовлечением в процесс сжатия обширных пространств периферии.

Показательно, что по мере удаления от будущего эпицентра к окраинным частям уровень деформационного сигнала ослабевал. Это, в частности, хорошо прослеживается по данным ГГД-мониторинга в кавказском регионе. Так, например, если оценивать уровень деформационного сигнала в долях единицы (от максимума до исчезновения), то в рассматриваемом случае наибольшие темпы снижения уровня сигнала отмечались в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы (0,51). Темпы снижения уровня сигнала в Рионской и Азово-Кубанской впадинах были 0,46 и 0,28 соответственно.

Исходя из географического положения региона по отношению к эпицентру Рудбарского землетрясения, и с учетом приведенных данных, можно заключить, что деформационный сигнал был наиболее устойчив в направлении на запад. Очевидно, в этом случае прохождению деформационной волны на север препятствовала система дислокаций кавказского простираения и эти же разрывные структуры обеспечивали более устойчивое прохождение волны в западном направлении.

Принимая во внимание приведенные ранее соображения общетеоретического характера, некоторые геолого-геофизические реконструкции геодинамических обстановок горных стран, опыт ГГД-мониторинга эпицентральных и близких к ним ареалов в различных структурно-тектонических условиях; генетически связанные с рудбарскими событиями предсейсмические эволюции деформационной обстановки на Кавказе, Копетдаге и Тянь-Шане, приходим к выводу о том, что в пределах ареала подготовки Рудбарской катастрофы на заключительном этапе длительностью не менее 12—20 месяцев (?) до события развивались очень сильные растяжения.

На большую интенсивность воздымания в зоне будущего эпицентра косвенно указывает высокая энергия Рудбарского землетрясения ($M 7,7$), что позволяет предполагать обширные ареалы короткоживущей структуры растяжения в пределах собственно эпицентральной области.

Кавказ и Калифорния. Сравнение особенностей смены деформированного состояния значительно более удаленных друг от друга регионов мира свидетельствует о множестве черт подобия в их геодинамической эволюции. Рассмотрим характерные особенности деформационного развития Кавказа и калифорнийской части прибрежных хребтов США (район Паркфилд) за 30 месяцев (с января 1989 по июль 1991 гг.). Материал по американскому континенту был получен в рамках соглашения о научно-техническом сотрудничестве между Геологической службой США (USGS) и Министерством геологии СССР. В качестве гео-

динамических меток, поверяющих получаемые деформационные характеристики, приняты моменты и энергия сильных землетрясений, зафиксированных в обоих регионах в отмеченный отрезок времени (табл. 2).

Как следует из анализа кривой D_e-t на Кавказской сети (рис. 7, Б), за период наблюдений в регионе произошло значительное уменьшение интенсивности растяжения. На фоне этого генерального процесса зарегистрированы три фазы сжатия длительностью 6,5; 6 и 1,5 месяца, развившиеся в связи с процессами подготовки сильных землетрясений.

Так, на май—декабрь 1989 г. (первая фаза) пришлось 4 сильных землетрясения, одно из которых произошло в Калифорнии с эпицентром в Лома Приета. Со следующим периодом, когда был отмечен рост деформации сжатия, связано 5 сильных землетрясений, одно из которых, Рудбарское (Иран), характеризовалось M 7,7 и оценивалось, как катастрофическое. Наконец, интервал времени 1,5 месяца, когда в регионе было также отмечено сильное сжатие, сопровождался тремя землетрясениями (M 6,6 и 6,1, Рачинское) и (M 6,3, Джавское). Все 3 землетрясения произошли в Грузии. В Калифорнии рассматриваемый период характеризуется, как время нарастания деформаций растяжения (см. рис. 7, А). Вместе с тем, на фоне устойчивого растяжения здесь так же, как и на Кавказе, зарегистрированы фазы

2. Сопряжение во времени фаз сжатия в период 1989—1991 гг. на Кавказе и в Калифорнии

Регион	Периоды проявления фаз сжатия	
	Кавказ	Калифорния
Лома Приета	23.05—12.12.89 г.	10.06—18.10.89 г.
Рудбар	27.04—26.10.90 г.	18.06—20.08.90 г.
Рача	14.03—03.05.91 г.	19.04—08.06.91 г.

сжатия, проявившиеся на кривой в виде резких провалов. Таких временных пауз было 5, а длительность их варьировала от 10 суток до 4 месяцев.

Из сопоставления режимов деформации Калифорнии и Кавказа следует, что обоснованно можно говорить, по меньшей мере, о трех совпадениях (по времени проявления) фаз сжатия на Кавказе и в Калифорнии. Причем, каждый «кавказский» эпизод начинался раньше и завершался позже соответствующего «калифорнийского». Поэтому при совмещении графиков D_e-t калифорнийские аномалии оказываются «вложенными» в кавказские и, несколько отставая от них во времени, смещенными по оси вправо. Только в данном случае, с 14.03. по 08.06.1991 г., кратковременные деформации сжатия в Калифорнии завершились значительно позже исчезновения деформационного сигнала на Кавказе (см. табл. 2, рис. 7, А, Б). В этот раз калифорнийский минимум сжатия «накрывал» сильное Рачинское землетрясение (29.04.1991 г.) и предшествовал Джавскому сейсмическому событию (15.06.1991 г., Грузия).

В целом, рассматривая кривые по этим двум, сильно удаленным друг от друга регионам, можно говорить о некоторых пульсационных процессах, имеющих, вероятно, планетарный характер. После завершения каждой кратковременной фазы сжатия кривые D_e-t демонстрировали развитие ранее заложенных тенденций: рост растяжений — в Калифорнии и их уменьшение — на Кавказе. Такие тренды в сочетании с рассмотренными парными связками сжатия (Кавказ—Калифорния) свидетельствуют о большой инерционности системы геоблоков, которая сразу после снятия кратковременных возмущений восстанавливает в регионах ранее существовавшие деформационные тенденции.

Особое внимание следует обратить на характер развития фаз сжатия. Все сжатия на Кавказе развивались достаточно плавно, а на графике D_e-t проявлялись в виде седловидных кривых со сглаженными формами. В это же время на калифорнийском графике переходы от растяжения к сжатию и наоборот начинались как очень резкие ступени внезапно и без каких-либо предвестниковых признаков, что позволяет предположить искусственные причины столь контрастных смен состояния среды. Таким был скачкообразный переход от сильного сжатия к растяжению, зарегистрированный 12.02.89 г. (см. рис. 7, А, 1к). Примечательно, что этот, за несколько часов многократно повторившийся импульс (сжатие—растяжение—сжатие и т.д.), завершился ярко выраженным колебательным процессом, затухание которого продолжалось более 1,5 месяцев. Амплитуда колебательного процесса и длительность затухания сигнала свидетельствовали о высоких упругих свойствах среды.

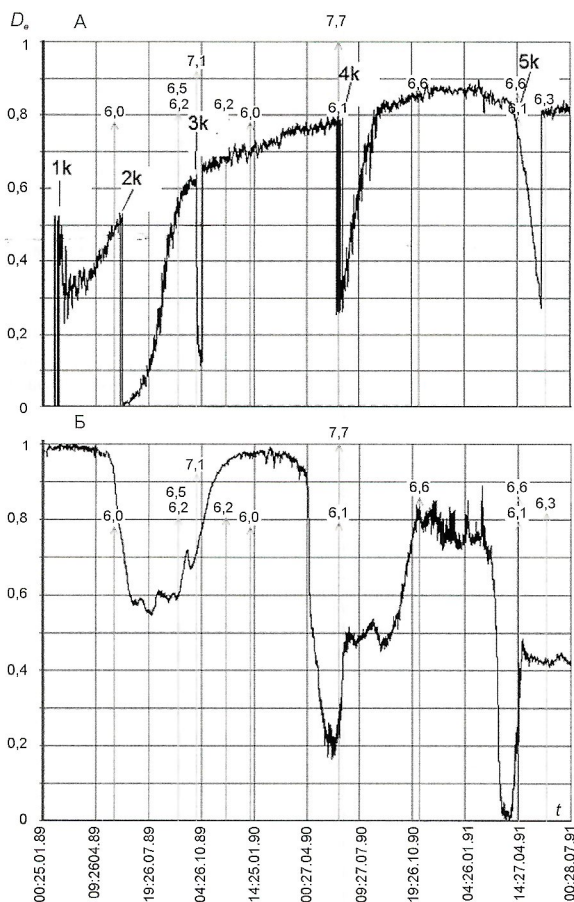


Рис. 7. Графики развития ГГД-поля за 30 месяцев (январь 1989 г.—июль 1991 г.):

А — Калифорния; Б — Кавказ

Следующая «ступень» сжатия (см. рис. 7, А, 2к), оборвавшая ход калифорнийской деформационной кривой, приходится на 11 мая 1989 г. Затем сразу после резкого срыва прослеживается быстрый рост деформации растяжения, который спустя 4 месяца завершился землетрясением Лома Приета. Последствием этого землетрясения была очередная фаза сжатия (с 18.10.1989 г.), длительность которой исчислялась 10 сутками (см. рис. 7, А, 3к). Через 10 дней ход процесса растяжения был так же резко восстановлен.

В другом эпизоде оборванная кривая D_e-t заменялась (с 18 июня 1990 г.) «частоколом» субвертикальных прямых, который в течение 11 последующих суток характеризовал колебательный процесс быстрых переходов среды от состояния предельных растяжений к предельным сжатиям и наоборот. Первый «срыв» сжатия зафиксирован в 8 часов 18.06.1990 г., а последний контрастный переход от сжатия к растяжению и обратно отмечен в 21 час 28.06.1990 г. (см. рис. 7, А, 4к). Следует подчеркнуть, что данный внезапный переход от растяжения к сильным сжатиям в Калифорнии на 2 суток «опередил» разрядку мощного землетрясения в Восточном полушарии (Рудбар, 20.06.1990 г., М 7,7), а сама иранская сейсмическая катастрофа произошла на фоне этого колебательного процесса.

Приведенные факты трудно рассматривать как случайность, поскольку подобных «совпадений» к настоящему времени зарегистрировано множество. Например, практически вслед за суматринским цунами был зафиксирован ряд землетрясений в горах Врангеля на Аляске.

Если это так, то какова природа столь высокоскоростной передачи управляющих сигналов-триггеров?

Ранее, при рассмотрении специфических черт эндодренажной системы, подчеркивалась тесная гидравлическая взаимосвязь разных частей этой глобальной мегаструктуры, делающая ее высокочувствительным информационным проводником. При этом, учитывая выявленную закономерность инверсных взаимовлияний деформируемых геоблоков, отметим, что если в некоторых, даже сильно удаленных друг от друга точках системы появляются дополнительные внешние нагрузки, указанная система должна реагировать соответствующими изменениями поля напряжений—деформации во всех своих частях, т.е. очевидно, что функционирует некоторый универсальный механизм, который в реальном времени планетарно «распределяет» и поддерживает в геологических толщах тенденции развития поля напряжений—деформации.

В случае с Рудбаром на заключительном этапе подготовки землетрясения будущая эпицентральная область длительное время испытывала сильные растяжения, которые, по-видимому, внесли ощутимый «вклад» в напряженно-деформированное состояние всей глобальной эндодренажной системы.

Как развивалась в это время геодинамическая обстановка в Калифорнии (Паркфилд)?

Для рассматриваемого сегмента разлома Сан Андреас характерны тангенциальные напряжения между крыльями дислокации, что в новейшей геологической истории региона неоднократно приводило к значительным относительным перемещениям смежных участков, расположенных по обе стороны разлома. Вероятно, эти перемещения происходили как в результате сейсмических «срывов», так и вследствие криповых подвижек.

Как следует из графика D_e-t , в период созревания рудбарского землетрясения, калифорнийская часть эндодре-

нажной системы испытывала растягивающие напряжения. Этот достаточно долгий процесс растяжения сказался в направленном ослаблении связей сцепления между крыльями разлома, что при существующих в регионе тенденциях тангенциальных перемещений привело в 8 часов 18 июня 1990 г. GMT к многократной за несколько суток скачкообразной микроподвижке, «схлопыванию» крыльев разлома и кратковременному наступлению состояния сжатия. Поскольку мощности (глубины) данной системы очень велики, то система должна отличаться исключительно высокой пьезопроводностью. Именно поэтому срыв и схлопывание крыльев разлома Сан Андреас могли послужить триггером для уже «созревшего» рудбарского землетрясения, так как в эндодренажной системе был инициирован очень мощный гидравлический удар, который в короткое время дошел до зоны будущего сейсмического события.

Следует подчеркнуть, что и рассмотренный срыв, и другие зарегистрированные на полигоне Паркфилд нарушения геодинамического режима, по-видимому, характеризуют специфическую реакцию данного региона на перестроения поля напряжений и, вероятно, имеют естественный генезис. При этом, под вопросом остается только природа ступени 1к на калифорнийской кривой D_e-t (см. рис. 7, А, 1к). Поскольку расстояние по прямой между двумя рассматриваемыми ареалами составляет около 10 тыс. км, то скорость перестроения структуры поля напряжений—деформации (скорость передачи деформационного сигнала) можно было бы принять равной 200—210 км/ч.

Вместе с тем, исходя из представлений об эндодренажной системе, можно полагать, что скорость перемещения триггерного сигнала существенно превосходила приводимые значения, поскольку импульс должен был пройти за двое суток с запада на восток гораздо более дальним и извилистым путем (более 15 тыс. км) вдоль Американско-Азиатской части эндодренажной системы, т.е. с учетом ранее рассмотренных результатов становится возможным говорить о двух типах движения деформационного импульса в геологическом пространстве и соответствующих им скоростях деформационной волны: 1) «радиальной» волны деформации с перемещением возмущений от некоторого центра в сторону периферии (например, от воздымающегося блока) — скорость деформационной волны первые километры в сутки; 2) волны упругой отдачи или триггерной (тысячи километров в сутки).

Таким образом, мониторинг темпов развития деформационного процесса может стать важным источником информации о критических изменениях геодинамической обстановки глобального, субглобального и регионального масштабов.

Исходя из того, что сейсмические пояса Земли контролируются глобальной единой эндодренажной системой, а также принимая во внимание особенности деформационных эволюций крупных участков такой системы в периоды подготовки и реализации сильных землетрясений, сформулируем концепцию дискретного геодинамического мониторинга с целью прогноза сильных землетрясений, ориентированную на создание и эксплуатацию опорных полигонов.

Данная редакция отличается от ранее сформулированных нами принципов создания систем регионального мониторинга и предусматривает функционирование более экономичной, но информационно эффективной сети глобального мониторинга опасных геодинамических процессов. При размещении таких опорных полигонов следует

учитывать уровень сейсмичности среды, структурные особенности эндодренажной системы, а также демографический, экологический, социально-экономический и ряд других факторов, обычно принимаемых в расчет при оценке рисков природных катастроф.

Что касается собственно геологических показателей, то, очевидно, опорные полигоны должны размещаться в узловых частях эндодренажной системы, служащих соединительными частями между ее крупными составляющими.

В качестве опорных могут быть использованы уже имеющиеся полигоны в пределах Северо-Анатолийского разлома (Турция), на Кавказе (Россия, Азербайджан, Армения, Грузия), в предкопетдагской зоне (Туркмения), на Тянь-Шане (Казахстан), в Сихоте-Алине и на Сахалине с островами (Россия), на Хоккайдо и Хонсю (Япония), в Кордильерах (США).

Мониторинг напряженно-деформированного состояния геологической среды и прослеживание процессов эволюции в реальном времени должны осуществляться по единым методикам и согласованным программам.

Все опорные полигоны должны быть связаны между собой на информационном уровне, для чего потребуется создание единого органа мониторинга, представляющего интересы всех заинтересованных сторон и координирующего двух- и многосторонние связи между участниками такого проекта.

По мере появления новых сетей в пределах других участков эндодренажной системы к системе опорных полигонов могут подключаться новые звенья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляевский Н.А., Борисов А.А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений / Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. — М., 1964. С. 7—20.
2. Вартанян Г.С. Роль процессов регионального метаморфизма в формировании некоторых типов минеральных вод и их провинций // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1968. Вып. 3. Т. 18. С. 99—105.
3. Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. — М.: Недра, 1977.
4. Вартанян Г.С. Способ прогнозирования землетрясений. Российский патент № 791021. 1979.
5. Вартанян Г.С. Способ изучения напряженного состояния массива. Российский патент № 776278. 1979.
6. Вартанян Г.С. Роль гидрогеодеформационного поля в эволюции подземной гидросферы // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 91—95.
7. Вартанян Г.С. Гидрогеодеформационное поле в исследованиях механизмов геодинамики // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 29—36.
8. Вартанян Г.С. Региональная система геодинамического мониторинга и проблема устойчивого развития государств сейсмоопасных провинций мира // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 37—45.
9. Вартанян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 14—22.
10. Вартанян Г.С. Геодинамический мониторинг и прогноз сильных землетрясений // Отечественная геология. 2002. № 2. С. 59—63.
11. Вартанян Г.С., Кристенсен О.В., Госк Э., Цукуда Э. Региональный метод краткосрочного прогноза сильных землетрясений // Отечественная геология. 2002. № 1. С. 3—8.
12. Вартанян Г.С. Геодинамические процессы во флюидосфере и некоторые их следствия. Отечественная геология. 2003. № 2. С. 44—50.
13. Вартанян Г.С., Гарифуллин В.А., Шалина Т.Е., Шарапанов Н.Н. Гидрогеодеформационное поле в период Спитакского землетрясения // Советская геология. 1990. № 1. С. 92—96.
14. Вартанян Г.С., Гончаров В.С., Кривошеев В.П. и др. Методические указания по ведению гидрогеодеформационного мониторинга для целей сейсмопрогноза (система R-STEPS) — М.: Геоинформмарк. 2000.
15. Вартанян Г.С., Попов Е.А., Волейшо В.О. и др. Методические указания по организации и проведению гидрогеологических наблюдений на специализированной наблюдательной сети в целях прогноза сильных землетрясений. — М., 1985.
16. Вартанян Г.С., Юсупова И.Ф. Особенности формирования трещинных зон во флюидогенерирующих толщах // Докл. АН. 2000. Том 370. № 3.
17. Гамбурцев Г.А., Вейцман П.С. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным сейсмического зондирования и сопоставления с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1957. № 3. С. 3—26.
18. Гидродинамические предвестники землетрясений. — М., 1984.
19. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. — Новосибирск, 1994.
20. Красный Л.И. Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связанные с ними минерализация // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 23—28.
21. Леонов Ю.Г., Никонова А.А. Проблемы неотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения // Геотектоника. 1988. № 2. С. 115.
22. Николаев Н.И., Шенкарева Г.А. Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений территории СССР. Материалы совещания по проблемам неотектоники. — М.: Недра, 1967.
23. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. — М.: Наука, 1993.
24. Стажило-Алексеев С.К. О глобальной периодичности и повторяемости землетрясений // Седьмые геофизические чтения им. В.В.Федынского. — М., 2005.
25. Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. — М.: Изд-во АГН, 1997.
26. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — М.: Географгиз, 1948.
27. Чедия О.К. Новейшая тектоника Памиро-Тянь-Шаньского сектора / Тектоника Тянь-Шаня и Памира. — М.: Наука, 1983. С. 145—149.
28. A collection of papers of international symposium on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing. Seismol. Press. 1984. P. 867.
29. Bell J.S. and Babcock E.A. The stress Regime of the western Canadian Basin and implications for hydrocarbon production, Bull. of Canadian Petroleum Geology. 1986. Vol. 34. № 3. P. 364—378.
30. Cox J.W. Long axis orientation in elongated boreholes and correlation with rock stress data. Proceedings of 24th Annual Logging Symposium. Calgary, 1983.
31. Gough D.I. and Bell J.S. Stress orientations from oil-well fractures in Alberta and Texas. Canadian Journal of Earth Sciences, 1981. Vol. 18. P. 638—645.
32. Lay T., Williams Q., Garrero E. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics // Nature. 1998. Vol. 392/2. P. 461.
33. Zoback M.L. and Zoback M.D. State of stress in the conterminous United States // Journal of Geophysical Research. 1980. Vol. 85. P. 6113—6156.
34. Vartanyan G.S. Method of monitoring deformation of geological structures and predicting geodynamic events. European Patent. 1994.
35. Vartanyan G.S. Jeolojik vapilaraki deformasyonun deuetlenmesine ve jeodynamik olayların onceden tahmin edilmesine yarayan yontem. 1995. Турецкий патент.
36. Vartanyan G.S. d.... 1997. (Греческий патент).
37. Vartanyan G.S. United States Patent. Method of monitoring deformation of geological structures and predicting geodynamic events. 1998.

Определяющая роль воды в формировании и эволюции Земли*

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦИНГРИ)

Данные, известные в литературе, и результаты собственных исследований позволили предположить, что вода играет решающую роль в процессах формирования и эволюции Земли [8, 21]. Этот вопрос рассматривается в настоящей статье, не преследуя цели опровержения существующих взглядов по затрагиваемой тематике, а обсуждая события, в которых вода могла быть определяющим фактором.

В излагаемых суждениях учитываются следующие общие закономерности состояния, поведения и взаимодействия веществ, находящихся в термоградиентных условиях при повышенных и высоких ($>100^\circ\text{C}$) температурах [4, 5, 19].

1. В условиях температурного градиента, свойственного всем природным системам, взаимодействие твердых, расплавных и флюидных веществ сопровождается проявлением химических транспортных реакций — образованием подвижных в газовых и жидких средах простых и сложных (комплексных) соединений и переносом их из одной температурной области в другую. При этом летучие компоненты выполняют роль лигандов L (например, OH^- , Cl^- , F^- , NO_3^- , NH_3 , $(\text{H}_2\text{O})_6^{3+}$ и др.) — переносчиков элементов растворяемых веществ M ($M+L \rightarrow ML \rightarrow M+L$).

2. Находясь в едином объеме, флюиды циркулируют между высокотемпературной (горячей) и относительно низкотемпературной (холодной) зонами (рис. 1). В горячей зоне вещества растворяются (образуются простые и комплексные соединения), а в холодной они отлагаются с последующим возвращением освободившихся лигандов (флюидов) в зону растворения и новым повторением процесса вплоть до полного переноса вещества из одного места в другое. Отложение веществ в холодной зоне вызывается распадом комплексных соединений (потерей их устойчивости) вследствие изменения температуры и pH среды.

3. Процессы растворения, переноса и отложения (кристаллизация) веществ определяются рядом факторов [4, 5, 19]: 1) величиной свободной энергии образования ионов и комплексных соединений элементов в растворах; 2) силой (энергией) связи (устойчивостью) элементов в растворяемых твердых и расплавных соединениях; 3) количественным соотношением между раствором и растворяемым веществом; 4) состоянием растворяемого вещества и характером его взаимоотношения с раствором; 5) количеством и характером распределения компонентов в исходном веществе.

4. Главные — энергетические факторы. Каждый химический элемент имеет индивидуальные энергетические свойства. Наиболее отчетливо эти свойства проявляются в свободной энергии образования соединений — энергии Гиббса ($\Delta G = \Delta H - T\Delta S$), изобарно-изотермическом потен-

циале. По величине ΔG химические элементы располагаются в определенной последовательности [4, 19], формируя единый термодинамический ряд (рис. 2). Положение элемента в этом ряду обычно остается постоянным — не меняется с изменением вида соединений и состояния веществ. Каждый правостоящий элемент термодинамического ряда образует более прочные связи с другими элементами по сравнению с левостоящими. Поэтому левостоящие раньше и при более низких температурах переходят из твердого соединения в раствор и расплав, чем правостоящие, если данному процессу не мешают другие факторы. Они же менее устойчивы в растворах (соединениях с флюидами) и потому в условиях температурного перепада выпадают из растворов раньше и ближе к зоне растворения, чем правостоящие элементы.

5. Химический транспорт веществ не зависит от расстояния и времени, а определяется устойчивостью соединений и степенью изменения физико-химических параметров среды, в частности, величины температурного градиента.

6. В циркуляционном термоградиентном процессе сравнительно небольшое количество флюидов (5—10%) может производить полный перенос твердого вещества из одного места в другое за весьма короткое время (в течение несколь-

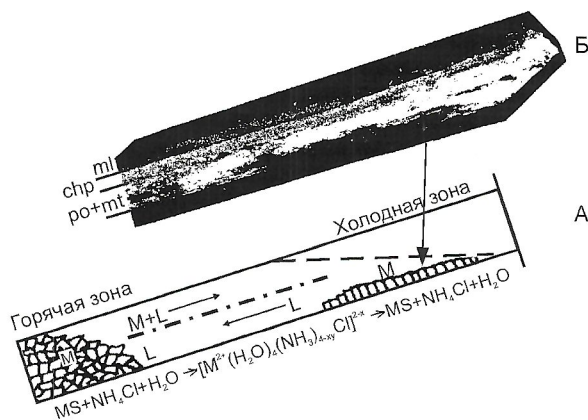


Рис. 1. Схема осуществления химических транспортных реакций:

А — схема переноса вещества: M — элемент растворяемого вещества, L — лиганд растворителя, стрелки — направление движения раствора; внизу — возможная форма переноса металлов сульфидного вещества (MS) раствором хлорида аммония; Б — экспериментально полученные продукты последовательного перераспределения медно-никелевых руд в порядке Fe (пирротин-магнетитовый слой, po+mt) $\rightarrow$ Cu (халькопиритовый слой, chp) $\rightarrow$ Ni (миллеритовый слой, ml); масштаб 1:0,5

*Доклад на XXXII Международном геологическом конгрессе. Флоренция, Италия, 20—28 августа 2004 г.

$-\Delta G_{(298)}^0, \text{н} \cdot 10^3 \text{ Дж/моль}$

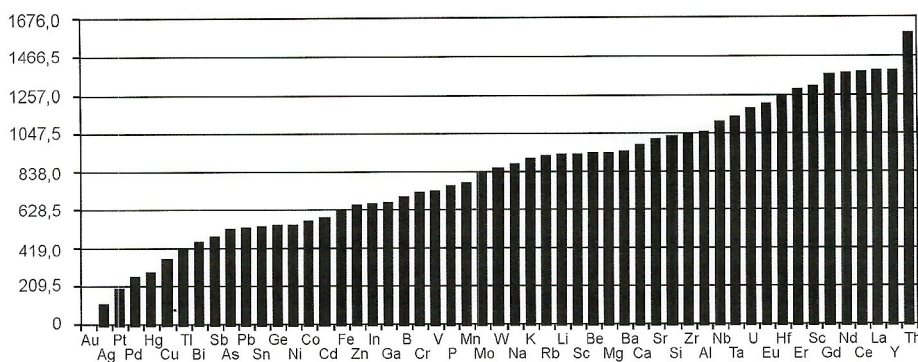


Рис. 2. Термодинамический ряд химических элементов:

обобщенные значения свободной энергии образования известных соединений каждого элемента, рассчитанные по отношению к Au, величина ΔG которого принята за нулевую (расчеты выполнены на основе конкретных данных [4, 5, 19])

ких часов). Например, в наших экспериментах по переотложению веществ на расстоянии 30 см скорость химического транспорта железа сульфидов в растворе хлорида аммония при температуре в горячей зоне $\sim 300^\circ\text{C}$ достигала 10% в час от массы исходного (растворяемого) вещества (см. рис. 1).

Процессы образования и эволюции Земли. На пути формирования и эволюции Земли ее вещество проходит три стадии глобального преобразования, определяющие специфическую особенность планеты и возможность существования на ней жизни: раннюю гидратацию, дегидратацию и позднюю (завершающую) гидратацию [8, 21].

Ранняя гидратация. Ранняя гидратация вещества планеты происходит во время его нахождения в газовой-пылевой среде, окружающей звезды. Она относительно реализуется как в варианте нагрева звездой исходно холодного вещества, так и в случае охлаждения звездной плазмы.

В ходе теплового воздействия звезды на окружающее газовой-пылевое вещество газовая составляющая отбрасывается на периферию околозвездной «туманности». В ближайших к звездам областях остаются в основном те летучие компоненты, которые входят в состав твердых соединений, устойчивых в определенных температурных интервалах и находящихся на определенных расстояниях от звезды. В интервале $350\text{—}500^\circ\text{C}$ происходит массовая гидратация железомagneзических силикатов с образованием преимущественно серпентина ($\text{Mg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_5[\text{OH}]_4$), связывающего значительное количество воды (до 15%). За счет этого гидратированного материала на определенном расстоянии от звезды формируется в дальнейшем водная планета, подобная Земле.

В околосолнечном окружении, как и вокруг других подобных звезд, газовая составляющая находилась в постоянной конвекции между ближайшей к Солнцу наиболее нагретой (горячей) и периферической (холодной) частями, а частицы твердого вещества двигались по своим орбитам вокруг Солнца (рис. 3).

Газовая конвекция сопровождалась химическими транспортными реакциями с образованием простых и комплексных соединений, которые обеспечивали перенос вещества твердых частиц из горячей зоны в холодную с концентрированием его на определенных расстояниях от Солнца в зависимости от температурных условий. По мере прогрева околосолнечного пространства зоны растворения и отложения (концентрирования) веществ смещались в сторону его периферии.

Устойчивость газовых соединений сверху ограничивается температурой $\sim 800^\circ\text{C}$, ниже которой они распадаются с образованием твердых фаз (рис. 4). Первый, наиболее вы-

сокотемпературный ($\sim 700\text{—}800^\circ\text{C}$) пояс отложения транспортируемого вещества находился в области Меркурия (см. рис. 3). Здесь концентрировались наименее стабильные в газовых растворах компоненты, значительную часть которых составляли левостоящие элементы термодинамического ряда (см. рис. 2), в т.ч. железо. Образующиеся при этом твердые соединения были безводными (см. рис. 4, I). Второй пояс отложения веществ располагался в области Венеры (см. рис. 3), где температура была порядка $600\text{—}700^\circ\text{C}$, а среди выпадающих компонентов присутствовали как левостоящие (рудогенные), так и правостоящие (петрогенные) элементы (см. рис. 2), которые формировали преимущественно безводные соединения (см. рис. 4, II). В третьем, земном, поясе, в интервале температур $\sim 350\text{—}500^\circ\text{C}$ выпадение растворенных компонентов сопровождалось массовым образованием водосодержащих твердых соединений, устойчивых ниже 500°C (в первую очередь серпентина). Здесь отлагались как рудные, так и петрогенные элементы с последующим формированием гидратированных масс (см. рис. 4, III), подобных веществу углистых хондритов CI (см. рис. 4, IV). В четвертом, марсианском, поясе отложились остатки околосолнечного твердого вещества, растворяемого газами.

За пределами пояса Марса исходное твердое вещество околосолнечной туманности не подвергалось химическому переотложению и дифференциации. Наибольшее скопление твердых веществ в области Венеры и Земли (более 90%, рис. 5) определялось температурными условиями, наиболее благоприятными для отложения компонентов, растворенных в газовой среде (см. рис. 3).

Большие массы твердого вещества, скопившиеся в области поясов Венеры и Земли, обеспечили их быстрое гравитационное концентрирование в крупные монопланетные образования. Тем самым Земля и Венера избежали длительной и интенсивной бомбардировки космическими телами, которая характерна для планет, формировавшихся в менее массивных поясах (Меркурий, Марс, Луна).

Дегидратация исходного материала, вызванная его разогревом в теле планеты, играла определяющую роль в первичной дифференциации Земли. Основной разогрев планеты вероятнее всего начинался с ее центральных частей. Он был связан преимущественно с гравитационной энергией, переходящей в тепло за счет агломерации и трения частиц исходного материала и в результате адиабатического сжатия веществ — уплотнения решетки минеральных фаз, сопротивление которому вызывает нагрев вещества. Адиабатический нагрев вещества увеличивается с

ростом давления. Поэтому наибольшие температуры приходились на наиболее сжатые (глубокие) части Земли. Радиоактивное тепло накапливалось медленно и распределялось равномерно по всему исходному объему планеты. Нагрев за счет ударов падающих тел был незначительным из-за большой массы и высокой степени концентрации исходного вещества в земном поясе, обеспечивших быстрое его скопление в единое тело.

На ранней стадии Земля имела «рыхлое» строение и сравнительно низкую плотность гидратированного материала (рис. 6, А), соответствующую углистым хондритам CI ($\sim 2,2 \text{ г/см}^3$). Поэтому при разогреве Земли находящиеся в ней летучие компоненты имели возможность относительно свободно циркулировать в окружающей их среде. После того, как температура нагрева центральной части планеты достигла $\sim 500\text{--}700^\circ\text{C}$ (что могло произойти еще

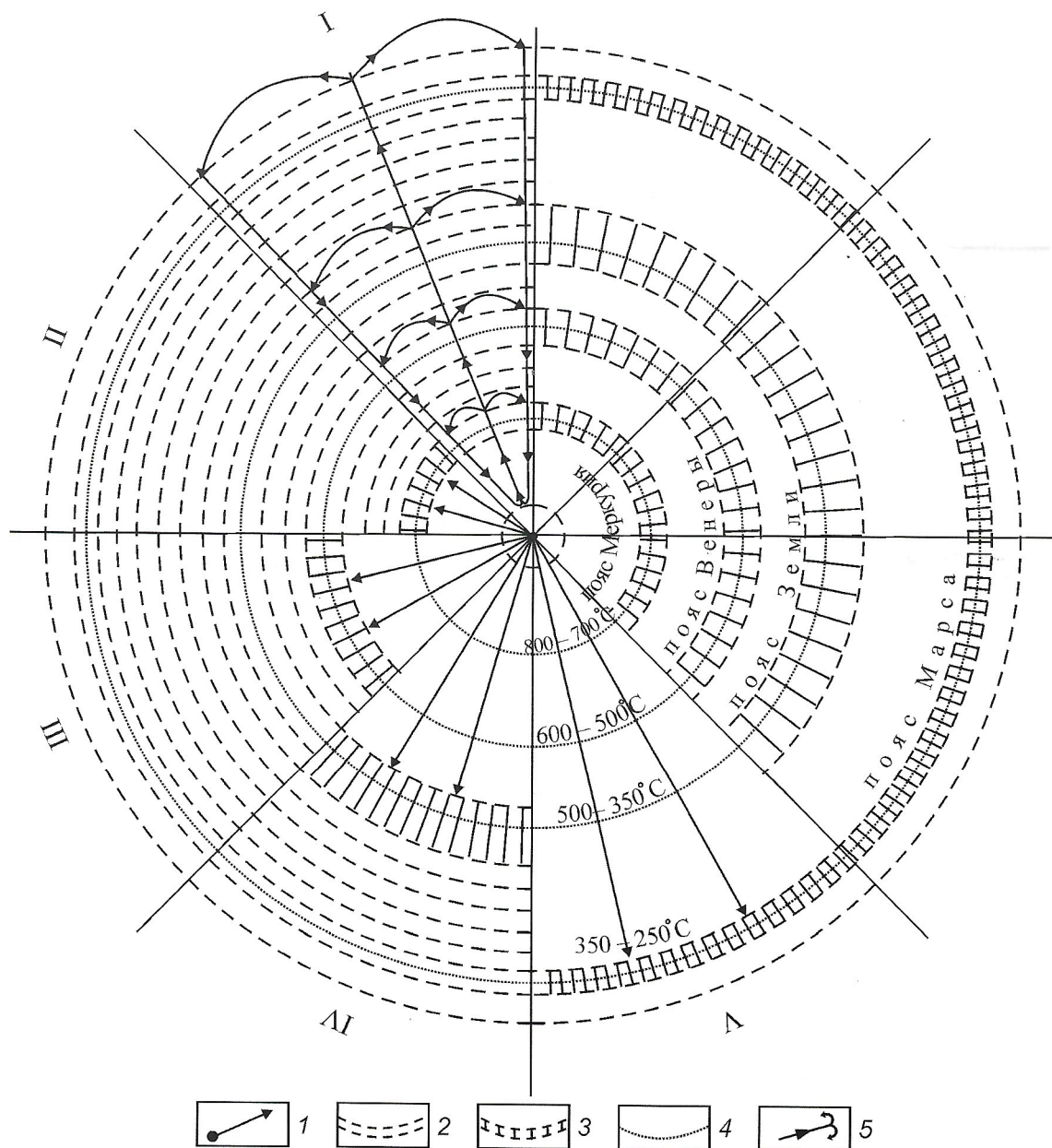


Рис. 3. Схема образования околосолнечных поясов:

I — Солнце и его световые лучи; 2 — орбиты движения исходных твердых веществ; 3 — зоны отложения и концентрации веществ в ходе их химического транспорта с образованием сначала сфер, затем поясов планет земной группы; 4 — орбиты планет; 5 — конвекционные ячейки газовой фазы, смещающиеся к периферии по мере прогрева окружающей среды и образования поясов; температуры, существовавшие в областях формирования поясов, $^\circ\text{C}$; последовательность образования поясов: I — исходное состояние, II — Меркурия, III — Венеры, IV — Земли, V — Марса

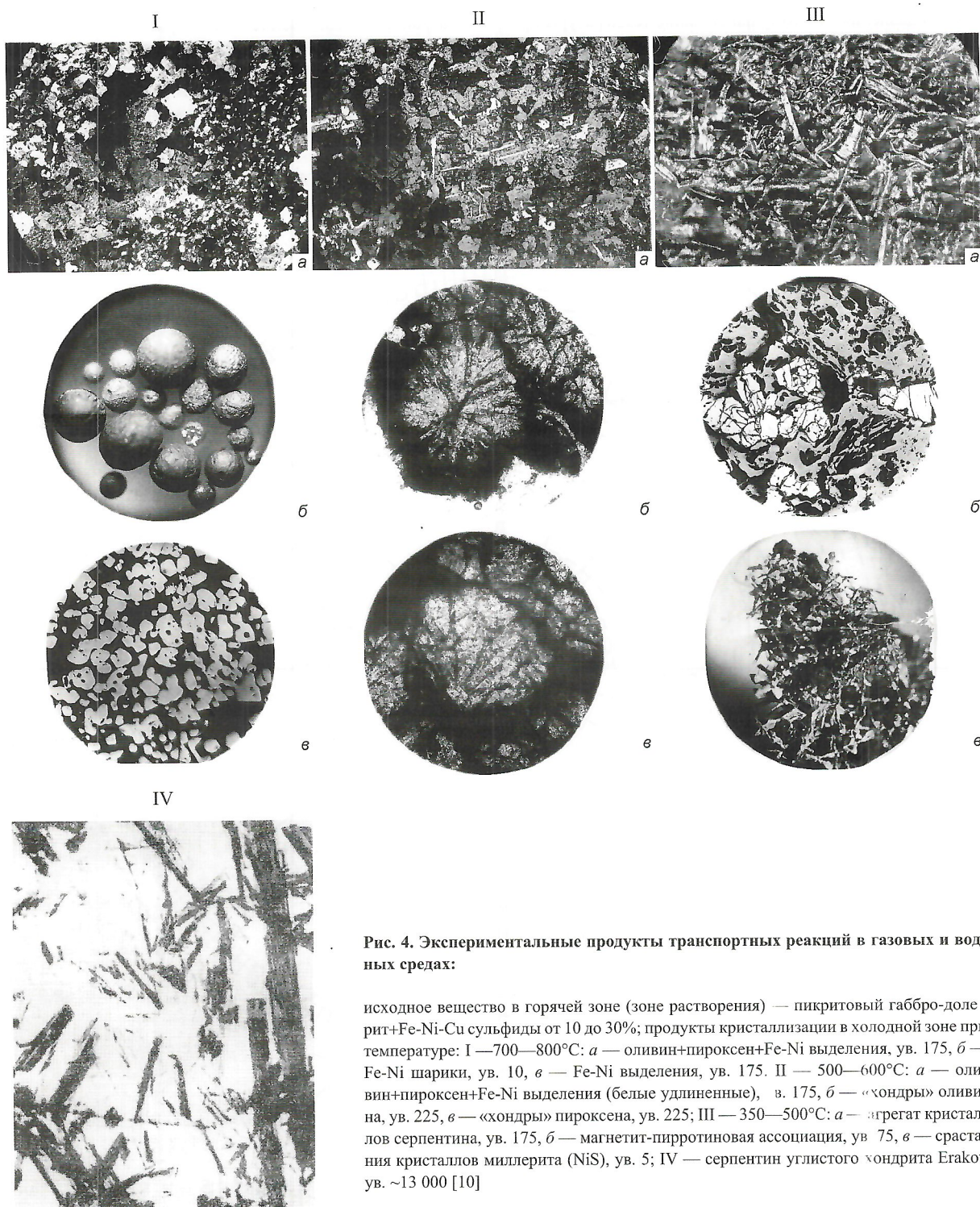


Рис. 4. Экспериментальные продукты транспортных реакций в газовых и водных средах:

исходное вещество в горячей зоне (зоне растворения) — пикритовый габбро-долерит+Fe-Ni-Cu сульфиды от 10 до 30%; продукты кристаллизации в холодной зоне при температуре: I — 700—800°C: а — оливин+пироксен+Fe-Ni выделения, ув. 175, б — Fe-Ni шарики, ув. 10, в — Fe-Ni выделения, ув. 175. II — 500—600°C: а — оливин+пироксен+Fe-Ni выделения (белые удлиненные), в. 175, б — «хондры» оливина, ув. 225, в — «хондры» пироксена, ув. 225; III — 350—500°C: а — агрегат кристаллов серпентина, ув. 175, б — магнетит-пирротиновая ассоциация, ув. 75, в — срастания кристаллов миллерита (NiS), ув. 5; IV — серпентин углистого хондрита Erakot, ув. ~13 000 [10]

до завершения роста Земли), начался глобальный процесс дегидратации ее вещества (см. рис. 6, Б). Фронт дегидратации распространялся по направлению от центра к периферии планеты по мере повышения температуры. Освобождаемая при этом вода, взаимодействуя с окружающей средой, превращалась в электролитный раствор. Температурный перепад способствовал движению данного раство-

ра от наиболее нагретых (горячих) к менее нагретым (холодным) частям (зонам) и обратно. При этом неизбежно проявляются химические транспортные реакции, обеспечивающие растворение (в горячей зоне), перенос и отложение (в холодной зоне) растворенных веществ.

Первыми должны были переходить в раствор элементы, наименее связанные в исходном веществе, которые зани-

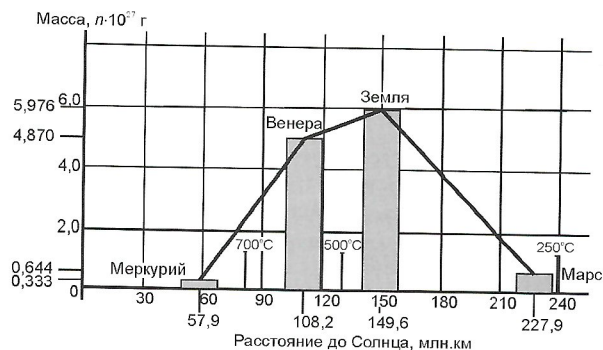


Рис. 5. Распределение масс вещества планет земной группы вокруг Солнца

мают левую часть термодинамического ряда (см. рис. 2), т.е. рудогенные компоненты. Среди них доминирует железо, преобладающее по количеству и имеющее наибольшую энергетическую предпочтительность нахождения в водном растворе (занимает правостоящее положение по отношению к другим рудным элементам).

Флюидный раствор, насыщенный железом (частично и другими левостоящими элементами, в т.ч. никелем), поднимается вверх до уровня замыкания циркуляционных ячеек. Сбрасывая здесь железо в виде магнетита (см. рис. 6, Б), он возвращается в горячую зону, где снова насыщается компонентами растворимого вещества (преимущественно железом), а затем транспортирует их в холодную зону (зону кристаллизации), многократно повторяясь. В результате скапливаются большие массы железа, в значительной степени изолированные от окружающей среды. В

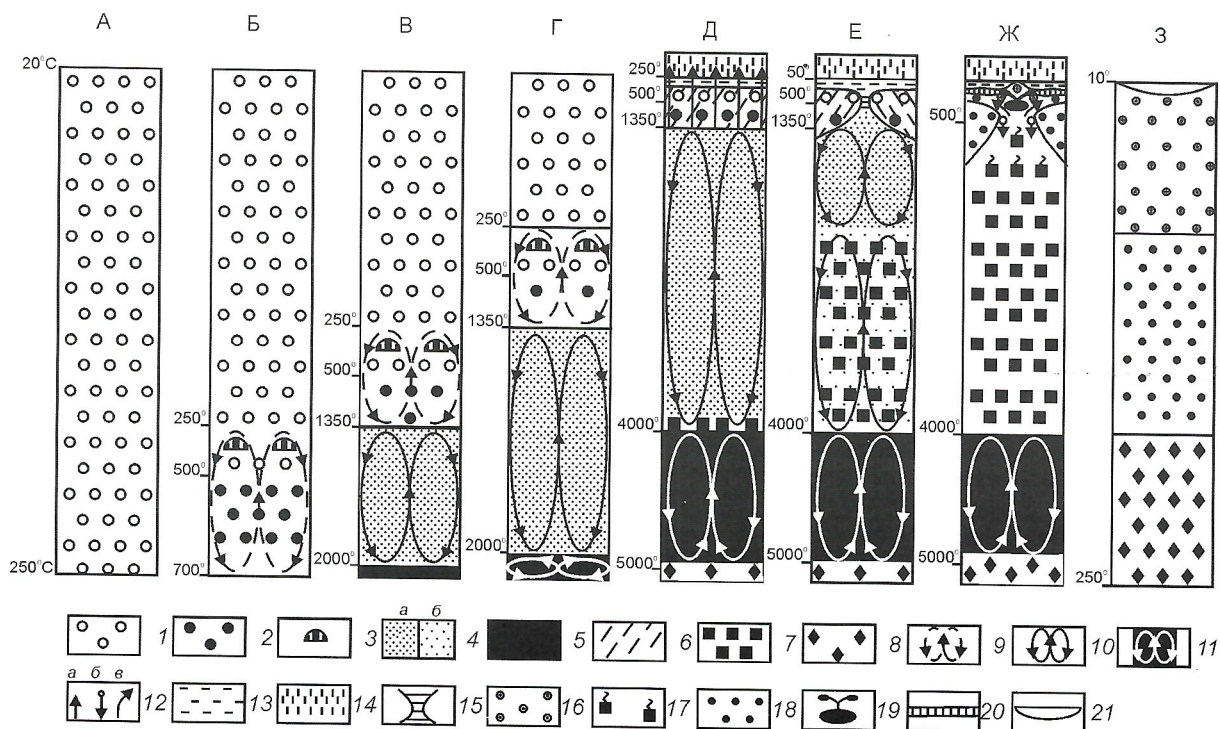


Рис. 6. Последовательность преобразования вещества Земли:

А — принятое исходное состояние; Б — начало дегидратации исходного вещества, появление конвектирующих флюидов и образование скоплений железа; В — появление конвектирующих силикатного и металлического преимущественно железного расплавов; Г — продвижение вверх фронтов дегидратации и плавления с увеличением объема расплавов; Д — выход флюидов на земную поверхность, начало образования первичной коры, гидросферы и атмосферы, начало кристаллизации расплавов мантии и ядра; Е — окончание стадии дегидратации, начало сжатия («скупивания» и «гофрирования») первичной коры за счет уменьшения объема кристаллизующейся мантии, возникновение «расплавного» спрединга океанического дна; Ж — начало стадии завершающей гидратации, приводящей к декомпрессионному плавлению и конвекции материала мантии, раздвижению литосферных плит; З — окончание стадии завершающей гидратации, исчезновение водных бассейнов; 1 — исходное гидратированное вещество Земли; 2 — материал дегидратации исходного вещества; 3 — области флюидной концентрации железа; 4 — силикатный расплав: а — без кристаллических фаз, б — с продуктами кристаллизации; 5 — металлический расплав; 6 — материал первичной коры; 7 — продукты кристаллизации силикатного расплава; 8 — продукты кристаллизации металлического расплава; 9 — конвекция флюидов; 10 — конвекция силикатного расплава; 11 — конвекция металлического расплава; 12 — направления движений: а — флюидов, б — воды, в — твердых масс; 13 — вода земной поверхности; 14 — атмосфера; 15 — участок раздвижения коры; 16 — материал стадии завершающей гидратации вещества Земли; 17 — вещество мантии, подвергающееся декомпрессионному плавлению; 18 — реститовый материал; 19 — скопление расплава декомпрессионного плавления мантии; 20 — океаническая кора; 21 — сухие бассейны земной поверхности

последующем это дает возможность железу сформировать самостоятельный расплав и сконцентрироваться в центре планеты (прямое плавление исходного вещества не может обеспечить обособление железа, т.к. оно должно полностью раствориться в силикатном расплаве).

С дальнейшим повышением температуры и началом плавления вещества, нижнее замыкание циркуляционных ячеек флюидов располагалось около верхней границы расплавной зоны, а верхнее находилось несколько выше фронта дегидратации вещества (см. рис. 6, В).

При котектическом составе вещества происходило его последовательное (фракционное) плавление с переходом в расплав сначала легкоплавких, а затем тугоплавких составляющих исходного материала. В результате вначале появлялись расплавы маломagneзиальные относительно кислые, обогащенные щелочными, редкоземельными и радиоактивными элементами, а затем высокомагнезиальные. Значительная часть наиболее кислой фракции проникала в выше лежащие, еще нерасплавленные, породы и постоянно находилась на фронте плавления вещества, накапливаясь и перемещаясь с ним вверх. Именно этот «сгон» легкоплавкой фракции существенно обогатил ею верхние слои Земли.

Продвижение фронтов плавления и дегидратации приводило к смещению циркуляционных ячеек флюидов вверх (см. рис. 6, В, Г). При этом в область плавления попадали участки флюидной концентрации железа. Температура их плавления ($>1500^{\circ}\text{C}$ для магнетита) превышала температуру плавления основной массы окружающей силикатной среды ($1100\text{—}1400^{\circ}\text{C}$), в связи с чем тяжелые рудные (железные) «глыбы» погружались в силикатный расплав и опускались к центру планеты, переходя в дальнейшем в расплавленное состояние и обогащая центральную часть железом. Вместе с магнетитом опускались и сульфидные соединения железа и других элементов. Погружение железных масс сопровождалось выделением большого количества тепловой энергии (до $\sim 2093,5$ Дж/кг) [25], которая вносила значительный вклад в общий разогрев планеты (существенная часть этой энергии тратилась на плавление опускающихся железных тел).

В объеме расплава действовали конвекционные течения, возникшие при самом раннем появлении расплавной жидкости и вызванные температурным градиентом. С обособлением железного ядра обособились и конвекционные течения расплавов, которые стали функционировать самостоятельно в ядре и выше лежащей мантии (см. рис. 6, Г, Д, Е).

Продвижение фронтов плавления и дегидратации вещества мантии продолжалось до тех пор пока верхнее замыкание циркуляционных ячеек флюидов не достигло поверхности планеты (см. рис. 6, Д). После этого флюидный поток двигался преимущественно в одном направлении. Расплав стал сбрасывать растворенные в нем летучие компоненты, которые присоединялись к общему флюидному потоку и уносили тепло расплава, снижая его температуру. Большая часть общего флюидного потока и растворенного в нем вещества оставалась на поверхности Земли. Именно в этот период начали формироваться атмосфера и водные бассейны Земли.

Интенсивный отток флюидов остановил продвижение (подъем) фронта плавления исходного вещества, не позволив ему достичь поверхности планеты. Если бы это произошло, то Земля потеряла бы большую часть поверхностной воды вследствие ее диссипации в условиях высоких температур. Допускаемое в ряде работ [22 и др.] полное

плавление вещества Земли при температуре ее поверхности до 2000°C вывело бы воду и другие летучие компоненты за пределы гравитационного воздействия планеты, требуемого для их удержания. Земля осталась бы практически безводной.

Из оставшейся нерасплавленной толщи исходного материала формировалась первичная кора (см. рис. 6, Д). Она подверглась глубоким преобразованиям под воздействием флюидных потоков и проникновений сравнительно кислых расплавов, скопившихся на фронте плавления в результате длительного «сгона» легкоплавкой фракции. Вследствие наложенных преобразований и насыщенности флюидами первичная туфообразная кора имела меньшую плотность, чем ниже лежащий мантийный расплав. Поэтому она плавала на его поверхности (рис. 6, Е).

Конвекция мантийного расплава перемещала плавающую кору от мест подъема циркуляционных потоков к местам их погружения. Над восходящей ветвью циркуляционных ячеек первичная кора раздвигалась и формировалась ранняя океанская кора (см. рис. 6, Е). В предельном случае (при возможном возникновении единой циркуляционной системы в мантии) вся первичная кора могла собраться на одной стороне поверхности Земли в месте погружения конвективного потока расплава мантии. Это изначально определило асимметричное положение континентов на земной поверхности. Скопившиеся относительно холодные массы коры вызывали на себя приток из мантии большого количества тепловой энергии, что приводило в дальнейшем к неоднократной смене направления конвективного потока мантийного материала и к раздвижению блоков коры. Подобные процессы, но связываемые с экранирующим действием субконтинентальной мантии, рассматриваются в работах В.П.Трубицына, В.В.Рыкова [12] и др.

При конвекции расплавов в ядре и мантии сравнительно холодное вещество верхних частей циркуляционных ячеек опускалось в области более высоких температур и давлений, подвергая их охлаждению. Со временем снижение температуры и действие давления, повышающее температуру солидуса веществ, привели к кристаллизации расплавов ядра и мантии в их нижних частях (см. рис. 6, Д, Е). Возможно, кристаллизация расплава нижних частей мантии началась до того, как фронт плавления достиг своего верхнего предельного уровня. Поэтому фронт кристаллизации расплава мантии мог двигаться за фронтом плавления исходного материала. В результате Земля, претерпев почти полное плавление, могла никогда не находиться в состоянии полностью расплавленного тела.

С формированием первичной океанской коры начался процесс охлаждения планеты (см. рис. 6, Е), который со временем привел к полной кристаллизации расплава мантии и началу завершающей гидратации мантийного вещества (см. рис. 6, Ж).

Таким образом, на стадии дегидратации произошла основная дифференциация исходного вещества Земли, приведшая к образованию ядра, мантии, первичной коры, гидросферы и ранней атмосферы.

Завершающая гидратация. Завершающая гидратация связана с общим охлаждением земного вещества, вызвавшим смещение изотермы 500°C и продвижение воды от поверхности в глубь Земли (см. рисунки 6, Ж; 7, А, Б). С этого времени Земля перешла в состояние остывающего тела и стала эволюционировать по термически нисходящей линии, т.е. в обратном направлении, стремясь прийти

к равновесию в изменяющихся условиях. Эволюция Земли на данной стадии в основном определяется кристаллизацией остывающего расплава ядра и гидратацией закристаллизованного материала мантии.

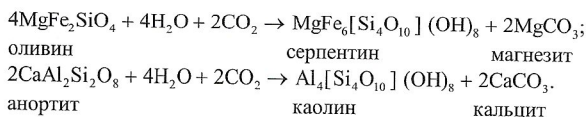
Кристаллизация ядра поддерживает его внешнюю часть в жидком состоянии и вместе с ней обогревает вышележащие слои Земли, обеспечивая поступление тепла к земной поверхности.

Массовая гидратация началась с пород коры и продолжилась в остывающих до $\leq 500^\circ\text{C}$ горизонтах верхней мантии — местах проникновения в них поверхностной воды (см. рисунки 6, Ж; 7, А, Б). Она сопровождается увеличением объема (до 28%) твердых масс, подвергающихся гидратации, и значительным выделением тепловой энергии (ΔH° серпентина $= -9736,9 \cdot 10^3$ Дж/моль).

Вода следует за изотермой 500°C вне зависимости от глубины ее опускания. Это обусловлено тем, что между фронтом и тылом области гидратации существует температурный градиент, который обеспечивает движение воды к фронту гидратации практически независимо от физического состояния гидратированной массы.

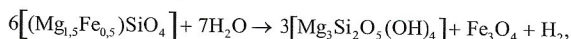
С началом процесса массовой гидратации пород коры стал изменяться состав первичной атмосферы Земли, на-

сыщенной CO_2 , подобно атмосфере Венеры. Реакции гидратации минералов связали большую часть CO_2 в твердые карбонатные соединения:



Атмосфера обогатилась кислородом океанов, в которых со временем зародилась жизнь. В результате (при наличии воды и процессов гидратации) Земля избежала участи Венеры, которая осталась безжизненной, плотно окутанной удушливой атмосферой CO_2 .

Проникновение воды в мантию приводит к гидратации преимущественно оливина, протекающей, вероятнее всего, по следующей реакции:



которая сравнительно легко воспроизводится в экспериментах [7] и реально наблюдается в природе, например, в поле Рейнбоу Срединно-Атлантического хребта [2]. Гидратация оливина сопровождается освобождением содер-

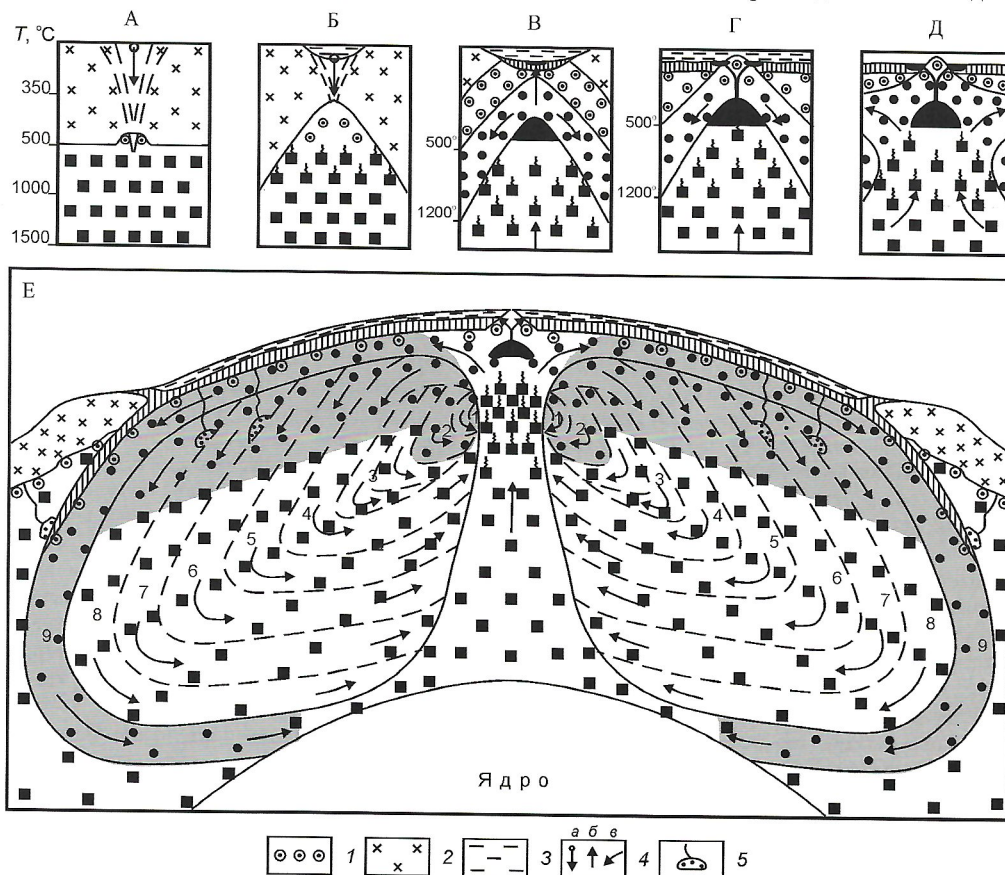


Рис. 7. События стадии завершающей гидратации земного вещества:

А—Д — последовательность подъема мантийного материала вследствие его гидратации, Е — общая схема гидратации и конвекции вещества мантии; 1 — гидратированное вещество мантии; 2 — материк; 3 — вода океана; 4 — направления движения: а — воды, б — материала мантии, в — литосферных плит — «слэбов» (slabs); цифры около линий — последовательность опускания слэбов; 5 — области флюидно-термического плавления; остальные услов. обозн. см. на рис. 6

жащихся в нем никеля и кобальта и вызывает подъем и декомпрессионное плавление мантийных масс, приводящих к расколу и раздвижению вышележащих толщ (см. рисунки 6, Ж; 7, Б—Г).

С развитием процесса гидратации и увеличением притока мантийных масс поднимающийся материал начинает распространяться в горизонтальном направлении (см. рисунок 6, Ж; 7, Д). Затем он в охлажденном виде опускается в мантию под своей тяжестью, напором воздымающихся масс и вследствие затягивания веществом мантии,двигающимся к области его гидратации и подъема (см. рис. 7, Е). Вещество мантии движется не во всем ее объеме, а локально, в виде отдельных слоев, подобных современным «слабам». В конвекционном потоке они последовательно удаляются от центра гидратации и декомпрессии мантийного материала (см. рис. 7, Е).

Одновременная конвекция всего вещества мантии невозможна из-за недостаточности энергетических ресурсов Земли, находящейся в состоянии непрерывно остывающего тела. Теплоемкость твердого мантийного материала (C_p° оливина $\approx 117,2$ Дж/моль·К) и его масса ($\sim 70\%$ общей массы Земли) превышают таковые расплава ядра ($C_p^\circ \text{Fe} \approx 25,1$ Дж/моль·К). Поэтому, в случае проявления общей конвекции твердого вещества мантии, Земля должна была охладиться полностью в более ранний период своего существования.

С распространением поднимающихся масс в горизонтальном направлении охлажденный (обратный) поток вещества последовательно смещает место погружения в мантию (см. рис. 7, Е), что обеспечивает перемещение континентов. Без смены места погружения обратной ветви конвекционной ячейки (океанической плиты) дрейф континентов практически не происходит.

Субдукция литосферных плит в одном и том же месте может приводить в основном к наращиванию континента и в итоге закрытию океана. Такая ситуация наступает при максимальной длине конвекционной ячейки (см. рис. 7, Е, поток 9). Достижение литосферной плитой границы ядро—мантия может служить одной из причин остановки спрединга океанического дна. Массовая гидратация вещества мантии под океанами сопровождается выделением большого количества тепла, которое компенсирует недостаток радиоактивного тепла по отношению к континентам.

Геологические события, зафиксированные в континентах. Значительная часть геологических событий Земли зафиксирована в составе и строении континентов. Как известно, основная масса континентов ($\sim 75\%$) сложена сравнительно кислыми породами гранитоидного ряда. Большая часть этих пород ($\sim 80\%$) сформирована в ранний период (до ~ 2500 млн. лет) эволюции Земли [11 и др.].

Массовое и повсеместное (на всех континентах) распространение однотипных по составу и возрасту гранитоидов указывает на то, что их образование связано с глобальными, синхронно протекающими, процессами, приводящими к концентрации в верхних частях планеты кремния, щелочей и других легкоплавких и летучих компонентов. Прямым плавлением вещества мантии (перидотита) такие концентрации не достигаются [9]. Они могут быть получены в результате последовательной, неоднократно повторяющейся дифференциации легкоплавкой составляющей мантийного вещества. В глобальном масштабе это могло происходить при рассмотренном выше гидротермальном и расплавленном «сгоне» к земной поверхности наи-

более подвижных компонентов и легкоплавкой фракции исходного вещества планеты в ходе его общего разогрева (см. рис. 6, Б—Д). В результате первичная кислая кора в дальнейшем составила основу континентов.

Превращение первичной коры в континенты происходило путем ее «скупчивания» и «гофрирования» при уменьшении объема Земли вследствие кристаллизации расплавленной мантии и в процессе последующих воздействий на нее мантийного вещества. Воздействие вещества мантии на земную кору проявляется в поступлении из мантии в кору магматических расплавов и сопровождающих их флюидных потоков.

Магматические расплавы, внедряющиеся в земную кору, могут поступать непосредственно из первично расплавленной мантии или сначала зарождаться в твердой мантии, а потом внедряться в земную кору. Первый вариант мог проявляться на ранних этапах формирования земной коры, когда мантия находилась в расплавленном состоянии; второй характерен для последующих периодов ее развития. В обоих случаях внедрение магм в земную кору происходит в ответ на поступление веществ в мантию, среди которых важную роль играет вода. Зарождение магм осуществляется путем «термического», «флюидного» и «декомпрессионного» плавления веществ с возможным совмещением одного варианта с другим.

Термическое и флюидное плавление и магмообразование реализуется при погружении холодных масс океанических плит в относительно горячую мантию. На начальной стадии и при неглубоком погружении плит магмы образуются в основном за счет плавления опускающегося материала вследствие его нагрева и благодаря присутствию воды, понижающей температуру перехода вещества в расплав (флюидно-термическое плавление). При этом выплавляется наиболее легкоплавкая составляющая плит с образованием магм преимущественно среднего и основного составов, свойственных зонам субдукции — островодужному магматизму.

В дальнейшем магмы формируются в результате плавления материала мантии. В плите, продолжающей погружаться, остается преимущественно ультрамафическая часть, более тугоплавкая, чем вещество мантии. Опускаясь на большие глубины, она привносит туда воду и другие летучие компоненты, которые сохраняются в погружающемся материале из-за сравнительно медленного его прогрева и образования новых водных фаз, устойчивых до глубин 1500 км и более [24]. Флюиды, привнесенные в недеплетированную мантию, вызывают ее плавление (флюидное плавление) в результате снижения температуры солидуса с образованием мафит-ультрамафических магм, характерных для горячих точек.

В случае погружения плит до границы ядро—мантия (рис. 7, Е, поток 9), зарождающиеся здесь высокотемпературные расплавы при подъеме и тепловом воздействии на окружающую среду производят термическое плавление вещества в вышележащих горизонтах мантии. При этом проявляется наиболее объемный магматизм, присущий термическим плюмам [7].

К продуктам термического и флюидного магматизма (горячих точек и термических плюмов) относятся известные на континентах магматические образования мафит-ультрамафитового ряда. Среди них преимущественно эффузивные толщи зеленокаменных поясов, интрузивные (Бушвельд, Стиллотер, Дулут и др.) и эффузивно-интрузивные.

живные комплексы (например, Печенгско-Варзугская структура на Кольском полуострове, траппы Сибири и др.). Причем, магматизм зеленокаменных поясов и интрузивных комплексов вероятнее всего связан с действием горячих точек, а крупных эффузивно-интрузивных трапповых полей — с термическими плюмами [7]. В районах проявления магматизма горячих точек и термических плюмов обычно формируются наложенные компенсационные прогибы нередко с опущенной границей Мохо, которым не свойственны рифтовые структуры, характеризующиеся выпуклым профилем границы М.

Декомпрессионное плавление и магнезиальное образование происходит в результате прямого поступления в мантию воды, вызывающей гидратацию, диапировый подъем и разуплотнение мантийных масс, подвергающихся (в процессе декомпрессии) частичному плавлению. Диапировый подъем мантийных масс приводит к образованию рифтовых структур и свойственных им магматических комплексов — офиолитовых в пределах океанской коры и щелочно-ультраосновных на континентах. Для этих структур характерна выпуклая граница Мохо. В зонах палеоспрединга океанического дна она может быть опущенной вследствие гидратации вещества мантии на стадии отмирания (прекращения) процесса спрединга.

Во всех перечисленных случаях магмы зарождаются путем парциального плавления веществ в мантии, а проявленные в пределах земной коры разности магматических образований мафит-ультрамафитового ряда и связанные с ними рудные формации представляют собой фракции исходного материала, соответствующие определенной степени его плавления [3, 6, 20]. Существование зависимости состава и рудоносности магм от степени плавления исходного вещества мантии недавно было подтверждено выводами других исследователей [14].

Состав и рудоносность зарождающихся магм во многом определяются наличием воды. Присутствие воды в веществе, подвергающемся плавлению, в количестве $\geq 0,1\%$ обеспечивает снижение температуры солидуса его силикатной составляющей до более низкого уровня, чем солидус содержащейся в нем сульфидной фракции (рис. 8). Этот эффект имеет принципиально важное значение. В отсутствии воды и при ее крайне низком содержании сульфидная составляющая исходного вещества начинает плавиться раньше силикатной и уносится вместе с последней в рассеянном виде, не образуя существенных рудных концентраций. При наличии же воды сульфидная фракция переходит в расплав после плавления и выноса в пределы земной коры мафической части исходного материала, что приводит к концентрации сульфидов в остающемся веществе мантии и зарождению при последующем его плавлении сульфидоносных магм, формирующих платино-медно-никелевые месторождения. Общая схема последовательности зарождения магм при наличии в исходном веществе воды выглядит следующим образом (см. рис. 8).

В наиболее низкотемпературной области (участок I), зарождаются бессульфидные и слабосульфидоносные мафические разности магм ($MgO \leq 8\%$), являющиеся наиболее ранними продуктами плавления вещества мантии, предваряющими зарождение и поступление в земную кору более магнезиальных и высокотемпературных сульфидоносных и бессульфидных магм. На участке II вслед за мафическими образуются сульфидоносные мезомафические магмы ($MgO 8-33\%$), которые формируют платино-медно-нике-

левые и платиновые месторождения, изменяющиеся по составу в зависимости от степени плавления мезомафической части исходного вещества от менее магнезиальных и медистых до более магнезиальных, богатых никелем (см. рис. 8, Па; Пб; Пв).

В пределах участка III зарождаются наиболее магнезиальные и высокотемпературные продукты ($MgO \geq 33\%$), формирующие слабосульфидоносные и бессульфидные ультрамафические образования, несущие наиболее тугоплавкие металлы платиновой группы — Pt, Ir, Ru, Os [20]. При плавлении недеплетированного мантийного вещества (в случаях проявления флюидного и термического магматизма) обычно содержится достаточное количество воды, чтобы сместить линию солидуса силикатного вещества в более низкотемпературную область, чем солидус сульфидной фракции. Поэтому эти два вида магматизма способны приводить к образованию платино-медно-никелевых месторождений. В случае же диапирового магматизма зарождение сульфидоносных магм обычно не происходит вследствие того, что плавление вещества осуществляется на сравнительно небольших глубинах, где эффект воды снижается и линия солидуса сульфидов располагается ниже солидуса силикатов (см. рис. 8).

Тенденция последующей эволюции Земли и дальнейших геологических событий вероятнее всего будет сводиться к тому, что по мере охлаждения планеты и смещения изотермы $500^\circ C$ вниз гидратации подвергнутся все бо-

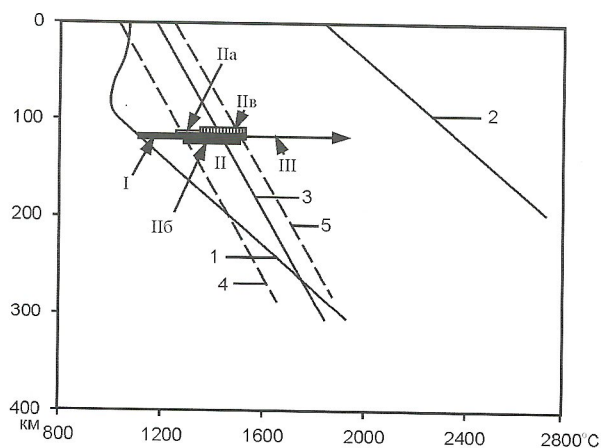


Рис. 8. Схемы формирования мафит-ультрамафитовых магм [18]:

типы и условия образования магм, линии: 1, 2 — солидуса и ликвидуса пиролита, содержащего $0,1\%$ воды [26], 3 — солидуса пирротина [1, 23], 4, 5 — предполагаемые солидус и ликвидус сульфидов мантии; участки зарождения: I — сравнительно низкотемпературных бессульфидных магм мафического состава ($MgO \leq 8\%$); II — сульфидоносных магм: Па — относительно низкотемпературных ($MgO 8-10\%$), несущих богатые медью (по отношению к никелю) сульфиды ($Ni:Cu=1:3-4$), Пб — среднетемпературных ($MgO 10-15\%$), включающих всю сульфидную фракцию исходного вещества ($Ni:Cu=1:1,2-2,5$), Пв — высокотемпературных ($MgO 15-33\%$), содержащих бедные медью сульфиды ($Ni:Cu=1 \rightarrow 10:1$); III — участок образования бессульфидных высокотемпературных магм ультрамафического состава ($MgO > 33\%$)

лее глубокие горизонты мантии. Этот процесс будет продолжаться до тех пор пока не исчерпается вода океанов (рис. 6, 3). Такой финал неизбежен по той причине, что реакция гидратации остывающего тела необратима, и протекает до практически полного исчерпания водной фазы. Подобное, вероятно, произошло на Марсе.

Из приведенных материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Вода уникальна по свойствам и выполняемым функциям. Она обеспечивает формирование, длительную эволюцию и глубокую дифференциацию планет земного типа, создает необходимые условия для зарождения, существования и развития жизни.

2. Водные планеты, благоприятные для развития на них органической жизни и цивилизации людей, образуются в определенном температурном интервале ($500\text{—}350^\circ\text{C}$) и в соответствующем ему месте околозвездного пространства, где происходит массовая гидратация минеральных фаз, обеспечивающая накопление и сохранение воды в исходном веществе планеты.

3. Вода, сохранившаяся в исходном материале, определяет в дальнейшем специфику формирования и эволюции планеты. На стадии гравитационного разогрева планеты происходит дегидратация исходного материала, способствующая его дифференциации с образованием ядра, мантии, первичной коры, гидросферы и ранней атмосферы. Сменяющая ее стадия охлаждения сопровождается новой (завершающей) массовой гидратацией вещества, которая в итоге должна привести к «литификации» воды и исчезновению водных бассейнов.

4. Наблюдаемые (зафиксированные в земной коре) геологические процессы происходят в основном на стадии охлаждения планеты и преимущественно в процессе гидратации вещества мантии, вызывающей его подъем и плавление в срединно-океанических хребтах и дальнейшее погружение в мантию в зонах субдукции океанических плит.

5. Движение мантийного вещества, вызванное его гидратацией, приводит к проявлению четырех видов магматизма — декомпрессионного, флюидного, термического и флюидно-термического. Декомпрессионный обуславливается плавлением вещества мантии в результате его декомпрессии в зонах спрединга океанического дна и рифтовых структур континентов. Флюидный связан с плавлением мантийного вещества под воздействием воды и других летучих компонентов, привносимых в мантию погружающейся океанической плитой (магматизм горячих точек). Термический продуцируется плавлением вещества мантии за счет подъема горячих плюмов от внешнего ядра в результате проникновения к нему тугоплавкого реститового материала океанической плиты (магматизм термических плюмов). Флюидно-термический проявляется в зонах субдукции при плавлении погружающейся в мантию океанической плиты (островодужный магматизм). Декомпрессионному магматизму свойственно образование платиноносных и хромсодержащих ультрамафитовых тел офиолитовой формации, а также колчеданных руд, ассоциирующих с мафитовой частью магматизма и формирующихся за счет гидротермальной экстракции и концентрации рудных компонентов. В проявлениях двух других видов магматизма образуются месторождения платино-медно-никелевых, платиновых, хромовых и железных руд. Для четвертого типа магматизма характерны рудные формации островных

дуг (медно-порфировые, золотомедные, золотосеребряные и др.).

6. Дифференциация веществ и формирование месторождений связаны с парциальным плавлением, растворением и соответствующим фракционным отложением (кристаллизацией) материала мантии и коры, которые определяются проявлением индивидуальных энергетических свойств химических элементов, выраженных в их термодинамическом ряду и других химических и физических факторах.

7. Актуальны следующие виды работ, результаты которых позволят получить новые данные, касающиеся эволюции Земли, и использовать их в практических целях:

всестороннее исследование и общая количественная оценка проявлений процессов гидратации и дегидратации земного вещества и связанных с ними геологических событий в прошлом и настоящем;

изучение изотопного состава водорода и кислорода воды серпентина и других водных фаз ультрамафитовых пород различных возрастов. В ходе завершающей гидратации в остающейся воде, как и в породах, образующихся с ее участием, должен накапливаться тяжелый изотоп ^{18}O , имеющий менее прочные связи в твердых соединениях (являющийся энергетически менее предпочтительным), чем легкий изотоп ^{16}O . Эта закономерность подтверждается существующими данными. Так, установлено, что при серпентинизации оливина ультрамафитовых пород Полярного Урала накапливается легкий изотоп ^{16}O в твердых продуктах реакции — в серпентине [15], а циркон проявленных на Земле магматических образований мафит-ультрамафитового ряда имеет тенденцию обогащаться тяжелым изотопом ^{18}O от архея к протерозою и фанерозою: $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от 5 до $>8\text{‰}$ [16]. Подобным образом увеличивается содержание ^{18}O от древних к более молодым разностям в карбонатных породах Русской платформы [13], а также других районов мира с изменением $\delta^{18}\text{O}$ от 21‰ в карбонатах и 23,5‰ в кремнях кембрия до 27 и 32‰, соответственно, мела [17];

определение времени, требуемого для последующей полной «литификации» воды и величины выделяемого при этом тепла, от которых зависит длительность существования жизни на Земле;

использование в хозяйственных целях тепловой энергии природной и искусственной гидратации минералов пород коры и мантии с получением цветных и благородных металлов методом авторазогрева [7];

поиск внеземных цивилизаций целесообразно вести около звезд солнечного типа на «земных» расстояниях от них.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кеннеди Дж.Р., Рыженко Б.Н. Влияние давления на эктектики в системах Fe-FeS // Геохимия. 1973. № 9. С. 1392—1396.
2. Леин А.Ю., Сагалевич А.М. Курильщики поля Рейнбоу — район масштабного абиогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 44—53.
3. Лихачев А.П. О природе магматических месторождений // Советская геология. 1973. № 5. С. 33—47.
4. Лихачев А.П. Переотложение рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. 1975. № 10. С. 1459—1474.
5. Лихачев А.П. О поведении химических элементов в магматических и гидротермальных процессах // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1975. Вып. 6. С. 649—663.

6. Лихачев А.П. Генетические модели сульфидно-никеленовых формаций в связи с другими эндогенными формациями / Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1988. С. 158—166.
7. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения: механизмы накопления, новые источники и методы получения рудных веществ // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 9—23.
8. Лихачев А.П. Вода как определяющий фактор формирования и эволюции Земли // Руды и металлы. 2003. № 5—6. С. 76—77.
9. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. — М.: Мир, 1979.
10. Мэйсон Б. Метеориты. — М.: Мир, 1965.
11. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
12. Трубицын В.П., Рыков В.В. Мантийная конвекция с плавающими континентами / Проблемы глобальной тектоники. — М.: ГЕОС, 2000. С. 7—28.
13. Щербина В.В. Основы геохимии. — М.: Недра, 1972.
14. Arndt N., Leshner M., Czamanske G. PGE contents of mafic-ultramafic magmas and the formation of Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Abstracts 32nd International Geol. Congress. Florence, Italy. 2004. Part 1. P. 473.
15. Bryanchaninova N., Makeyev A.B. D/H ration in serpentinites of the Polar Ural // Abstracts 32nd International Geol. Congress. Florence, Italy. 2004. Part 2. P. 1108.
16. Crustal evolution and maturation in the Precambrian oxygen isotope evidence / J. Valley, J. Lackey, M. Basei et al. Abstracts 32nd International Geol. Congress. Florence, Italy. 2004. Part 2. P. 1084.
17. Degens E.T., Epstein S. Relationship between ¹⁸O/¹⁶O ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists. 1962. Vol. 46. P. 534—542.
18. Godlevsky M.N., Likhachev A.P. Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits // In Geology and Metallogeny of Copper Deposits, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1986. P. 124—134.
19. Likhachev A.P. Redeposition of ore-producing and petrogenetic components by aqueous solutions // Geochemistry Internat. 1976. Vol. 12. P. 101—113.
20. Likhachev A.P. The discovery of a new Maimecha-Kotuyskaya platinum bearing province in the north of the Siberian platform: prognosis and its practical corroboration // 8th International Platinum Symposium. Abstract. Rustenburg. 1998. P. 203—205.
21. Likhachev A.P. The crucial role of water in the formation and evolution the Earth // Abstracts 32nd International Geol. Congress. Florence, Italy. 2004. Part 2. P. 1087.
22. Ringwood A.E. Some aspects of the thermal evolution of the earth // Geochim. Cosmochim. Acta. 1960. Vol. 20. P. 241—259.
23. Sharp W.E. Melting curves of sphalerite, galena, and pyrrhotite and decomposition curve of pyrite between 30—65 kilobars // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74. № 6. P. 1645—1652.
24. Stability of hydrous phases in the lower mantle / E. Ohtani, A. Yokoyama, N. Hirao et al. — Abstracts 32nd International Geol. Congress. Florence, Italy. 2004. Part 1. P. 714—715.
25. Tozer D.C. Thermal history of the Earth. I. The formation of the core // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1965. Vol. 9. P. 95—112.
26. Wyllie P.J. Experimental limits for melting in the Earth's crust and upper mantle // Geophys. Monog. Ser. 1971. 14. P. 279—301.

УДК 553.98.061.3

© А.Г.Репин, 2006

Флюидосети

А.Г.РЕПИН (ООО «ВНИИГаз»)

В данной статье не затронуты проблемы происхождения, преобразования углеводородов, а лишь обращено внимание на некоторые вопросы перераспределения флюидов в верхних частях осадочного чехла бассейнов.

В работе, вышедшей относительно недавно [2], мы показали возможность горизонтальной фильтрации флюидов вдоль пликтивно-дизъюнктивных образований — дизъюнктов. Результаты, полученные по Западной Сибири,

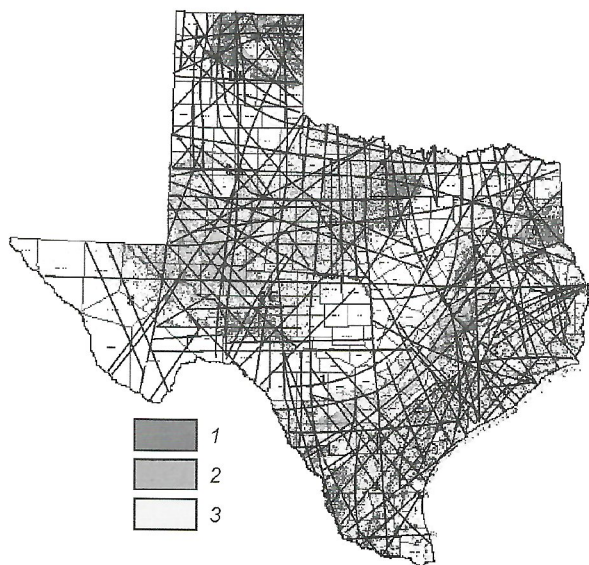
оказались несколько необычными, поэтому была сделана попытка провести линеаментный анализ хорошо изученных территорий на основе материалов, доступных для широкого круга исследователей. В качестве таких территорий выбраны два известных нефтегазовых штата США — Оклахома и Техас.

Материалы дешифрирования территорий Техаса (см. рисунок), Оклахомы также показывают приуроченность многих месторождений к линейным тектоно-геологическим объектам, выраженным на поверхности земли в виде протяженных линейных образований, интерпретируемых как линеаменты. Они формируют при картировании своеобразные пространственные системы. К сожалению, дешифрировались единичные снимки, что не позволяет создать полную картину линейных объектов (на подобные эффекты автор указывал в работе [1]).

Соответственно, в качестве гипотезы, выдвигается предположение о существовании региональных систем «каналов» горизонтальной и вертикальной фильтрации флюидов в толще пород, и, соответственно, упорядоченности самой фильтрации, приводящей к закономерному пространственному распределению скоплений углеводородов в земной коре.

Карта-схема линеаментов, наложенная на карту продуктивных скважин штата Техас (США):

скважины: 1 — газовые, 2 — нефтяные, 3 — пустые



Для обозначения региональных систем мы вводим термин *флюидосеть*. По нашему мнению, можно говорить о существовании узких трехмерных зон — концентраторов потоков миграции воды, углеводородов, газов. Эти линейные образования формируют пространственные решетки внутри земной коры. Именно для их обозначения по аналогии с термином *гидросеть* и должен применяться термин *флюидосеть*.

Простейшие аналогии между *гидросетью* и *флюидосетью* чрезвычайно опасны и могут ввести в заблуждение неспециалистов. Тем не менее, сходство в морфологии и генезисе есть: 1) главный фактор, «первоисточник» организации движения флюидов в породах, а также организации потоков на поверхности — тектоника; 2) тектоника — также важнейший фактор образования градиентов, формирующих потоки. Конечно, свободное течение воды и фильтрация — два разных процесса: в первом случае гравитация первична, но геоморфологическую дифференциацию поверхностей стока изначально закладывает тектоника; во втором, причины образования градиентов не столь однозначно определяемы — имеется сильная составляющая тектонических напряжений. Существуют и ярко выраженные отличия: гидросеть двумерна, флюидосеть трехмерна. Законы перемещения на поверхности Земли и внутри нее различны. Геологическая деятельность поверхностных потоков весьма разнообразна как в количественном, так и качественном отношении. Флюидопотоки, по-видимому, *всею лишь* активные агенты разнообразной хемогенной деятельности.

Так же как в состав гидросети входят проточные и бессточные озера, в состав флюидосети входят образования, являющиеся ловушками флюидов. Флюидосеть соединяет пликативные и другие структуры, которые служат «аналогом» поверхностных бессточных и проточных котловин — мест накопления воды (рассолов).

Флюидосеть и гидросеть приурочены к одним и тем же разломам (о подобных объектах в чехле см. работу [2]). Скорости движения и другие характеристики перемещения флюидов различны, как различна их роль в геологической истории, т.е. вероятность совпадения перемещения в какой-то период времени велика, но не стопроцентна.

О парагенезисе разрывных нарушений, являющихся основой флюидосети и гидросети, и пликативов написано довольно много, процессы формирования этой взаимосвязи смоделированы тектонофизиками (большая серия работ М.В.Гзовского и его последователей).

На совпадение обращают внимание многие исследователи и практикующие геологи: линеаменты как выражение

разломов, по которым формируется флюидосети, в рельефе земной поверхности в значительной степени объектно представлены как участки гидросети. Это очень давно используется в поисковой нефтегазовой геологии: в книге «Техасские богачи» отмечается: «Х.Л.Хант и Старик Бейли гордились тем, что они «крикологи» (от *creek* — ложбина, ручей, речка — А.Р.), т.е. они находят нефть исходя из того, как были расположены холмы и долины и где проходят русла рек в той или иной местности, иначе говоря, они тогда научились распознавать места залегания нефти, когда точной науки об этом еще не существовало... Хотя ... метод и содержал известную степень риска, он также давал возможность Ханту снижать расходы на разведку» [3, с. 512] (описанное происходило в 20-е годы XX в.). Изложенное подтверждает, что поисковые работы планировались на основании анализа прямолинейных объектов местности, и приносили довольно неплохие результаты.

Возвращаясь к хорошо забытому старому на новом уровне, используя современные методы картирования разломов на основе дешифрирования аэрокосмической информации, построения карт линеаментов, можно локализовать поисковые работы, ускорить выявление мест скопления углеводородов.

В методическом плане необходимо отметить, что вся первичная геологическая информация, использованная для составления карт, взята из сети Интернет, что, по-видимому, является одним из первых опытов обобщения источников, доступных любому исследователю. К сожалению, такой анализ нельзя провести для территории Российской Федерации, что снижает конкурентоспособность современной отечественной геологической науки.

Автор использовал в статье материалы (карты и космические снимки) с сайтов Техасского университета (www.lib.utexas.edu), Геологической службы США (www.usgs.gov, www.geology.com), Железнодорожной комиссии Техаса (www.rrc.state.tx.us) и других правительственных и неправительственных организаций США, и выражает глубокую признательность этим организациям за предоставленные возможности свободного доступа к геологической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Репин А.Г. Дешифрирование как научно-исследовательская система // Известия РАН. Сер. Геогр. 1993. № 3. С. 102—109.
2. Репин А.Г. Разломы-линеаменты севера Западной Сибири // Отечественная геология. № 1. 2005. С. 37—40.
3. Х.Харт III. Техасские богачи. — М.: Прогресс, 1984.

Подземные массообмен и превращения: распознавание и перспективы использования.

В.В.ИВАНОВ (НПП ГЕО-НТ), И.С.ГУЛИЕВ (Институт геологии АН республики Азербайджан)

Процессы взаимодействия подземных вод с минеральной матрицей пород длительное время являются объектом изучения, особенно интенсивного в рамках гидрогеологических исследований. Важнейший фактор этого взаимодействия (до настоящего времени в недостаточной степени учитываемый) — непрерывная связность всей флюидальной системы Земли, включая наземные атмосферу и гидросферу, составляющие в совокупности сферу обитания живого мира. Пустотное пространство подземной среды непосредственно продолжает пространство обитания, и поэтому его насыщение может быть только непрерывно обновляемым континуумом. Каналы очень малых сечений, через которые это пространство обновляется, определяют несопоставимо более низкие, чем в сфере обитания, скорости обновления и обуславливают подразделение его на подпространства с диффузионным и конвективным режимами обмена. Химические превращения в пустотах детерминируются активностью обновления, поскольку именно его скорости селекционируют возможные реакции по степени их согласованности с притоком внешнего материала. Наиболее интенсивные превращения сосредоточены по обе стороны от разделов между зонами диффузионного и конвективного обмена — в области контрастов обновления. Фазовые переходы в пустотах связаны с неодинаковым темпом изменения скоростей реакции и транзита в прираздельных пограничных слоях, вызывающим рассогласование превращения и переноса и запороговое прессыщение растворов. Поэтому залежи полезных ископаемых всегда локализованы в приконтактных частях разделов и на самих разделах. Примеры из опыта исследований гидравлических систем Прикаспийской впадины и центрального Урала иллюстрируют эти положения. Трехмерное картирование подземных обмена и превращений позволит с полной ответственностью за возможные последствия выбирать места для заложения подземных водозаборов, газохранилищ, резервуаров складирования отходов, в т.ч. радиоактивных и химически агрессивных, предвидеть последствия воздействия на природу крупных строительных объектов, искать месторождения полезных ископаемых с минимальными затратами и с минимальным ущербом для окружающей среды и использовать такие щадящие системы разработки, которые учитывали бы возможности природы восстанавливать их ресурсы.

Остановимся на следующих *базовых положениях*:

1. Подземная среда начинается под нашими ногами, и флюиды ее пустотного пространства не могут быть ни чем иным, как непосредственным продолжением сферы нашего обитания, т.е. непрерывно обновляемым континуумом.

2. Принципиально отличается этот континуум от сферы обитания следующая особенность: его обновление осуществляется через систему каналов очень малых сечений. Вследствие изменчивости сечений каналов в широком диапазоне размеров (10^{-6} —0,1 см) и существенно неьютоновских характеристик водных растворов в тонких пленках для инициации течения в любом виртуальном канале пустотного пространства необходимо преодоление некото-

рого начального градиента напора, величина которого определяется минимальным сечением, характером фазового насыщения и распределением параметров состояния вдоль траектории канала [5]. По названной причине следующие черты должны характеризовать флюиды пустотного пространства.

Они резко дифференцированы по интенсивности обновления. Проявлением этой дифференцированности является подразделение континуума на подобласти конвективного (существования течений) и диффузионного (теплового) обмена с формированием гидродинамического и диффузионного слоев вдоль разделов между отмеченными подобластями. Причем, в зависимости от соотношений между начальным градиентом и диапазоном действующих градиентов напора возможно существование подпространств с устойчивым конвективным обменом (в пределах которых действующие градиенты остаются всегда большими начальными), устойчивым диффузионным обменом (при обратном соотношении между градиентами) и переменными режимами обмена (конвективным — в период паводка, диффузионным — в период межени).

Основной элемент системы обновления конвективных подпространств — иерархически построенная дренажная сеть с магистральными и оперяющими дренами (подобно наземным речным сетям с той лишь разностью, что подземные дренажные системы — существенно трехмерные образования). Обновление рассматриваемых подпространств осуществляется по схеме водораздельно-дренажной дифференциации с рассредоточенными зонами создания напора и разгрузки.

Скорости обновления пустотного пространства в любых его подпространствах всегда несопоставимо ниже характерных скоростей обновления сферы обитания из-за высоких сопротивлений формирующих его каналов. Это предопределяет существование жесткого граничного условия для всех полей подземной среды на разделе со сферой обитания, одинакового для всех подпространств обмена. Так, с приближением к этому разделу концентрации растворенных в подземных водах компонентов стремятся принять равновесные с атмосферой значения, давление и плотность устремляются к значениям атмосферного давления и плотности пресной воды, соответственно, а поле температуры детерминруется ее распределением по поверхности термоклина.

3. В силу отмеченного обновления пространственные распределения концентраций, температур, давлений, плотности и других характеристик водных растворов пустотного пространства обуславливаются, также как и в сфере обитания, сопряженностью транзита и превращения вещества, т.е. сбалансированностью производства и переноса энергии и вещества в любом сечении этого пространства. Управляющий фактор сопряжения — скорость транзита, поскольку именно она селекционирует возможные превращения в зависимости от согласованности скоростей реакций с интенсивностью внешнего притока. Линейные размеры зон потенциальных превращений и кон-

станты скоростей их реакций относятся к категории отключающихся на внешние воздействия «пассивных» характеристик среды. Соответственно, образование любого компонента водного раствора имеет свои ниши реализации как в диапазоне интенсивностей обновления, так и в особенностях материального состава среды. Из этого положения следует, что на основе анализа пространственной изменчивости химического состава подземных вод возможна реконструкция системы обменных процессов и превращений в пустотном пространстве, т.е. объемное картирование названных процессов.

4. Формирование вторичных компонентно-минеральных ассоциаций (некоторые из которых рассматриваются как полезные ископаемые), обусловливаемое высаживанием каких то компонентов из водных растворов, возможно лишь на участках «рассопряжения» интенсивностей транзита и превращения, т.е. там, где скорость образования компонента превосходит скорость его отвода и где возможно его накопление до порога пресыщения. С этого порога избыток компонента (разница между порогом пресыщения и растворимостью) выделяется в новое агрегатное состояние (твердое или газообразное). Возникновение такого разбаланса обусловливается непрерывностью и инерционностью процессов превращения и переноса и связывается с неодинаковым темпом изменения их скоростей в прираздельных областях. Так, скорости реакции, поддерживаемые конвективным обменом, могут «вторгаться» в прилегающие части диффузионных зон, проводимость которых уже не справляется с отводом производимой продукции. Участки «рассопряжения» представлены как в диффузионных, так и конвективных зонах обмена. Изменение агрегатного состояния вещества неизбежно сопровождается импульсом давления (положительным или отрицательным в зависимости от того, как изменился эффективный удельный объем вещества при фазовом переходе). Однако конечная вариация давления, обусловливаемая этим превращением, зависит исключительно от величины начального градиента, характеризующего зону фазового перехода [8], поскольку его значением определяется, какой избыток или дефицит давления могут быть накоплены в данной части подпространства. Этот фактор (наряду с линейными размерами зон высаживания) определяет и объемы отлагаемой вторичной продукции, в частности, запасы месторождения, если речь идет о полезном ископаемом. Баланс вещества в рассматриваемых ассоциациях обеспечивает сбросом его избытка или погашением дефицита при переходах градиента давления через начальный порог. Соответственно, пространственное положение рассматриваемых ассоциаций контролируется: 1) контуром ниши образования и устойчивости данного компонента или компонентов и 2) локализацией особых подпространств подземного обмена, в которых транзит и превращения рассопрягаются. Запасы отложенного материала таких ассоциаций определяются значениями начального градиента, и проявляться они могут специфическими вариациями в поле давления. Это значит, что область вероятной локализации подобных ассоциаций может прогнозироваться из анализа подземного обмена, а факт их реализации диагностироваться по избытку или дефициту давления.

5. Основную роль в специализации химических превращений, а, соответственно, и в локализации ниш формирования тех или иных компонентов играют разделы между зонами диффузионного и конвективного обмена. Вдоль этих разделов развиваются гидродинамический и диффу-

зионный пограничные слои, поперек которых уже в силу отмеченного «отбора» реакций в зависимости от скорости течения не может не возникнуть зона высоких перепадов химических потенциалов. Сама поверхность раздела не может не стать областью сосредоточения различных химических превращений, стимулируя, тем самым, развитие перепадов химических потенциалов и потоки на поверхность раздела и со стороны диффузионных зон. Таким образом, примыкающие к рассматриваемым разделам с разных сторон диффузионные пограничные слои конвективной зоны и высокоградиентные области диффузионной составляют в совокупности потенциальные полости наиболее интенсивных химических превращений подземной среды, содержащие ниши образования и устойчивости различных химических компонентов.

6. Раздел между зонами диффузии и конвекции контролирует и положение участков рассопряжения, т.е. и локализацию вторичных компонентно-минеральных ассоциаций. Причем, связь ассоциаций с разделами должна быть более тесной, чем связь ниш с разделами, поскольку участки рассопряжения — это те части ниш образования, примыкающие к разделам, на которых скорости превращений обгоняют скорости переноса. Следовательно, рассматриваемый раздел — тот основной репер, к которому должны стягиваться месторождения самых различных полезных ископаемых как со стороны конвективных, так и диффузионных зон, а сечения этого раздела с характерными поверхностями (например, поверхностью постоянной альтитуды или подошвой регионально представленного коллектора) — есть путеводные нити геолога, следуя вдоль которых он с неизбежностью окажется рядом с контуром или в контуре залежи того или иного полезного ископаемого в пределах или вблизи данной поверхности.

7. Вероятные «аттракторы» вместилищ вторичных ассоциаций в прираздельной полости — линии пересечения ниш образования компонента с зонами диффузионного обмена. К числу «аттракторов» вторичных ассоциаций относятся: 1) экстремумы вариаций избытка или дефицита давления, причем амплитудные характеристики последних являются мерой запаса материала, накопленного в ассоциации; 2) экстремумы положительных вариаций коэффициента метастабильности, характеризующие неустойчивость раствора к данному фазовому переходу.

8. Любая ассоциация такого рода — балансовая составляющая самоорганизовавшейся системы обмена и превращений. Соответственно, каждая из них при нарушении исходного состояния под внешним воздействием (каковым может быть разведка и разработка месторождения) имеет свой потенциал восстановления, если уровень воздействия не превзошел некоторый критический порог, т.е. в области локализации ассоциации после устранения воздействия возможна регенерация изъятых из нее материалов с той или иной скоростью, если только это воздействие не привело к принципиальной перестройке исходной системы. Наряду с определением промысловых характеристик любого месторождения, следует оценивать и его способность к саморегенерации, и вероятную скорость восстановления его исходного состояния, и допустимый, не приводящий к необратимым последствиям, уровень воздействия на месторождение.

9. При разработке ассоциаций, представленных жидкими и газообразными составляющими, в пределах месторождения формируются и развиваются вторичные дре-

нажные сети как результат сопряжения заданного расположения стоков и источников (отбирающих и нагнетательных скважин), определяющих структуру поля действующих градиентов, и особенностей строения пустотного пространства среды вмещения, контролирующих распределение начальных градиентов. Наиболее полное извлечение материала с оптимальной продуктивностью может быть достигнуто только в том случае, если его отбор производится из русел магистральных дрен, а отнесаться он будет от замыканий водоразделов в оперяющие дрены. Соответственно, мониторинг, а, по возможности, и формирование, и коррекция таких сетей должны стать обязательным элементом технологии разработки месторождений рассматриваемого типа.

Из базовых положений можно сделать следующие выводы:

1. Пустотное пространство подземной среды — существенно особая ее подобласть, и эта особенность состоит в том, что обновление его материального насыщения осуществляется несопоставимо более интенсивно, чем обновление материала межпустотной матрицы. По этой причине пустотное пространство должно рассматриваться как самостоятельная система, характеристики которой не прогнозируются из материального состава и тенденций развития межпустотной матрицы.

2. Изменчивость интенсивности обновления этой системы — решающий фактор, контролирующий и положение зон специфических химических превращений, и размещение зон специфических фазовых переходов в ее пределах, и, пространственную изменчивость ее химического состава, и локализацию широкого круга залежей полезных ископаемых, в т.ч. нефти и газа. Потребительская ценность подземной среды и перспективы ее рационального (в смысле сохранения потенциала регенерации исходных характеристик) народнохозяйственного использования для целей водоснабжения, захоронения отходов, подземного хранения газа и других веществ, обеспечения народного хозяйства энергетическим и минеральным сырьем определяются именно таким фактором. По этой причине получение информации о подземном обмене и превращениях выдвигается как совершенно самостоятельная назревшая задача геологии, не возмещаемая приобретением никаких других геологических и геофизических данных. Использование подобной информации должно стать обязательной составляющей процессов поиска, разведки и разработки месторождений.

3. Источником этой информации может быть только объемное картирование подземного обмена и превращений на основе анализа пространственной изменчивости и мониторинга естественных полей концентраций, параметров состояния и плотности [7].

К объектам картирования должны быть отнесены следующие подпространства, поверхности и трассы подземной среды:

1. Зоны конвективного и диффузионного обмена и, прежде всего, разделы между ними. В рамках операции выделения этих объектов должны быть реконструированы рельеф ложа безнапорных подземных потоков и геометрические характеристики полостей разрезов, вмещающих напорные потоки. Кроме определения стационарного положения этих разделов в пространстве, в процессе мониторинга должны быть оценены масштабы амплитуд и периоды колебаний указанных положений.

2. Связные подобласти подземных течений (потоки) и схемы их водораздельно дренажной дифференциации. В задачи такой операции входит реконструкция поля векторов скоростей течений, трассирование магистральных дрен и линий водоразделов и оценка характерных скоростей, расходов и масштабов амплитуд колебаний этих характеристик между пиками паводка и межени в различных сечениях дрен.

3. Ниши продуцирования и потребления компонентов водных растворов, как «составоформирующих» (двуоксид углерода, азот, углеводороды, сероводород, хлор-, серо-, натрий-, кальцийсодержащие соединения и др.), так и включающих элементы потребительской ценности (Au, U, Fe, Cu и т.д.). Выделение такого рода ниш выполняется по схемам пространственной изменчивости распределений обильностей источников и стоков изучаемых компонентов. Под обильностью источников (стоков) понимается количество данного компонента, образующееся (потребляющееся) в единице объема порового раствора в единицу времени. В данной работе в качестве размерной единицы для газов используется величина: нормальные (т.е. приведенные к атмосферным условиям при давлении 0,1 МПа и температуре 20°C) кубические сантиметры газообразного компонента в отношении (см³ раствора·год)—лет⁻¹.

4. Зоны фазовонеустойчивых состояний, прежде всего, по отношению к газовой выделению, а также ко всем тем изменениям агрегатного состояния, при которых происходит высаживание из растворов компонентов потребительской ценности. Оконтурирование таких зон связано с анализом полей соответствующих коэффициентов метастабильности.

5. Зоны текущих и состоявшихся фазовых переходов, как газовой выделению, так и высаживания твердоагрегатных комплексов раствора, соответствующего различным процессам рудообразования. Основной вклад в локализацию этих зон вносит анализ пространственной изменчивости поля избыточного или недостающего давления.

6. Специальными объектами картирования должны стать те подпространства подземной среды, с которыми может быть связано возникновение катастрофических ситуаций, как при техногенном воздействии человека на природу (например, при проведении вскрышных, горно-проходческих или буровых работ), так и при отсутствии какого-либо воздействия, вследствие спонтанного развития естественной системы данного подпространства. К подпространствам такого рода могут быть отнесены зоны высокоамплитудных вариаций избыточного давления, области развития кислых газов и других агрессивных компонентов и т.д.

Промышленные способы картирования обмена и превращений еще предстоит разработать, опробовать и унифицировать. Каркасом для их конструирования могут стать принципиальные основания, развитые в работах [3, 4, 6, 9, 10, 11] и в наиболее развернутом виде представленные в публикации [7]:

1. Решение задач разделения континуума подземных вод на подпространства с конвективным и диффузионным обменом и реконструкции полей векторов скорости течения и трассирования траекторий магистральных дрен и линий водоразделов в конвективных подпространствах может быть выполнено на основе анализа пространственной изменчивости и мониторинга полей концентраций гелия (для области «медленных вод» — скорости течений менее 30 м/год) и трития (для области «быстрых вод» — скорос-

ти течений более 10 м/год) [6, 7]. Использование названных полей для решения перечисленных задач обеспечивается тем, что, во-первых, гелий и тритий непрерывно продуцируются в земных сферах (гелий — в породах литосферы благодаря присутствию в них альфа-излучателей — изотопов урана и тория, тритий — в верхних слоях атмосферы при взаимодействии космических лучей с ее компонентами); во-вторых, соотношения между интенсивностями их продуцирования и перераспределения обеспечивают нивелирование всех неоднородностей в распределениях обильностей их источников; в-третьих, их концентрации всегда регистрируются в транзитивной подобласти, дифференциация которой по режимам и скоростям переноса является определяющим фактором формирования изменчивости распределений таких концентраций. Это и позволяет подразделить рассматриваемую подобласть на интервалы с диффузионным и конвективным обменом и реконструировать профили скоростей в пределах последних.

2. Выделение ниш продуцирования и потребления различных компонентов в континууме вод выполняется оцениванием обильности их источников и стоков по изменчивости производных полей этих компонентов с учетом реконструированных на предшествующем этапе системы обменных процессов и поля скоростей течений [7]. Данные операции базируются на допущении, что процессы перераспределения — превращения вещества в подземном континууме могут быть описаны уравнением конвективной диффузии в стационарном варианте при постоянных значениях коэффициентов диффузии рассматриваемых компонентов.

3. Зоны фазово-неустойчивых состояний по отношению к данному фазовому переходу оконтуриваются на основе анализа пространственной изменчивости коэффициента метастабильности, представляющего отношение разности содержания изучаемого компонента (комплекса) в растворе и его растворимости к разности между пороговым достижимым пресыщением раствора этим компонентом и растворимостью. И растворимость, и достижимое пресыщение есть функции параметров состояния и состава раствора. Значение 0 коэффициента представляет собой области насыщения, отрицательные значения — области недонасыщенных фазово-устойчивых состояний, положительные значения до 1 — области метастабильных фазово-неустойчивых состояний, >1 — области полифазного насыщения. Состояние раствора по отношению к спонтанному газовыделению оценивается с использованием весового суммирования содержаний CH_4 , CO_2 , N и H_2S в растворе. При взвешивании вклада каждого компонента учитываются его содержание и растворимость в условиях нахождения раствора. Состав выделившегося газа прогнозируется в рамках этих расчетов [4, 7].

4. Наличие зон полифазного насыщения, в частности зон газонасыщения, диагностируется по изменчивости поля избыточного над гидростатическим давления. Избыточное давление оценивается как разность между измеренным давлением и его гидростатической составляющей, рассчитываемой по вертикальному распределению плотности. Эти построения позволяют: 1) наметить положение в пространстве линий «аттракторов» вместилищ вторичных ассоциаций по точкам экстремумов локальных вариаций, 2) реконструировать образ изменчивости распределения начального градиента [5, 7].

5. Общепринятых критериев отнесения подпространств подземной среды к категории потенциально опасных,

по-видимому, пока еще не существует. Как уже отмечалось, к таковым должны быть отнесены зоны высоких избыточных давлений, зоны развития высоких содержаний кислых газов, как в газовой фазе, так и растворенном состоянии и, возможно, зоны высоких температурных градиентов, диагностирующие интенсивные экзотермические превращения. Очевидно, что список претендентов на отнесение к категории такого рода подпространств будет уточняться и, возможно, пополняться.

Примеры дифференциации пустотного пространства подземной среды по режимам и интенсивности обменных процессов и выделения зон специфических превращений. Способы исследования, перечисленные в предшествующем разделе, испытывались на фактическом материале, характеризующем поля концентраций He, CH_4 , N_2 , CO_2 , температуры, давления, общей минерализации и плотности в водных растворах гидравлической системы северного Прикаспия, преимущественно Прикаспийской впадины [7]. Исходные выборки были представлены результатами испытаний различных горизонтов отложений впадины. Точки опробования спорадически разбросаны в объеме напластований, покрывая глубинный интервал от поверхности до примерно 5000 м, и каждое из исследуемых полей в данной точке представлено вектором значений, содержащим горизонтальные координаты, глубинную отметку и значение исследуемого признака. С помощью системы объемной интерполяции В.И.Аронова [1, 14] построены трехмерные модели исследуемых полей с пересчетом значений в точки регулярной сети. Эти модели составили основу для выполнения операций разделения пустотного пространства по режимам и интенсивностям обновления и выделения зон протекания специфических превращений. Предлагаемые ниже примеры призваны проиллюстрировать обоснованность *Базовых положений* и целесообразность выполнения операций картирования, перечисленных в разделе *Объекты картирования*.

На рис. 1, в несколько измененном и дополненном виде, заимствуемом из работы [7], представлены результаты интерпретации вертикальных зависимостей изучаемых признаков в одной из точек планшета Прикаспийской впадины (ее положение показано на рис. 2, В). Рядом с стратиграфической колонкой (см. рис. 1, А) выделены интервалы диффузионного и конвективного обмена и воспроизведены скоростные профили в конвективных интервалах (см. рис. 1, Б). В соответствии с реконструкцией полость в интервале между отметками -1,7 км и -4,2 км (сечение 2,5 км) занимает однородный гидродинамический слой. Это построение свидетельствует о резкой асимметрии профиля течения и смещении стрежня потока к кровле полости. Скорость течения в стрержне составляет почти 1 м/год.

Вертикальные кривые распределения обильностей источников (положительные значения) и стоков (отрицательные значения) CH_4 , CO_2 и N_2 вдоль изучаемого направления показаны на рис. 1, В. В сечении полости они формируют гармонические последовательности с возрастающими амплитудами в направлении увеличения скорости течения. Обильности CH_4 и CO_2 характеризуются почти синфазными гармониками, однако интенсивность образования CO_2 и темп изменения амплитуд ее гармоник по слою остаются заметно меньшими по сравнению с аналогичными характеристиками CH_4 . Обе эти последовательности противофазны по отношению к гармоникам обильности N_2 , причем амплитуды обильностей CH_4 и N_2 очень

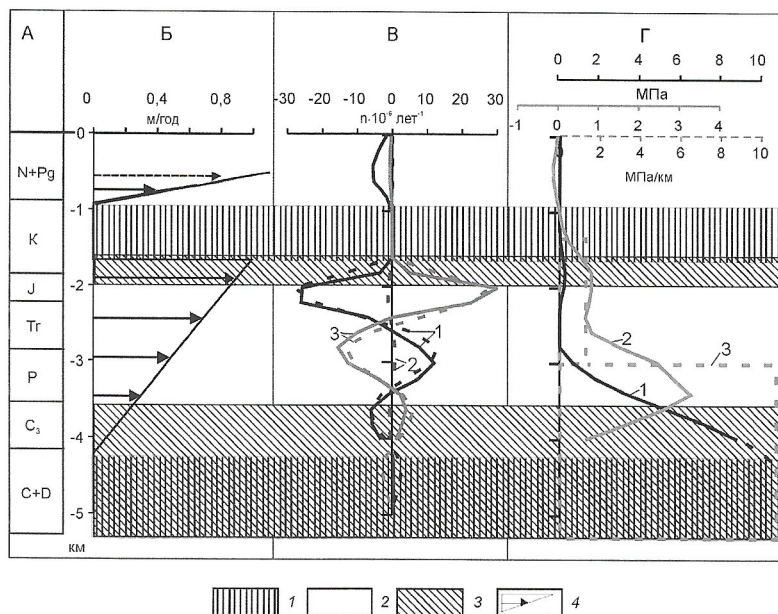


Рис. 1. Обмен и превращения, восстановленные по вертикальным распределениям концентраций He, CH₄, N₂, CO₂, давления, температуры, минерализации и плотности в одной из точек Северного Прикаспия:

A — стратиграфическая колонка; Б — эпюра скорости течения, м/год; В — распределение обильностей источников и стоков ($n \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$): 1 — CH₄; 2 — CO₂; 3 — N₂ (сплошная линия — фактическое, штриховая — теоретическое); Г — распределение по глубине: 1 — избыточное давление, МПа; 2 — коэффициент метастабильности; 3 — начальный градиент, МПа/км; зоны: 1 — диффузии, 2 — конвекции, 3 — газовыделения; 4 — эпюры скорости течения

близки по абсолютной величине. Такие соотношения свидетельствуют о глубокой взаимосвязи всех этих превращений и вероятном едином исходном комплексе веществ, обеспечивающем их протекание, и едином механизме «переключения» реакций на интервале. Поведение обильностей F рассматриваемых компонентов моделируется зависимостью вида:

$$F=0 \quad 0 > x > -1,7 \text{ км};$$

$$F = A \exp(\beta(x + 1,7)) \sin\left(\frac{\pi}{0,8}(x + 1,7)\right) \quad -1,7 > x > -5 \text{ км}. \quad (1)$$

Причем, для кривой обильности CH₄ $A = -40,45 \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$, для аналогичной кривой N₂ $A = 40,45 \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$, для CO₂ $A = -1,43 \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$. Декремент β для кривых CH₄ и N₂ равен 0,95 км⁻¹, CO₂ — 0,35 км⁻¹. Полу период всех синусоид взят равным 0,8 км, начало отсчета размещено на отметке -1,7 км в кровле полости. Моделирующие зависимости показаны на рис. 1, В. Они сходны с исходными кривыми. Это дает основание воспользоваться аппроксимирующей зависимостью для прогнозирования характера и масштаба превращений на продолжении исследованной зоны, в подстилающем ее диффузионном теле (в интервале -4...-5 км). Экстраполяция свидетельствует, что на этом интервале должен быть представлен полупериод продуцирования CH₄ и CO₂ с обильностями источников в амплитудах гармоник $2,7 \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$ и $0,5 \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$ соответственно, и полу период потребления N₂ с обильностью стоков в амплитуде, равной $-2,7 \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$.

Распределения коэффициента метастабильности по отношению к спонтанному газовыделению и избыточного над гидростатическим давления показаны на рис. 1, Г. В рассматриваемых зависимостях отмечаются по два максимума. Пик верхнего относительно малоамплитудного экстремума кривой коэффициента метастабильности находится на той же отметке, что и пик азотопродуцирования. Однако сам рассматриваемый экстремум характеризуется более пологой формой и занимает существенно больший глубинный ин-

тервал, чем сопоставляемая область азотопродуцирования. Пик нижнего более высокоамплитудного максимума рассматриваемой кривой регистрируется на отметке -3,4 км. Он приурочен к узлу нулевых обильностей анализируемых превращений и находится на крыле нижнего экстремума избыточного давления примерно в 200 м от отметки максимума его градиента. Пик верхнего малоамплитудного (0,27 МПа) максимума кривой избыточного давления находится на отметке -1,8 км вблизи кровли полости рядом с пиком азотопродуцирования, относительно которого он сдвинут несколько вверх — ближе к кровле. Нижний максимум в прослеженной части глубинного интервала представлен крутым подъемом кривой, достигающем на отметке -4 км значения 8,3 МПа. Не исключено, что положение нижнего пика давления совпадает с отметкой амплитуды нижнего (гипотетического) полупериода метанопродуцирования (см. рис. 1, В). Отметками максимумов градиентов на крыльях анализируемых экстремумов ограничены интервалы (они показаны горизонтальными полосами с косой штриховкой), включающие подобласти формирования избыточного давления. Разделы между зонами конвекции и диффузии находятся внутри этих интервалов.

Итак, в рассматриваемой полости конвективного обмена и прилегающих участках диффузионных зон функционирует транспортно-реакционная динамическая система со сложной структурой самоорганизации. Вне интервалов (см. рис. 1, встречная косая штриховка), производство и перенос всех перечисленных компонентов сбалансированы. В пределах этих интервалов находятся зоны с рассогласованными интенсивностями продуцирования и переноса, т.е. зоны газовыделения. В верхнем интервале выделяющийся газ преимущественно азотный по составу, в нижнем он содержит в основном CH₄ и CO₂. Фазово-неустойчивые состояния диагностируются экстремумами коэффициента метастабильности, верхний из которых охватывает «азотную» относительно малоамплитудную зону газовыделения, а нижний, по-видимому, представляет верхний пик обрамления очень мощной «метаново-углекислой» неоконтурной снизу зоны. Полифазность порового насыщения диагностируется пиками избыточного давления. Амплитуда верхнего (азотного)

пика 0,27 МПа, максимальный градиент на крыле 0,77 МПа/км, прогнозируемая амплитуда нижнего (метанового и углекислого) пика — 10 МПа, градиент на крыле — 10,3 МПа/км. Газонасыщенность пустотного пространства α связана с избыточным давлением P простым отношением:

$$\alpha = \frac{P}{K}, \quad (2)$$

где K — модуль объемного сжатия конденсированных фаз среды, МПа [4]. Максимальное газонасыщение в зоне достигается при равенстве между скоростями выделения и стравливания газа. Оценки максимальных градиентов, соответствующие этому состоянию в зависимости от того, какой из механизмов стравливания (диффузионный или конвективный) является преобладающим, рассчитываются из приближенных равенств:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = I_0 + \frac{h}{\kappa} KF; \quad (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = I_0 + \frac{1}{\nu} KF, \quad (4)$$

где F — обильность источников компонента (CH_4 , N_2 , CO_2 и др.), выделяющегося в собственную фазу, κ — пьезопроводность, h — мощность зоны рассогласования, ν — скорость течения, $\frac{\partial P}{\partial z}$ — максимальный из вертикальных гра-

диентов избыточного давления. I_0 — начальный градиент.

Вклады вторых составляющих правой части равенств в оцениваемый градиент рассчитаем отдельно для каждой из зон газовыделения. Предположим, что для метаново-углекислой справедливо равенство (3), для азотной — (4). Для азотной зоны положим: $\nu \sim 1$ м/год, $K \approx 500$ МПа, $F \approx 5 \cdot 10^{-6}$ лет $^{-1}$, метаново-углекислой — $K \approx 500$ МПа, $F \sim 2 \cdot 10^{-6}$ лет $^{-1}$, $h \sim 2000$ м, $\kappa \sim 1000$ м 2 /год. Расчетные значения вкладов равны: 2 МПа/км для метаново-углекислой и 0,2 МПа/км для азотной зон. По сравнению с зарегистрированными максимумами градиентов (10,3 и 0,77 МПа/км) это заметно меньшие величины, т.е. оцениваемые составляющие вносят небольшой вклад в максимальный градиент, и его значение в решающей степени определяется величиной начального градиента. Если за меру абсолютного значения градиента принять максимум его значения на крыле экстремума, а за отметку границы области приложения данного значения градиента — пересечение касательной максимальной производной к кривой экстремума с вертикалью, то, опираясь на эти посылки, можно построить модель вертикального распределения этой характеристики. Ломаная линия (см. рис. 1, Г) и есть реконструированное указанным образом ступенеобразное распределение начального градиента. Азотная зона газовыделения локализована в пределах ступени амплитудой 0,77 МПа/км, заключенной в интервале между отметками -1,4...-3,05 км, метаново-углекислая зона — в пределах нижележащей ступени амплитудой -10,3 МПа/км, простирающейся до глубин, вероятно, превышающих 5 км. Опираясь на построенную модель распределения начального градиента, с помощью соотношений, обоснованных в работе [8], связывающих площадной запас газа (то есть количество газа в зоне, приходящееся на 1 м 2 поверхности Земли) с амплитудой ступени, для каждой из рассматриваемых зон можно рассчитать значение этой характеристики. Расчет показал, что площадной запас азотного газа, сосре-

доточенного в интервале отметок -1,4...-2,2 км оценивается значением 540 м 3 /м 2 , а запас метаново-углекислого газа в интервале от -3 км должен превышать 33 600 м 3 /м 2 . Поскольку уровень запасов накапливаемого газа определяется значениями начального градиента, а составляющие градиента регистрируемого избыточного давления $\left(\frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial z}\right)$ представляют меру оценок соответствующих составляющих начального градиента, положительная величина

$$J = \sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)^2}, \quad (5)$$

есть обобщенная характеристика удерживающих способностей подземной среды, позволяющая дифференцировать ее по ожидаемой продуктивности.

Производная по времени от газонасыщенности характеризует темп газовыделения. Данная величина может рассматриваться и как скорость регенерации запасов зоны накопления, т.е. как количественная мера потенциала восстановления ее запасов. Потенциалы изучаемых зон — азотной и метаново-углекислой оценены в $5 \cdot 10^{-6}$ лет $^{-1}$ и $2 \cdot 10^{-6}$ лет $^{-1}$ соответственно. Нефтегазовые залежи представляют малые части зон накопления, занимающие те полости разрезов, где газонасыщенность пустотного пространства оказалась выше неудаляемого порога и где вследствие такого соотношения оказалась возможной гравитационная сепарация составляющих порового флюида по плотности [8]. Месторождением следует считать всю зону накопления и организовывать отбор материала из включенных в нее залежей таким образом, чтобы, во-первых, каждая из них становилась газонефтедоборной областью для некоторой примыкающей к ней части зоны накопления и, во-вторых, чтобы процессы восстановления запасов зоны продолжались.

Построение на рис. 2, заимствуемое из работы [7], но трансформированное и дополненное, представляет сечение отложений Прикаспийской впадины горизонтальной плоскостью с альтитудой -1 км.

Расположение зон диффузии и конвекции, пункты локализации залежей газа нефти, находящихся в интервале -0,8...-1,2 км, и поле скоростей, в котором проекция каждого вектора представлена стрелкой, отражающей направление течения и абсолютную величину вектора, показаны на рис. 2, А. Залежи расположены вблизи разделов, и случайно в конвективной зоне и на самих разделах встречаются либо нефтяные, либо нефтегазовые залежи, а на некотором удалении от разделов — в диффузионных зонах — газовые. Отмечаемая закономерность свидетельствует о том, что материал залежей — объект преобразования, в процессе которого увеличивается молекулярность углеводородных соединений, и что темп этого преобразования сопряжен с интенсивностью обмена. Границы сечений разделов между зонами диффузии и конвекции, как отмечалось выше, сопоставимы с путеводными нитями, в прилегающей полоске которых рассыпаны бусины пунктов месторождений углеводородов. Сечением вскрываются два потока толщи Прикаспийской впадины — верхний безнапорный, представленный в областях за внешними границами диффузионных зон, и первый напорный, представленный во внутренних лакунах этих зон. Значения

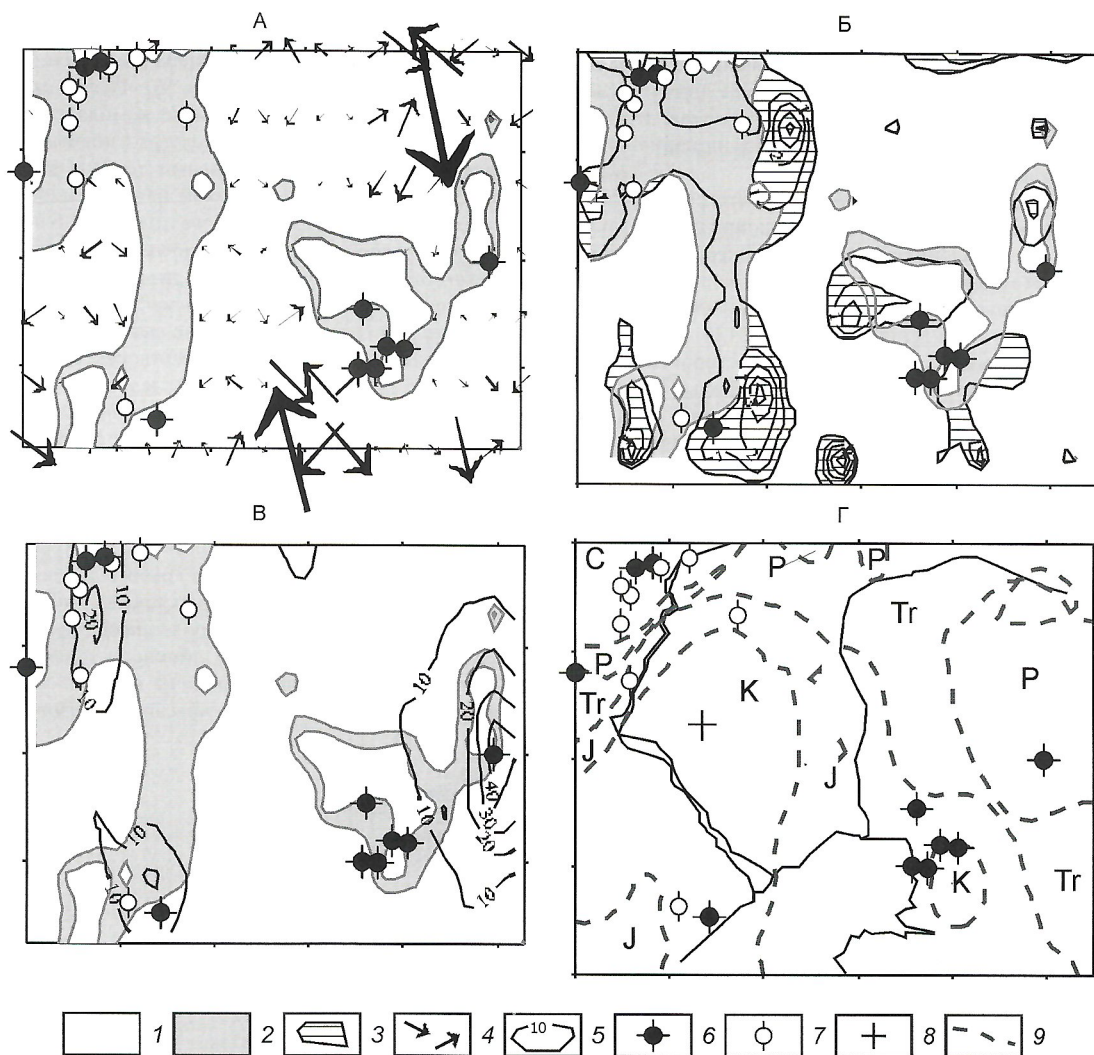


Рис. 2. Соотношения между режимами обмена, метанообразования и распределением начального градиента в горизонтальном сечении Прикаспийской впадины:

зоны: А — диффузии и конвекции, Б — метанообразования с изолиниями обильности источников; В — изолинии начального градиента; Г — схематическая геологическая карта сечения; зоны: 1 — конвекции, 2 — диффузии, 3 — метанообразования; 4 — векторы скорости течения; 5 — изолинии начального градиента, МПа/км; залежи: 6 — нефтяные и нефтегазовые, 7 — газовые; 8 — точка локализации вертикальных распределений (см. рис. 1); 9 — границы

векторов скоростей первого из них заключены в интервале 0—40 м/год, второго характеризуются на порядок меньшим интервалом. Изменчивость направлений векторов — признак организации течений в систему разномасштабных и разнонаправленных дрен.

Кроме уже рассмотренных разделов и залежей на рис. 2, Б представлены области с положительными избытками источников CH_4 (в $\text{н} \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$). Ниши метанообразования отчетливо контролируются разделами между зонами диффузии и конвекции, причем пики метанопродуцирования находятся в конвективных зонах на заметном удалении от ближайшего раздела. Почти все залежи размещены в непосредственной близости от линии нулевой избыточности, на участках низкого и умеренного метанопродуцирования. Это подтверждает выдвинутую гипотезу о

том, что расслоение обмена и превращения связано с различием в темпах изменения скоростей реакции и транзита в окрестности разделов и объясняет, почему эти разделы находятся внутри зон газовыделения.

Изолинии поля показателя J (МПа/км), отражающие распределение абсолютного значения начального градиента и потому характеризующие дифференциацию сечения по ожидаемым запасам, представлены на рис. 2, В. Наибольшие запасы прогнозируются в месторождениях восточной части планшета ($J \sim 35$ МПа/км), наименьшие — в месторождениях, находящихся в пределах контуров с изолинией 0. Геологическая карта территории в рассматриваемом сечении, где показаны те же месторождения, демонстрируется на рис. 2, Г. Если на предшествующих построениях локализация месторождений объясняется исходя из

расположения разделов между зонами диффузии и конвекции и зон метанообразования, то размещение их на геологической карте выглядит случайным, не связанным с какими-то особенностями геологического строения. Не прогнозируется из этого строения и дифференциация среды по ожидаемым запасам.

Еще один пример призван показать, что рассогласованность транзита и превращения предопределяет также осаждение и накопление рудных комплексов, вследствие чего разделы между зонами диффузии и конвекции являются контролирующим фактором и для локализации залежей рудных месторождений. Разрез скв.3120, пройденной в пределах рудного поля Березовского месторождения коренного золота центрального Урала, в несколько измененном виде заимствуемый из работы А.К.Юркова [12], представлен на рис. 3. Образцы воды на анализ отбирались из необсаженных устойчивых стволов скважин с помощью специально сконструированного пробоотборника, обеспечивающего сохранение условий отбора, через продолжительное время (от нескольких месяцев до нескольких лет) после завершения бурения. Поэтому распределения концентраций гелия, регистрируемые в скважинных столбах воды, должны быть близки к равновесным соотношениям с полями пустотной части вмещающей среды или, во всяком случае, качественно адекватно отображать их изменчивость. Исходя из подобного предположения, изучаемый

разрез дифференцирован по режимам обмена, а в горизонтах конвективного обмена выполнена качественная реконструкция эпюр скорости течения [6]. Разрез скважины слагают глубокометаморфизованные комплексы, осложненные интрузиями основных и ультраосновных пород и пронизанные кварц-золоторудными телами различной мощности и морфологии. Никакой приуроченности рудных жил к породам определенного типа не наблюдается, зато все они расположены либо непосредственно на разделах, либо вблизи разделов между горизонтами диффузионного и конвективного обмена. Отмечаемая приуроченность позволяет сделать следующие выводы: 1) золотосодержащий кварц накапливается в растворах до порога закритического насыщения вблизи разделов между зонами диффузионного и конвективного обмена; 2) зоны накопления охватывают интервалы, включающие основания гидродинамических слоев у разделов и прилегающие подобласти диффузионных зон, причем и большая часть мощности этих зон, и пик накопления приходится на интервалы диффузионного обмена. Аналогичные приуроченности, по материалам рассматриваемой работы, отмечены для полиметаллических и железорудных проявлений.

В заключение раздела рассмотрим пример прикладного использования информации об обмене и превращениях для оконтуривания перспективных на нефть и газ земель на различных горизонтах геологических разрезов. Из рас-

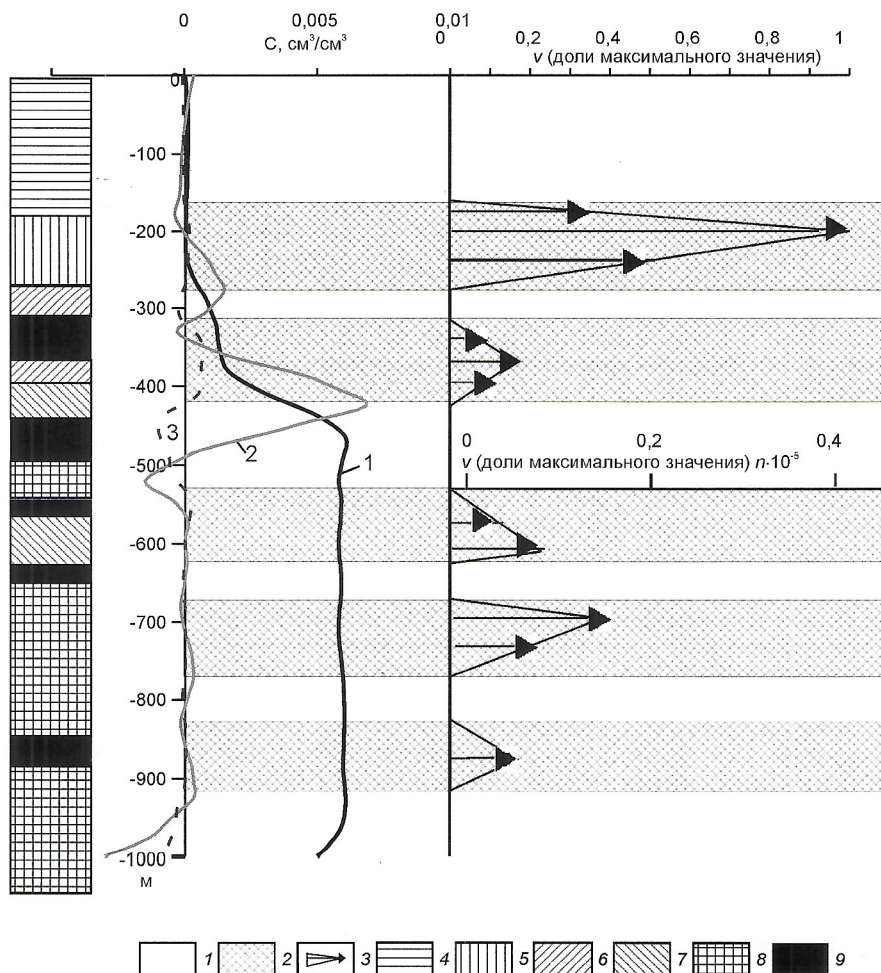


Рис. 3. Распределение концентраций гелия по стволу скв.120 золоторудного Березовского месторождения и интервалы разреза с диффузионным и конвективным режимами обмена, выделенные с помощью этого распределения:

1 — кривая распределения концентраций гелия; производная кривой: 2 — первая, 3 — вторая; зоны: 1 — диффузии, 2 — конвекции; 3 — эпюры скорости течения v (доли от максимальной оценки); 4 — габбро; 5 — серпентиниты; 6 — талько-карбонаты; 7 — диабазы; 8 — кварц-хлорит-эпидоты; 9 — кварцевые жилы, содержащие золото

смотренного ранее материала следует, что линии пересечения поверхностей разделов между зонами с различным режимом обмена и поверхностей нулевой изобилиности определяют положение множества особых точек подземной среды, которые могут рассматриваться как своеобразные «полюса притяжения залежи», т.е., в некоторой окрестности точек этой линии должна располагаться залежь. Если изучаемую часть подземной среды мысленно разделить последовательностью сечений, параллельных поверхности Земли (субгоризонтальных), то в качестве меры прогностической силы полюса для данного сечения можно рассматривать расстояние между полюсом и точкой локализации ближайшей к полюсу залежи, находящейся в данном сечении. Эту меру в дальнейшем будем называть радиусом притяжения. Очевидно, что чем меньше значение радиуса, тем большей силой обладает выделенный полюс.

Газовыделение всегда сопровождается импульсом избыточного давления [8]. И хотя формирующаяся в этом процессе вариация поля избыточных давлений контролируется распределением начального градиента и мощностью области его приложения, положение самой зоны газовой выделения точно диагностируется максимумом этой вариации (при этом амплитуда максимума также детерминирована начальным градиентом и геометрией области его приложения). Максимум должен располагаться либо на разделе между зонами конвективного и диффузионного обмена, либо в ближайшей его окрестности. Точки пересечения упомянутых субгоризонтальных поверхностей с субвертикальной осью, соединяющей локальные максимумы рассматриваемой вариации в различных сечениях, — есть независимые определенные полюса притяжения. Положение каждого из выделенных таким образом полюсов должно совпадать с местонахождением одного из полюсов, определенным в ходе предшествующей операции. Вероятные причины возможного невыполнения этого правила обсуждаются ниже.

Количество накопленного в зоне газовыделения газа, а, соответственно, вероятные запасы формирующихся в ее пределах залежей пропорциональны значению начального градиента, характеризующего занимаемую этой зоной подповерхность подземной среды. Поэтому линии сечения поверхностей разделов с осевыми поверхностями зон повышенных значений градиента могут представлять самостоятельный интерес, если даже никаких полюсов притяжения, выделенных на основе ранее предложенных критериев, на них не содержится. Точки пересечения этих линий с последовательностью субгоризонтальных поверхностей также должны рассматриваться как специфические полюса притяжения.

Поверхности (раздел между зонами диффузии и конвекции, нулевой изобилиности источников метана, равных избыточных давлений и равных значений начального градиента), исходные для локализации полюсов притяжения, восстанавливаются по выборкам дискретных замеров концентраций гелия и метана, а также давления и плотности в водных растворах подземных гидравлических систем [7]. Итоговые значения названных характеристик, используемые в операциях восстановления не могут не содержать те или иные погрешности опробования (в наибольшей степени это относится к отбору газовых проб) и лабораторного анализа, неизбежно сопровождающие любые замеры. Последовательность операций восстановления включает: 1) рекон-

струкцию каждого поля с пересчетом значений в точки регулярной трехмерной сети по совокупности дискретных замеров с использованием того или иного интерполяционного алгоритма (в предлагаемых ниже построениях использовалась упоминавшаяся схема объемной интерполяции В.И.Аронова [1], реализованная в программном комплексе В.И.Аронова и Д.В.Калмыкова [14]); 2) анализ пространственной изменчивости полей с использованием оценок первой и второй производных по главным направлениям (для разделения подземной среды на подобласти диффузионного и конвективного обмена и построения разделяющих поверхностей, для оценивания значений начального градиента); 3) математические выкладки с комбинированием вторичных параметров предшествующих операций (для вычисления обильностей источников, для определения избыточного давления). Модели распределений и поверхностей, получаемые в результате проведения этих операций, далеко не тождественны отображаемым объектам, и, соответственно, полюса притяжения, назначаемые на основе этих моделей, не попадают в истинные точки их нахождения и включают некоторое количество ложных назначений. На качественном уровне по степени достоверности воспроизведения реконструируемые характеристики могут быть выстроены следующим образом: избыточное давление—начальный градиент—поверхность раздела—поверхность нулевой обильности. Этот ряд обосновывает следующее правило предпочтения: если в анализируемой подобласти не представлены поверхности раздела или нулевой обильности, но представлены вариации избыточного давления и начального градиента, то в данной подобласти имело место газовыделение и, соответственно, есть основания для назначения полюсов притяжения.

Практически достижимый уровень прогностических возможностей обоснованной выше методики выделения полюсов притяжения проверялся на материалах исследования гидравлического комплекса Прикаспийской впадины [7]. Как отмечалось ранее, в рамках исследования в слое подземной среды глубиной несколько более 4 км, охватывающем все пространство северного Прикаспия, занимаемое впадиной, выделены зоны протекания специфических превращений, а также восстановлены поля избыточного давления и начального градиента. В четырех горизонтальных сечениях этого слоя с альтитудами $-1, -2, -3$ и -4 км были построены срезы поверхностей раздела зон диффузии и конвекции, нулевой изобилиности ниш метанообразования, равных значений избыточного давления и начального градиента и проведены операции назначения полюсов притяжения по перечисленным выше критериям. Два построения из названных показаны на рис. 4, I, A и рис. 4, II, A (сечения альтитудами соответственно $-1, -4$ км). Схемы изолиний избыточного давления и начального градиента на рисунках не показаны, поскольку положение подавляющей части полюсов определено по пересечениям линий разделов и нулевой обильности. Локальные максимумы избыточного давления представлены небольшими пятнами, контурами которых являются изолинии, разряд которых наиболее близок к величине максимума. Назначение полюсов притяжения на поверхностях первых трех сечений (в т.ч. и на рис. 4, I, A) выполнялось точно в соответствии с уже сформулированными правилами — на пересечениях линий разделов и нулевой обильности, в максимумах вариаций поля избыточных давлений, на пересечениях длинных осей положительных вариаций поля начального

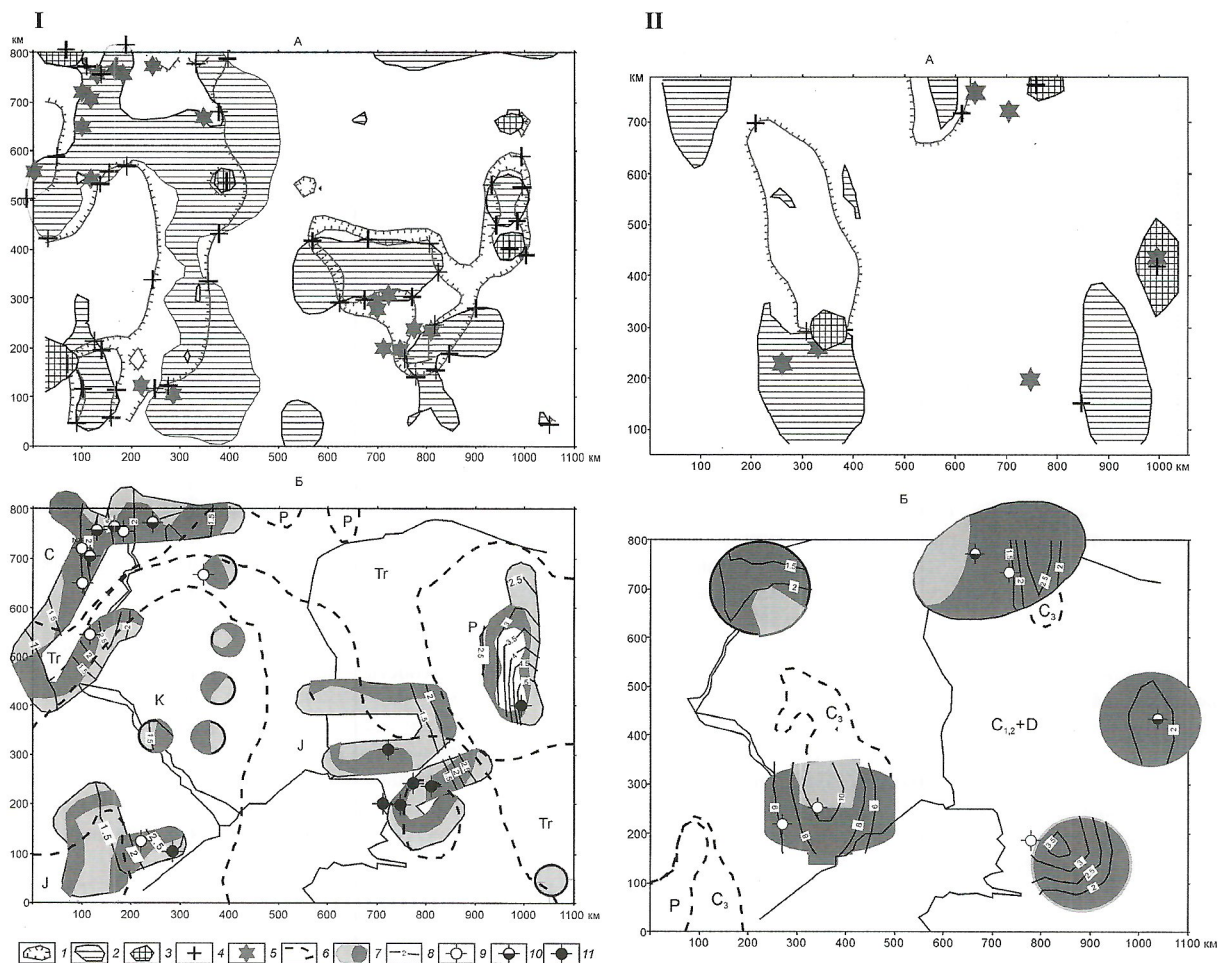


Рис. 4. Горизонтальный срез Прикаспийской впадины по альтитуде: -1 км (I), -4 км (II):

А — назначение полюсов притяжения; Б — контуры перспективных на нефть и газ земель; 1 — зоны диффузии; 2 — ниши метанообразования; 3 — максимумы избыточного давления; 4 — полюсы притяжения; 5 — известные залежи; перспективные земли: 6 — нефть, 7 — газ; 8 — линии равных соотношений запасов; цифры у кривых — отношение ожидаемых запасов к запасам гидростатически подпираемых залежей; залежи: 9 — газа, 10 — газа и нефти, 11 — нефти

градиента с линиями разделов. В последних двух случаях полюса назначались только тогда, когда в намечаемых точках или ближайшей их окрестности не оказывалось ранее назначенных полюсов. В западной части сечения с альтитудой -4 км (см. рис. 4, II, А) назначение произведено по тем же правилам. В северной и восточной частях планшета два полюса назначены в максимумах вариации поля избыточного давления в соответствии с сформулированным правилом предпочтения. Еще один полюс на севере планшета назначен на линии раздела в месте ее максимального сближения с линией нулевой обильности. И, наконец, последний полюс на планшете в юго-восточной его части назначен на линии нулевой обильности в месте ее максимального сближения с осью вариации начального градиента и линией раздела на отметке -3,6 км. Эта линия предназначена для демонстрации того, что рассматриваемая ниша метанообразования находится непосредственно под дном

локальной депрессии рельефа кровли нижнего диффузионного тела, т.е., как минимум, в непосредственной близости от поверхности раздела между зонами диффузии и конвекции. Вместе с тем, велика вероятность того, что, в силу очень слабой представленности этих участков впадины в исходной выборке концентраций гелия, в реконструкции рельефа раздела присутствуют значительные абсолютные погрешности, и воспроизведен он с недостаточной детальностью.

Нельзя не подчеркнуть, что все максимумы избыточного давления (см. рис. 4, I, А) лежат на линиях разделов между зонами и три из пяти зарегистрированных находятся вблизи пересечений линий разделов и нулевой обильности. Это, во-первых, подтверждает правильность исходных представлений, согласно которым узлы формирования избыточных давлений должны находиться на разделах между зонами диффузионного и конвективного обмена и,

во-вторых, свидетельствует о работоспособности независимых алгоритмов реконструирования поверхностей раздела между зонами и полями избыточных давлений. Из трех максимумов избыточного давления, отмечаемых на рис. 4, П, А, один также лежит на линии раздела между зонами диффузии и конвекции.

На все построения вынесены известные газовые, нефтяные и нефтегазовые залежи, характерные отметки залегания которых близки к отметке соответствующего сечения. Так на рис. 4, I, А показаны известные залежи, глубины нахождения которых изменяются от 0,8 до 1,2 км. Сведения о местонахождении, глубинах залегания и фазовом составе залежей заимствованы из работ [2, 13] с небольшими добавлениями, относящимися, в основном, к глубоко залегающим горизонтам. Месторождения, используемые для сопоставления с назначенными полюсами притяжения, открыты и разведаны преимущественно до 1980 г. Соответственно, они далеко не исчерпывают фонд месторождений северного Прикаспия, известных на сегодняшний день, что позволяет заинтересованным специалистам осуществить независимую проверку эффективности назначения полюсов.

В дальнейшем принимается, что ближайшая к данному полюсу залежь диагностируется этим полюсом, и расстояние между ними — оценка радиуса его притяжения. В каждом из исследуемых сечений измерены эти расстояния и оценены среднее значение и ожидаемое отклонение от среднего в полученных выборках. Итоговые результаты сведены в табл. 1 наряду с оценками представленности каждого сечения в объеме исходной выборки фактических наблюдений, о чем речь пойдет ниже.

Из табл. 1 следует, что все залежи, используемые в проверочных выборках, действительно находятся на относительно небольших расстояниях от того или иного полюса притяжения, однако средний радиус и его среднее отклонение возрастают примерно вдвое в сечениях с более высокими абсолютными значениями альтитуд. В таблице представлены отношения количеств точек фактических результатов, внесших основной вклад в воспроизведение изменчивости полей на данном срезе, к общему объему используемой выборки измерений. Так, поле метана было реконструировано по выборке $N=374$ замера на весь объем напластований впадины, при том, что на интервал отметок $-0,8...-1,2$ км, характеризующий срез с альтитудой -1 км, пришлось 35 значений, на интервалы $(-1,7...-2,3$ км), $(-2,7...-3,3$ км), $(-3,7...-5$ км), характеризующие срезы -2 , -3 и -4 км, пришлось 40, 17 и 8 точек соответственно. Найдены аппроксимирующие зависимости оценок средне-

го значения и среднеквадратичного отклонения радиусов притяжения от доли представленности среза в исходной выборке. Обе аппроксимации описываются зависимостью вида $y=Ax^{-k}$, причем для оценки среднего значения $A=8,38$ км, $k=0,54$, а для оценки среднеквадратичного отклонения $A=5,07$ км, а $k=0,55$. Как следует из этих аппроксимаций предельная оценка радиуса притяжения (для $x=1$) составит $8,4+5,1=13,5$ км, оценка радиуса для среза альтитудой -1 км, представленность которого близка 0,1, должна быть близкой $30+20=50$ км, а оценка радиуса для среза альтитудой -4 км ($x=0,02$) близкой 100 км.

Контуры перспективных земель для каждого из рассматриваемых сечений выделялись с помощью следующих операций. Вокруг каждого из полюсов притяжения проводилась окружность, оценка радиуса которой определялась долей представленности сечения в исходной выборке. Так, для сечений альтитудами -1 и -2 км радиус притяжения принимался равным 50 км, а для сечений альтитудами -3 и -4 км — 100 км. Последовательности перекрывающихся или соприкасающихся окружностей объединялись в общий контур огибающей линией. Кроме того, в единый контур объединялись окружности, соединяемые между собой почти параллельно идущими и близко расположенными (на расстояниях, не больших радиуса притяжения) линиями раздела и нулевой обильности. И, наконец, если два (или более) контура, составленных по описанным правилам, оказывались на ближайшем расстоянии, сопоставимом с радиусом притяжения, то они объединялись в общее построение обрамляющей линией.

На рисунках 4, I и 4, П, Б перспективные на нефть и газ земли, ограниченные такими контурами, представлены в виде серых пластырей на схематических геологических картах соответствующих сечений. Пятнами и полосами более интенсивной окраски в пределах этих пластырей показаны части земель, которые входят в области диффузионного обмена. Они представляют зоны относительно замедленного вторичного преобразования материала залежей. С ними естественно связывать перспективы обнаружения газовых залежей. Наоборот, на землях более светлой части пластырей, представляющих области более интенсивного преобразования химического и фазового составов залежей, предполагается обнаружение нефтяных тел, как естественных продуктов подобных превращений. Сами разделы, по-видимому, являются линиями равновероятной встречи и тех, и других залежей, а также залежей разной степени трансформации, т.е. нефтегазовых с различными соотношениями фаз. Нумерованные линии в пределах пластырей — распределение начального градиента внутри данного контура перспективных

1. Радиусы притяжения полюсов в различных сечениях разреза Прикаспийской впадины и их связь с представленностью данного сечения в исходной выборке фактических данных

Отметка сечения, км	Объем выборки, пары	Радиус, км			Среднеквадратичное отклонение, км	Представленность сечения, доли
		Максимальный	Минимальный	Средний		
-1	11	53,1	12,8	27,2	13	0,094
-2	10	69,4	2	29,5	19	0,107
-3	3	100,2	0	52	50,2	0,0454
-4	6	107,9	15,7	64,1	30,7	0,0214

земель и характеризуют их дифференциацию по возможным запасам продукции в искоемых залежах. Запас газа в залежи может быть представлен следующей приближенной зависимостью:

$$W = \frac{\rho g d}{P_a} \alpha S h \left(1 + \frac{J l}{\rho g d} \right), \quad (6)$$

где W — запас, ρ — плотность подпирающего водного раствора; g — ускорение силы тяжести; d — глубина залегания водно-газового контакта, отсчитываемая от зеркала грунтовых вод; P_a — атмосферное давление; S — площадь газового тела на глубине контакта; h — максимальная высота газового тела; α — коэффициент (<1), отражающий влияние формы вмещающего и пористости коллектора на отенку запаса; J — начальный градиент, l — расстояние от отметки водно-газового контакта до отметки приложения начального градиента $\left(\frac{l}{d} \leq 1 \right)$; $\frac{J}{\rho g}$ — отношение началь-

ного градиента к гидростатическому; $\left(1 + \frac{J l}{\rho g d} \right)$ — величина, показывающая, во сколько раз пластовое давление превышает гидростатический подпор и, соответственно, во сколько раз запасы газа в данной залежи превосходят запасы гидростатически подпираемых тел в вмещающих одного и того же объема. Нумерация изолиний и представля-
ет значения этой суммы в предположении, что $\frac{l}{d} = 1$, т.е.

характеризует предельно возможное превышение ресурсов залежи над запасами гидростатически подпираемых тел вдоль данной изолинии.

На рис. 4, I, Б и II, Б вынесены те же залежи, что и на рис. 4, I, А и II, А с небольшими добавлениями, но уже расклассифицированные в соответствии с их фазовым составом на газовые, нефтегазовые и нефтяные. Естественно, что почти все залежи, используемые в проверочных выборках, оказались в пределах выделенных контуров перспективных земель. Лишь одна из них в сечении с альтитудой — 4 км, полюс притяжения для которой назначался из интуитивных соображений с использованием правила предположения, оказалась слегка за пределами выстроенного контура. Полученная оценка точных попаданий (97%) является избыточно оптимистической. При ее получении не могли быть учтены ложные назначения и, соответственно, ошибки в самом факте воспроизведения контуров и определении их формы. Тем не менее, эта оценка должна рассматриваться как убедительное свидетельство правильности исходных представлений о формировании залежей газа и нефти и как представительный критерий, подтверждающий работоспособность используемых алгоритмов

восстановления полей и построения определяющих поверхностей.

Насколько оправданы предположения о дифференциации залежей по фазовому составу в зависимости от их положения в пределах зон с различным режимом обмена, призвана показать табл. 2. Она составлена на основе визуального сопоставления локализации залежей данного фазового состава с режимом обмена, характеризующим данную область локализации. Выделены три градации в характеристике фазового состава — газовый, нефтегазовый и нефтяной, и три градации в дифференциации среды по условиям обмена — диффузионная зона, раздел между зонами диффузионного и конвективного обмена и конвективная зона. Едва ли данные предлагаемой таблицы могут рассматриваться как имеющие универсальный характер. Эта ограниченность связана с недостаточной представительностью выборки, и с безусловной зависимостью рассматриваемых соотношений от преобладающего возраста образований, вмещающих залежи. Вместе с тем, они показывают, во-первых, что предположения о связи фазового состава залежей с режимом обмена во вмещающих образованиях справедливы, и, во-вторых, что разделение перспективных земель на области более вероятной встречи газовых и нефтяных залежей способно оказать ориентирующее влияние на проведение поисковых работ.

Итак, выполненный анализ показал, что с помощью последовательности рассмотренных операций действительно удается оконтурить перспективные для данного сечения на газ и нефть земли и правильно расклассифицировать их по вероятности встречи газовых и нефтяных залежей. К сожалению, проверить, как работает прогноз распределения залежей по ожидаемым запасам, на основе имеющейся информации не удалось.

На основании приведенных в статье материалов можно сделать следующие выводы:

1. Пустотное пространство — особая подобласть подземной среды, развивающаяся по собственным законам. Текущие в нем процессы не прогнозируются на основе материалов доступных методов геологических и геофизических исследований. Вместе с тем, именно эти процессы, в первую очередь, определяют потребительские характеристики подземной среды, и только обладание знанием об этих процессах способно обеспечить то разумное взаимодействие цивилизации с флюидами подземных пустот, итогом которого будет сохранение и репродукция этих характеристик. Именно поэтому настоятельным требованием текущего момента является признание подземных обмена и превращений самостоятельным объектом геологических исследований, а их обстоятельное изучение — назревшей актуальнейшей задачей.

2. Распределение известных залежей северного Прикаспия по зонам с различным режимом обмена

Фазовый состав залежей	Зоны с различным режимом обмена, общее число (%)			Итого залежей данного фазового состава
	Диффузионная зона	Раздел	Конвективная зона	
Газ	12 (92)	1 (8)	0 (0)	13
Газ—нефть	1 (8)	6 (50)	0 (0)	7
Нефть	0 (0)	5 (42)	7 (100)	12
Итого залежей в данной зоне обмена	3	12	7	32

2. Как и все происходящее в сфере обитания процессы в подземных пустотах обладают свойствами определенной пространственной устойчивости и периодической воспроизводимости. Соответственно, они поддаются картированию. Непосредственными объектами картирования должны стать: 1) подпространства, занятые зонами диффузионного и конвективного обмена, и, прежде всего, разделы между названными подпространствами, определяющие геометрические характеристики ложа безнапорных потоков и полостей вмещения напорных; 2) поля векторов скоростей, траектории магистральных дрен дренажных сеток и их гидродинамические характеристики; 3) ниши продуцирования и потребления компонентов водных растворов, как «составоформирующих», так и включающих элементы потребительской ценности; 4) зоны фазово-неустойчивых состояний, прежде всего, по отношению к газовыделению, а также ко всем тем изменениям агрегатного состояния, с которыми связывается высаживание из растворов компонентов потребительской ценности; 5) зоны текущих и состоявшихся фазовых переходов, как газовыделения, так и высаживания твердоагрегатных комплексов раствора, соответствующего различным процессам рудообразования; 6) подпространства подземной среды, с которыми может быть связано возникновение катастрофических ситуаций как при техногенном воздействии человека на природу (например, при проведении вскрышных, горно-проходческих или буровых работ), так и вследствие спонтанного развития естественной системы данного подпространства.

Обладание информацией, полученной в результате такого картирования, позволит:

обоснованно с ответственным прогнозированием последствий выбирать резервуары для заложения водозаборов, хранилищ газа и других веществ, складирования промстоков (в т.ч. высокорadioактивных и химически агрессивных) и оценивать предельно допустимые дебиты и объемы отбора и закачки этих флюидов;

ответственно прогнозировать возможные отклики подземной среды на те или иные техногенные воздействия (имеются в виду вскрышные и буровые работы, насыпки терриконов, отбор и закачка флюидов, перераспределение поверхностного стока и т.д.), оценивать возможные риски катастрофических последствий, связанных с этими воздействиями, а также прогнозировать возможность спонтанного развития среды в направлении возникновения пред-катастрофических ситуаций (естественно, речь идет о реально исследованных объемах подземной среды);

обнаруживать месторождения полезных ископаемых с минимальным количеством вскрышных, буровых и взрывных работ и подбирать такие шадящие системы их разработки, которые учитывали бы регенеративные возможности природы поддерживать и восстанавливать их ресурсы.

3. Техническое осуществление картирования перечисленных подпространств, поверхностей и трасс возможно только на основе анализа пространственной изменчивости естественных полей — концентраций, давления, плотности и температуры с помощью специальных методов обработки и интерпретации данных опробования водоносных комплексов различных глубин залегания. Соответственно, необходимыми предпосылками предлагаемого картирования являются: 1) систематическое опробование подземных

вод с плотностью расположения пунктов отбора, соответствующей избранному масштабу представления результатов; 2) организация сети стационарных станций наблюдения за подземными водами на различных геологических этапах их нахождения с частотой размещения узлов, обеспечивающих выделение временных вариаций полей с периодами, не меньшими шага съемки; 3) разработка методов исследования наблюдаемых полей, включающих методики обработки пространственной изменчивости и рядов временных вариаций; 4) разработка алгоритмов перехода от изменчивости наблюдаемых полей к характеристике картируемых признаков (координат разделов между зонами диффузии и конвекции, координат абсолютных значений и направлений векторов скорости течения, координат и абсолютных значений обильностей источников и стоков картируемых химических превращений, координат и значений коэффициентов метастабильности картируемых фазовых переходов и т.д.); 5) разработка технологии построения карт по выборкам охарактеризованных признаков; 6) разработка технологии и меню работы с созданными картами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аронов В.И. Методы построения геолого-геофизических карт и геометризации месторождений нефти и газа на ЭВМ. — М.: Недра, 1990.
2. Зорькин Л.М., Стадник Е.В., Козлов В.Г. Гидрогеохимические показатели нефтегазоносности Прикаспийской впадины. — М.: Недра, 1975.
3. Иванов В.В., Антоненко Е.Ф., Обухова С.Н. Подземный водообмен в свете распределений концентраций He // Водные ресурсы. 1999. № 4. С. 397—409.
4. Иванов В.В., Антоненко Е.Ф., Обухова С.Н. Поля газонасыщенности и избыточных давлений в осадочных толщах // Советская геология. 1991. № 1. С. 11—14.
5. Иванов В.В., Антоненко Е.Ф., Обухова С.Н. Проводимость поровых сред при дисперсном распределении одной из фаз порового флюида. Препринт. — М., 1988.
6. Иванов В.В., Антоненко Е.Ф., Обухова С.Н., Романов В.В. Оценка скоростей и расходов подземных вод по распределениям гелия и трития // Водные ресурсы. 1995. № 6. С. 667—675.
7. Иванов В.В., Гулиев И.С. Массообмен, углеводородообразование и фазовые переходы в осадочных бассейнах. — Баку: Нафта-Пресс, 2001.
8. Иванов В.В., Гулиев И.С. О характере изменения давлений в процессе формирования месторождений углеводородов // Изв. НАН Азербайджана. Сер. Наук о Земле. 2004. № 3.
9. Иванов В.В., Медовый В.И., Бушмакин В.А. и др. Гелиевые исследования в поисковой геологии // Советская геология. 1984. № 5. С. 105.
10. Иванов В.В., Романов В.В. Использование модели диффузионного пограничного слоя для анализа массообмена в подземных водах на примере данных по гелию и тритию // Водные ресурсы. 1986. № 2. С. 40.
11. Иванов В.В., Романов В.В., Медовый В.И. и др. Способ определения средней скорости и расхода подземных вод: автор. свид. СССР 1053049 / Б.И. 1983. № 41. С. 175.
12. Юрков А.К. Методика и результаты изучения в скважинах полей гелия и радиогенного аргона на Урале. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — Свердловск, 1985.
13. Якуцени В.П. Гидрогеология Юго-Востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. — Л.: Гостоптехиздат, 1961.
14. Aronov V.I., Kalmykov D.V. A new method for solving geometric modelling and data processing problems. The third conference on computer Graphics and Visualisation. GRAPHICON 93. Saint-Petersburg. Vol. 1—2. 1993.

В своей научной работе геолог часто забывает, что он имеет дело не просто с Землей, а с...одной из земных планет Солнечной системы.

В.И.Вернадский [7, с. 13]

Если однажды астероид столкнется с землей, уничтожив при этом не только человеческий род, но и миллионы других видов живых существ, а мы, имея возможность предотвратить катастрофу, не сделаем этого из-за отсутствия решимости, неправильных приоритетов, неверной оценки риска или несовершенного планирования, то пренебрежение нашим даром разумного предвидения и ответственности за собственную жизнь и все живое на земле явится величайшим актом самоотречения во всей человеческой истории.

*Из меморандума Американского Института
Аэронавтики и Астронавтики,
октябрь 1995 [38, с. 1]*

Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете

Б.С.ЗЕЙЛИК (АО «КАЗГЕОКОСМОС», Казахстан), Г.Н.КУЗОВКОВ («Уралнедра», Россия)

В обширной фундаментальной статье А.А.Маракушева, Л.И.Шахотько, опубликованной в 2003 г. [32], Земля представляется как самодостаточная планета, существующая в Солнечной системе в виде обособленного и изолированного космического тела. Данная публикация привлекает внимание своим полным отсутствием упоминаний о метеоритных и астероидно-кометных бомбардировках Земли при рассмотрении структурных и вещественных особенностей астроблем, переводом астроблем в разряд эндогенных, а не космогенных образований, т.е. ярким проявлением той частой забывчивости геологов, занимающихся наукой, о которой писал В.И.Вернадский.

Авторы, по существу, вводят новый термин: астроблемы они называют не иначе, как «так называемыми» астроблемами, подчеркивая тем самым, что они понимают под этим совсем не то, что имел в виду Роберт Дитц, предлагая такой термин [11]. Более того, они неоднократно ссылаются на работы В.Л.Масайтиса и др. [33—36], В.И.Фельдмана и др. [43], С.А.Вишневого и др. [8], А.А.Вальтера и др. [4], и делают это так, что у читателя должно сложиться впечатление, как будто упомянутые авторы думают точно также, как А.А.Маракушев и Л.И.Шахотько или, по крайней мере, не намеренно ошибаются, и это им можно благосклонно простить. В том-то и дело, что все перечисленные авторы в статьях, на которые ссылаются А.А.Маракушев и Л.И.Шахотько, придерживаются совершенно иной точки зрения: упоминаемые ими астроблемы и все, что с ними связывается, аргументированно рассматриваются как следствие астероидно-кометной бомбардировки Земли, а не как результат неких гипотетических «взбросов кристаллического фундамента и эндогенных взрывов большой мощности», обеспечиваемых «исходящими из земного ядра энергоемкими флюидными компонентами» [33, с. 3].

Как известно, старое борется с новым. Старое не хочет уходить, новое — оставаться втуне. Классический пример — противостояние Птолемеевой и Коперниковой систем, длившееся более 1500 лет. Временами оно доходило до эксцессов. Сожжение на костре Джордано Бруно тому пример. В наше время подобное противостояние происходит, к счастью, достаточно спокойно, хотя бы в среде геологов.

Геологи спорят, причем, одна из сторон не допускает, что предмет спора находится за его пределами (например, в космосе), а потому и сам спор носит схоластический характер. Уже давно народилось и развивается альтернативное космическое направление, почти столетия длится космическая эра, космические зонды принесли и приносят ценную информацию, а спор продолжается.

Человечество, между тем, вплотную подошло к проблеме космической защиты Земли от ударов метеоритов, астероидов и комет [18—23, 25, 27, 31]. Космогенные бомбардировки приводили к грандиозным катастрофам на Земле в прошлом, они угрожают планете в настоящем и будущем. Стратиграфо-палеонтологическая летопись — яркое и убедительное свидетельство этих периодических массовых вымираний биоты на планете [1, 6, 8]. Над данной проблемой трудятся физики-атомщики, ракетчики, специалисты в области космических технологий, астрономы. Геологи, за редким исключением, к сожалению, находятся в стороне. Проводятся международные конференции, посвященные этой проблеме. Участник одной из таких конференций, проходившей в 1994 г. в г.Снежинск (бывший Челябинск-70), на Урале, «отец» американской водородной бомбы Э.Теллер сказал: «Защита от астероидов более проста, чем от землетрясений и вулканов» [27, с. 4]. Вместе с тем, определение частоты и периодичности космических бомбардировок Земли, которые в данный момент не известны, является сугубо *геолого-геофизической задачей*, вполне разрешимой на современном уровне исследований. *Эта планетарная общечеловеческая экологическая проблема должна являться первоочередной и важнейшей для геологов и геофизиков планеты [18—20, 25]. Ее безотлагательно необходимо решать путем массового выявления и определения возраста астроблем, в особенности наиболее молодых. Это тем более необходимо, что проблема может решаться одновременно с основной прикладной задачей геологии — поисками месторождений полезных ископаемых [12, 13—17, 19, 24, 26, 35, 37].* Однако подавляющее большинство традиционно мыслящих геологов не уделяет никакого внимания этой проблеме. Для них ее не существует и они, находясь в плену устаревших ошибочных представлений, продолжают решать геологические задачи, не учитывая космическую угрозу.

ологические задачи старыми методами, не принимая во внимание мощное физическое бомбардирующее воздействие космоса на Землю.

И в этот момент появляется спасительная статья А.А.Маракушева и Л.И.Шахотько [33], показывающая, что все в геологии можно объяснить со старых геологических позиций, игнорируя огромный сравнительно-планетологический материал, полученный за десятилетия космической эры. Как она должна была обрадовать тех, кто упрямо твердит о земной природе явно космических событий, включая падения Тунгусского и Сихотэ-Алинского метеоритов (Е.Г.Песков, 1992 и др.)!

Принять ошибочную точку зрения, провозглашаемую в рассматриваемой статье, отвергнуть многие сотни специальных публикаций, посвященных «взрывным кольцевым структурам» — «так называемым» астроблемам [11], это значит отвергнуть однозначно справедливое мнение В.Л.Масайтиса и др. [35] об импактном происхождении одной из крупнейших метеоритных структур — Пучеж-Катунской, «для пересмотра которого в настоящее время нет никаких геологических и иных оснований» (с. 360), отвергнуть и проблему космической защиты Земли, поскольку все должно быть эндогенным и т.д.

Самое важное в статье упомянутых авторов то, что они нашли, наконец, источник взрывных явлений на Земле — это ее «жидкое» ядро. Именно оно, по мнению авторов, служит причиной эндогенной активности Земли и появлению на ее поверхности «так называемых» астроблем, именно оно посылает с глубины 2900 км (!) свои «высокоэнергетические плюмы» для создания этих структур. Однако судить о ядре Земли можно лишь опосредствованно. Г.Н.Кузовков [29] приводит данные П.П.Желобова (1993), А.П.Ведуты (1994) и Ю.А.Колясникова (1997), на основании которых можно по-иному подойти к проблеме «ядра». Например, П.П.Желобов (1999) предлагает некую «электроконденсационную» модель Земли, из которой следует, что на границе внешнего (жидкого) ядра и нижней мантии, на глубине 2900 км должна находиться «стенка» из неметаллов. Как показывает сравнение с запатентованной моделью «коаксиального термоядерного плазмоида-реактора» А.П.Ведуты (1994), «стенка» по своему местоположению соответствует «области стоячей ионно-звуковой волны, отражающей электромагнитное излучение и горячий электронный поток» в модели А.П.Ведуты, но эта область в последней снаружи ограничена «областью отрицательного скачка электрического потенциала, полностью запирающей электронный поток с обеих сторон» [29, с. 411].

В свою очередь, модель А.П.Ведуты можно рассматривать как экспериментальный аналог космических бароплазменных объектов Ю.А.Колясникова (1997 и др.), одним из представителей которых, по его мнению, является Земля. Исходя из всего сказанного, можно предположить, что «жидкое» ядро Земли не в состоянии влиять на поверхностные геологические процессы и посылать вверх «высокоэнергетические плюмы». Именно такое предположение целиком аннулирует все «истины», высказываемые А.А.Маракушевым и Л.И.Шахотько. В то же время самоизоляция ядра Земли, подобная описанной, должна повышать его энергетическое состояние. Тем самым подтверждается идея К.Э.Циолковского (1887) о механизме самопроизвольного перехода теплоты от менее нагретых наружных частей к более нагретым внутренним частям небесных тел при посредничестве собственных полей тяготения, что и рассматривается

(В.Лихачев, 1998) как «величайшее из открытий человеческого гения» [29, с. 399]. Еще Исаак Ньютон отмечал, что «природа проста и не роскошествует излишними причинами» [30, с. 204]. Поэтому можно себе позволить по-прежнему думать о космических бомбардировках Земли: ведь астероиду, метеориту или комете, чтобы создать «так называемую» астроблему, достаточно пробить лишь атмосферу Земли, в отличие от «высокоэнергетичного флюида», которому для того же самого, надо пробить всю мантию и земную кору, т.е. проложить канал длиной около 3000 км в высокоплотном веществе мантии и земной коры.

Далее вместе с авторами рассматриваемой статьи обратимся к Луне. В более ранней статье А.А.Маракушев [32], сравнивая между собой чрезвычайно эндогенно активный спутник Юпитера — Ио и Луну, отмечает их большое сходство. Тем самым подразумевается вулканическая природа поверхности Луны, поскольку у ее космогенных кратерах не говорится ни слова. Однако по данным «Аполлона-11» и «Луны-16», приводимым В.Л.Масайтисом и др. (1975), лунный реголит содержит весь набор признаков ударного метаморфизма, но ведь у Луны, как известно, нет ядра, значит, нет и эндогенных «высокоэнергетических» импульсов. Поэтому и ударный метаморфизм лунных пород и минералов можно связать только с космическими бомбардировками. Есть и другие примеры. Спутники Марса Фобос и Деймос сплошь покрыты кратерами, причем, на Фобосе расположен кратер Стикни, размер которого в поперечнике 8—10 км. Никакой эндогенной активности на этих каменных глыбах нет (наибольший поперечник Фобоса — 27 км, Деймоса — 15 км), как нет и жидкого ядра — источника «высокоэнергетических» флюидов, так что имеющиеся на них кратеры могут быть только астроблемами, как и на астероиде Ида (55 км), который также весь покрыт кратерными воронками.

Аналогичное можно сказать и о гиаблемах [15] — гигантских астроблемах на поверхности Земли. С позиций концепции «суперплюмов» (Kumazawa, Maruyama, 1994) рассматривается, например, происхождение Тихого океана. С позиций ударно-взрывной тектоники этот океан «с его радиально-кольцевой сеткой глубинных разломов и крупнейшими вулканами Земли в центре» отнесен к крупнейшей (диаметр 11 000 км) гиаблеме Земли. Однако Б.И.Васильев [5] отмечает необоснованность концепции «суперплюмов». Основываясь на данных собственных исследований, он приходит к выводу о том, что гигантская Тихоокеанская структура могла сформироваться только за счет космических факторов, подтверждая тем самым вывод о наличии на Земле и планетах гиаблем [15], в т.ч. и гиаблемы Тихого океана [47]. Г.Меллош [40] также обосновывает механизм образования Луны за счет вещества Тихого океана на основе гипотез Хартмана и Дэвиса (1975), Кameron и Уорда (1976), Рингвуда (1970, 1972, 1984). Необходимо отметить, что вывод о возможности возникновения в процессе космических бомбардировок гиаблем особенно важен при обсуждении проблемы космической защиты Земли: при оценке общего количества космических структур на Земле присутствие гиаблем не учитывается, а ведь именно с ними связаны наибольшие по масштабам аномалии в рельефе Земли и, соответственно, только они являются результатом наиболее грандиозных космических катастроф, потрясавших планету.

Предлагаемая в рассматриваемой статье концепция А.А.Маракушева и Л.И.Шахотько [32], с нашей точки зре-

ния, содержит и ряд спорных геологических построений. Так, касаясь глубинной структуры земной коры, они пишут, что «погружение фундамента платформы сопровождалось неуклонным воздыманием поверхности Мохо...» и что «...преобразования платформенной коры, ведущие к возникновению обращенного рельефа, отражают фундаментальные закономерности формирования земной коры» [33, с. 3]. Закономерности эти действительно фундаментальны, но верна ли их интерпретация? С одной стороны, когда действительно происходит прогибание тех или иных участков земной коры, границы Мохо и Конрада испытывают соподчиненное прогибание, и почему-то такой процесс характерен для линейных прогибов (Предкопетдагский, Присахалинский, Тургайский прогибы, северный прогиб Охотского моря и др.) [10, 15], а не для изометричных впадин и синеклиз? С другой, если бы образование гигантских депрессий происходило по схеме А.А.Маракушева и Л.И.Шахотко, то наблюдались бы в первую очередь «окна-дыры» в базальтовом слое, а не в вышелегающем гранитном слое коры, как это прослеживается практически во всех изометричных гигантских депрессиях (Прикаспийская, Южно-Каспийская впадины) [39]. Почему?

Для ударно-взрывной тектоники [15, 19] подобные вопросы не представляют трудности. Воздымание объясняется подъемом блоков основания за счет его упругой отдачи при ударе и последующим постударным всплыванием этих блоков при восстановлении нарушенного космогенным взрывом изостатического равновесия, а возникновение депрессии — за счет экскавации вещества при космогенном взрыве. Соподчиненные прогибы всех горизонтов земной коры, включая поверхности Мохо и Конрада, обычны для зон волнообразных деформаций коры, концентрически опоясывающих гиаблемы. Ну а трапповый вулканизм? Ведь он, по мнению уважаемых авторов [33 и др.], четко привязан к границам систем. Согласно им, этим же «вехам» отвечают и многие другие катастрофические явления, например, массовое развитие «так называемых» астроблем. Авторы перечисляют, соответственно «вехам», многие из известных астроблем. При этом они вынуждены признать реальность импактных структур, возникновение которых, с нашей точки зрения, проще всего объяснить воздействием космоса.

По мнению А.А.Маракушева и Л.И.Шахотко, когда-то имел место «грандиозный процесс флюидного выщелачивания, охватывавшего, по существу, всю мощность земной коры» [33, с. 4], а гранитный слой в окраинных морях и, в частности, во впадине Черного моря, «как правило, представленный фрагментарно или вообще отсутствующий» [33, с. 6], замещен осадочными отложениями под воздействием трансмагматических флюидов. В результате такого замещения во впадине Черного моря произошло воздымание мантии почти на 20 км (!), которая на ту же мощность заменила собою базальтовый слой. По данным А.Л.Яншина, Я.П.Маловицкого [46], здесь «...установлено притыкание 5—6-км практически горизонтально залегающего плиоцен-четвертичного комплекса к поверхности доплиоценовых образований. Поверхность притыкания плиоцен-четвертичного комплекса одновременно является плоскостью среза подстилающих образований» [48, с. 179]. Однако такие соотношения фундамента и перекрывающего чехла не оставляют никакого временного промежутка для прогибания доплиоценового ложа и требуют предположения о «катастрофическом опускании до 7—8 км» [48, с. 180]. Так не проще ли представить удар-

но-взрывное «катастрофическое» происхождение впадины Черного моря, как части [15] Черноморско-Малоазиатской гиаблемы? Ведь в этом случае отпадает необходимость в изобретении надуманного сложного «грандиозного процесса флюидного выщелачивания». Центральным поднятием Черноморско-Малоазиатской гиаблемы является полуостров Малая Азия, который представляет собой крупнейшую зону дробления земной коры [46] (именно здесь находится известный «анкарский меланж»).

Связав свои представления с расплавленным ядром Земли, А.А.Маракушев и Л.И.Шахотко рассматривают с эндогенной точки зрения такие метеоритные кратеры, как Пошигайский, Пучеж-Катунский, Карсвелл и др. Однако космогенное происхождение этих структур однозначно доказано не только всем набором признаков ударного метаморфизма, но и отсутствием их связи с глубиной, т.е. бескорневым характером этих образований [4, 45]. Что же касается ураноносной структуры Карсвелл, к доказательствам ее метеоритного происхождения (М.Р.Денс, 1968) можно добавить и предположение о внеземном происхождении всего бассейна Атабаска [29 и др.]. Естественно, что и геологическая история этих и им подобных структур рассматривается по-разному. А.А.Маракушев и Л.И.Шахотко представляют ее как длительную, многоэтапную, и, как и положено любому традиционно мыслящему геологу, растягивая эту историю на десятки и сотни миллионов лет, в то время как геологами-метеоритчиками ей отводятся для возникновения считанные минуты.

Это потом уже, в постударное время, в космогенных структурах, помимо возникших в момент взрыва типичных импактитов, может проявиться триггерный магматизм, произойдет заполнение осадками и вулканогенными продуктами кратерной депрессии. Подобные процессы действительно могут растянуться на десятки и сотни миллионов лет.

Особо следует подчеркнуть мнение А.А.Маракушева и Л.И.Шахотко о природе диаплектового стекла. Они отмечают, что под воздействием взрывов (конечно, эндогенных!), в результате специфического ударного плавления, «отдельные минералы изоморфно замещаются своим собственным мономинеральным стеклом, получившим название диаплектового» [33, с. 11]. Однозначным доказательством магматической природы диаплектового стекла, по мнению авторов, служат систематически содержащиеся в нем флюидные включения, присутствие которых установлено С.А.Вишневым и Л.Н.Поспеловой (1988). Вообще-то в привычном для любого геолога-метеоритчика понимании, как и для последних, диаплектовое или тетоморфное стекло является не продуктом ударного плавления, а результатом тонкого разрушения структуры минерала на уровне кристаллической решетки. В результате некоторые минералы, сохраняя свои кристаллографические очертания, ведут себя подобно стеклу. Присутствие флюидных включений в этом случае может свидетельствовать о том, что в данном участке диаплектового стекла минерал действительно подвергся специфическому ударному плавлению. Вероятно, маститым авторам удобнее рассматривать такое «стекло» как результат специфического плавления под влиянием «эндогенных» факторов?

Явно надуманными выглядят рассуждения авторов о закономерностях распределения по вертикали никеля, иридия и других металлов. При провозглашаемом ими флюидном поступлении энергоемких соединений через тысячи километров, мощность обогащенных этими металлами участков

оценивается в первые сотни метров, что уже сомнительно. С космической точки зрения распределение названных металлов объясняется заглублением космического ударника в породы мишени и его последующим взрывом. Этим объясняется то, что ураганные содержания иридия локализованы в импактных стеклах. Нельзя сбрасывать со счета и процесс возгонки этих металлов в условиях высоких постударных температур. Вероятно, именно поэтому ураганные содержания иридия в Попигайской астроблеме локализованы в импактных стеклах, образующих жилки «в раздробленных глыбах гнейсов из кристаллической мегабрекчии с импактным цементом» [33, с. 13]. В данном случае авторы лишь цитируют В.Л.Масайтиса и занимаются только констатацией фактов, давно известных в геологической литературе, но, конечно, со своей эндогенной и, как было показано, далеко неоднозначной точки зрения.

По А.А.Маракушеву и Л.И.Шахотько, кольцевые структуры могут быть обнаружены лишь в некоторых районах современной сейсмической активности, а также в районах развития формаций траппов и в обрамлениях крупных поднятий кристаллического фундамента платформ. Однако это не соответствует действительности. Как можно судить по Космогеологической карте СССР масштаба 1:2 500 000 [3, 28], кольцевые структуры широко распространены всюду, в т.ч. и в регионах с развитием мощного мезозойско-кайнозойского чехла и без какой-либо избирательной концентрации. Повсеместное распространение кольцевых структур на Земле является неоспоримым свидетельством их независимости от эндогенной активности Земли.

Статья А.А.Маракушеву и Л.И.Шахотько [33, с. 15] заканчивается фразой: «Стимулом его (мантийного магматизма — Б.З. и Г.К.) служили кольцевые разломы, достигавшие расплавленного ядра Земли и служившие каналами его дегазации. Со временем они могли приобретать характер центральных плюмов». Однако могли ли кольцевые разломы достигать расплавленного ядра Земли? Ведь геологам хорошо известны представления о реологических свойствах вещества коры и мантии, благодаря которым предполагаемые разломы должны затухать не то что в мантии, а уже в земной коре. Эти представления авторами почему-то не учитываются.

Что же касается мантийных плюмов, то их возникновение может быть связано с резким уменьшением литостатического давления под громадными впадинами гиаблем при экскавации огромных объемов вещества земной коры в процессе космогенных взрывов. Подтверждается это данными магнитотеллурического зондирования, согласно которым под гигантскими круговыми структурами предположительно космогенной природы отмечается резкое увеличение электропроводности, что интерпретируется как наличие зоны, обогащенной жидкой магматической фазой [2, 15].

Итак, появилась еще одна статья, позволяющая ликовать тем, кто горой стоит за эндогенную природу «так называемых астроблем». С их точки зрения, анахронизмом должны звучать слова академика В.Л.Барсукова (1981): «Ударно-взрывной процесс, имеющий важнейшее планетарное значение, оказался новым для нас процессом, который не учитывался в геологической истории Земли». С нашей точки зрения, данная цитата в настоящее время как нельзя более актуальна. Впрочем, есть польза и от рассмотренной статьи: ведь в отличие от простого вулканизма, кольцевые структуры, а вместе с ними и «так называемые астроблемы» связаны с «импактогенезом» [33], кото-

рый, по нашему мнению, можно рассматривать только как космическое явление. В свое время (XVIII век) Французская академия наук в лице своих самых именитых ученых (чего стоит одна лишь фамилия Лавуазье!) прославилась официальным заключением о том, что «камни с неба не падают». Можно поздравить и наших именитых авторов, проявляющих солидарность с этим, по нынешним меркам, курьезным решением Французской академии!

В заключение хочется сказать несколько слов о космической защите Земли. Выявляемое при дешифрировании космических и аэровысотных снимков широкое распространение кольцевых структур в границах мезозойско-кайнозойского чехла является веским аргументом, свидетельствующим о продолжении космической бомбардировки Земли в течение всего фанерозоя и до настоящего времени. Молодость отложений осадочного чехла свидетельствует о молодости наложенных на него астроблем, что подтверждают также Тунгусское событие 1908 г., Сихотэ-Алиньский метеорит 1948 г., метеоритный дождь в Китае в 1973 г., Стерлитамакское падение 1990 г. и т.д., астероиды 1989FC, 1991AQ, 1990MF, 1989LB, 1990MU и др. [47], пролетевшие на небольшом удалении от Земли в последние годы, сейсмические и климатические аномалии 1601—1603 гг., описанные историком Н.Карамзиным, которые могут представлять собой не что иное, как сценарий «ударной зимы», спровоцированной, вероятно, падением кометы (в те годы замерзло даже Черное море, и в Константинополь ездили на санях!). К тому же, военные спутники США, по сообщению ЮСИА, постоянно регистрируют крупные взрывы метеороидов у поверхности Земли. Данные, полученные со спутников, свидетельствуют о том, что метеороиды размером с большой дом, движущиеся со скоростью 240 тыс.км/ч, взрываются с мощностью атомной бомбы при вхождении в верхние слои атмосферы Земли. Отмечается, что за 17 лет (1975—1992 гг.) спутниками зарегистрировано 136 взрывов, соразмерных со взрывом атомной бомбы (8 взрывов в год). Однако предполагается, что интенсивность бомбардировки Земли метеороидами достигает 80 взрывов в год.

Надо признать, что космические бомбардировки — явление обычное в Солнечной системе. В частности, в 1979—1981 гг. были получены фотографии трех долгопериодических комет Крейца, обрушившихся на Солнце со скоростью 300 км/с [9]. Грандиозные масштабы планетарной катастрофы наблюдались в июле 1994 г. — вторжение кометы Шумейкер-Леви 9 в атмосферу Юпитера. Все эти данные свидетельствуют об актуальности решения проблемы космической защиты Земли. Между прочим, недавние (26.12.2004, 28.03.2005) катастрофы в Юго-Восточной Азии, связанные с землетрясениями и порожденными ими цунами, также наглядно демонстрируют угрозу, нависающую над человечеством: обе они произошли в пределах молодой гиаблемы, выделенной еще в 1978 г. [15]. В связи с этими событиями необходимо отметить: есть все основания предполагать возможность выявления на основе использования данных дистанционного зондирования Земли и конкретно данных о пространственном размещении молодых гиаблем и астроблем в регионах с проявлениями катастрофических землетрясений, концентрических площадей, свободных полностью или почти полностью от эпицентров сильных землетрясений, т.е. характеризующихся относительной сейсмической безопасностью.

Что же касается «формирования платформенных депрессий и взрывных кольцевых структур», то при реаль-

ности вулканических извержений и землетрясений и их катастрофических последствий, а также при реальности падений метеоритов на памяти людей, ничего не известно о возникновении хотя бы одной «взрывной кольцевой структуры», отвечающей представлениям А.А.Маракушева и Л.И.Шахотко.

Таким образом, изучение астроблем с позиций их внеземного космического происхождения для определения частоты и периодичности космогенных бомбардировок Земли, а также в сугубо прикладных поисковых целях, по нашему мнению, является неотложной задачей геологов и геофизиков планеты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С. Вымирание на рубеже мезозоя и кайнозоя // Природа. 1986. № 1. С. 57—60.
2. Бердичевский М.Н., Бондаренко А.Т., Ваньян Л.Л. и др. Электропроводность верхней мантии и проводящие слои в коре и верхней мантии / Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. — М.: Наука, 1973. С. 73—88.
3. Брюханов В.Н., Межеловский Н.В., Буш В.А. и др. Космогеологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 // Дистанционное зондирование. XXVII МКГ. Секция С. 18. Т. 18. — М.: Наука, 1984. С. 7—18.
4. Вальтер А.А., Добрянский Ю.П., Лазаренко Е.Е. и др. Ударный метаморфизм кварца в породах покола и оценка модификации формы Балтышской и Ильинцевой астроблем Украинского щита // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 1. С. 132—136.
5. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Тихоокеанская мегаплатина. Ч. 1. Внутренняя зона Тихоокеанского подвижного пояса. Происхождение океана. Ч. 2. — Владивосток, 1992.
6. Вейнман А.Б., Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф. и др. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальных стратиграфических исследованиях. Методические рекомендации. — М.: Изд-во МГУ, 1998.
7. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. — М.: Наука, 1987.
8. Вишневский С.А. Импактные события и вымирания организмов // Большая Медведица. 2000. № 1. С. 7—15.
9. Дариус Д. Недоступное глазу. — М.: Мир, 1986.
10. Деменция Р.М. Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1975.
11. Дитц Р.С. Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов. Взрывные кратеры на Земле и планетах. — М.: Мир, 1986. С. 153—73.
12. Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритная структура в Центральном Казахстане и ее магнорудоконтролирующая роль // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 1. С. 167—170.
13. Зейлик Б.С. Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 6. С. 1410—1413.
14. Зейлик Б.С. Космогенные структуры Казахстана и интерпретация кольцевых структур, выраженных в аномальном магнитном поле на территории СССР // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 69—75.
15. Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). — М., 1978.
16. Зейлик Б.С., Литвицев С.А., Сейтмуратова Э.Ю. О признаках космогенных взрывов на меднопорфировых месторождениях Актогай и Айдарлы (Южный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 1. С. 187—191.
17. Зейлик Б.С. Космогенный кратер Арганаты и сопряженные с ним кольцевые структуры (Южный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 4. С. 925—928.
18. Зейлик Б.С. О космогенном воздействии на Землю в связи с идеями В.И.Вернадского // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1988. № 6 (304). С. 10—18.
19. Зейлик Б.С. Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. — Алма-Ата: Гылым, 1991.
20. Зейлик Б.С. О реальности продолжения тяжелой космогенной бомбардировки Земли в фанерозое // Докл. Нац. АН РК. Алма-Ата. 1993. № 4. С. 41—46.
21. Зейлик Б.С., Василенко А.Н., Зозулин А.В., Петренко В.Е. Угроза локальных и региональных катастроф в связи с космогенными бомбардировками Земли // Международная конференция «Космическая защита Земли». — Снежинск, 1994.
22. Зейлик Б.С. Высокая степень глобальной и региональной опасности: продолжение тяжелой космогенной бомбардировки Земли // Международная конференция «Космическая защита Земли (тезисы докладов)». — Снежинск, 1996.
23. Зейлик Б.С. Разномасштабные кольцевые структуры — следствие катастрофических столкновений астероидов и комет с Землей // Большая Медведица. 2000. № 1. С. 16—23.
24. Зейлик Б.С. Астроблема Семейтау и ее рудоконтролирующая роль // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 65—70.
25. Зейлик Б.С. Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле. Геонауки в Казахстане // Доклады казахстанских геологов на XXXII сессии Международного геологического конгресса во Флоренции. — Алматы, 2004. С. 322—333.
26. Зейлик Б.С., Тюгай О.М., Гуревич Д.В., Сыдыков К.Ж. Гигантские астроблемы Западного Казахстана и новый способ прогноза нефтегазоносности в осадочных бассейнах мира // Геология нефти и газа. 2004. № 2. С. 48—55.
27. Изох Э.П. Проблема защиты Земли от столкновения с опасными космическими объектами (субъективные заметки) // Наука в Сибири. 1994. № 42. С. 4.
28. Космогеологическая карта СССР. М-6 1: 2 500 000 / Под ред. Е.А.Козловского. — М., 1982.
29. Кузюков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала. Издание второе дополненное. — Екатеринбург, 2002.
30. Максимова А. SPE-94. Международная конференция «Проблемы защиты Земли от столкновения с опасными космическими объектами» // Наука в Сибири. 1994. № 42. С. 5.
31. Маракушев А.А. Проблемы космической петрологии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 1. С. 3—16.
32. Маракушев А.А., Шахотко Л.Н. Проблема формирования платформенных депрессий и взрывных кольцевых структур // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 3—16.
33. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мацак М.С. и др. Геология астроблем. — Л.: Недра, 1980.
34. Масайтис В.Л. Минерогенетические системы импактных кратеров // Геология рудных месторождений. 1989. № 3. С. 3—17.
35. Масайтис В.Л., Мацак М.С., Наумов М.В. и др. Пучеж-Катунский импактный кратер: основные черты геологического строения // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 358—360.
36. Масайтис В.Л., Мацак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигаийской астроблемы. — С-Пб., 1998.
37. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1: 2 500 000 / Под ред. В.Е.Ханна, Н.А.Богданова. — М.: Научный мир, 2003.
38. Мелюш Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. — М.: Мир, 1994.
39. Метеоритные структуры на поверхности планет / Под ред. В.В.Федынского и А.И.Дабижи. — М., 1979.
40. Нечаева И.А. Морфологические особенности рельефа в Центральной части Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 180—183.
41. Нечаева И.А. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. — М.: Недра, 1982.
42. Очерки сравнительной планетологии / Под ред. В.Л.Барсукова. — М.: Наука, 1981.
43. Фельдман В.И. Петрология импактитов. — М.: Изд-во МГУ, 1990.
44. Хаин В.Е. Геология на новых рубежах // Природа. 1973. № 4. С. 68—75.
45. Хаин В.Е. Происхождение Тихого океана — проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. — М., 1987. С. 7—11.
46. Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н. и др. Основные аспекты образования Черноморской впадины // Докл. АН СССР. Т. 229. № 1. 1976. С. 178—181.
47. Near-Earth Objects. The United Nations International Conference. New York Academy of Sciences. 1997. Vol. 832.

О «новом типе» карбонатитоподобных пород и границах термина «карбонатит»

Ю.А.БАГДАСАРОВ (ИМГРЭ)

В журнале «Отечественная геология» № 1 за 2005 г. была опубликована статья В.Н.Воеводина, С.Е.Поповченко, Л.Г.Шумейко «Новый тип карбонатитов». Ю.А.Багдасаров — автор настоящей дискуссии, рассматривая указанную статью, высказал ряд замечаний, о чем и говорится в материалах, приведенных ниже.

Вопросы терминологии карбонатитов и некоторых эндогенных карбонатсодержащих пород, сопровождающих их, безусловно, остаются достаточно дискуссионными. При этом, как наблюдается на примерах других формационных типов пород и месторождений, если диагностика и идентификация классических редкометаллических карбонатитовых комплексов и некоторых близких к ним образований, обычно не вызывает затруднений, то отнесение к ним других эндогенных карбонатных пород, связанных с иными магматическими источниками, оказывается дискуссионным. Это относится и к карбонатитам, развившимся среди карбонатных осадочных пород (или метасоматически, непосредственно по ним), а также к таким породам, вообще не ассоциирующим на данном эрозионном уровне с какими бы то ни было интрузивно-магматическими образованиями. Характерно, что если количество типичных карбонатитовых массивов, связанных с ультраосновными—щелочными карбонатитовыми комплексами, щелочными базальтоидами и другими породами, в последнее время увеличивается достаточно незначительно, ввиду явной принадлежности этих массивов к фонду «легко открываемых объектов», ранее уже открытых, то карбонатитовые проявления, иногда предположительно относимые к ним, других, менее четко очерченных типов, продолжают выявляться более высокими темпами, одновременно, по понятным причинам, обостряя проблему их идентификации и классификации. На это обстоятельство не так давно обращал внимание автор настоящей статьи [3].

Среди высказывавшихся в литературе и существенно изменяющихся формулировок по поводу того, какие именно эндогенные породы следует относить к карбонатитам, нам представляются наиболее рациональными формулировки, предложенные А.И.Гинзбургом в конце 70-х—начале 80-х годов и впоследствии несколько уточненные Ю.А.Багдасаровым [1, 3]. Карбонатиты — это эндогенные, существенно карбонатные породы (магматиты, метаматиты или типичные метасоматиты) подкорового, мантийного происхождения, генетически связанные с щелочными магматическими источниками, но не обязательно ассоциирующие с интрузивными силикатными породами. Что касается их редкометаллической специализации, выражающейся обычно в резко повышенных содержаниях Nb, Zr, TR_с, U, Sr, Ba, иногда Ta и некоторых других, а также P и F, то наличие всего комплекса названных элементов не обязательно. Известны ранние, относительно высокотемпературные разновидности пород, кальцитового и доломитового составов, в которых из всей группы указанных элементов обязательным является лишь повышенное содержание стронция, входящего в состав карбонатов, частично апатита, всех известных проявлений карбонатитов в коли-

чествах, как правило, не менее 0,3% (в породах), при заметной роли фторapatита.

Названные условия исключают возможность отнесения к карбонатитам эндогенных карбонатных пород, связанных с ультрабазитами подвижных областей, например, уральского типа, содержащих повышенные количества хрома и никеля, трапловых и других базальтоидных формаций, а также массивов умеренно-щелочного состава, типа граносиенитов и некоторых других, генерированных коровыми магматическими источниками.

Важно подчеркнуть, что все предложенные определения термина *карбонатиты*, начиная с первых исследователей (Хёгбом и Бреггер) на рубеже XIX—XX вв., учитывали именно щелочную специализацию карбонатитов, их связь с щелочными магматическими источниками, и только с ними, и соответствующими геохимическими особенностями. Поэтому предложенная в статье формулировка представляется необходимой и достаточной.

В связи со сказанным, автор данной публикации не может безоговорочно относить к «новому типу карбонатитов» породы, описываемые в работе [5]. Например, породы Капитановского массива гипербазитового состава в Среднем Побужье (Украина). Возражения Ю.А.Багдасарова основаны на следующем:

1. Карбонатные породы тесно пространственно, и, по всей вероятности, генетически связаны с комплексом ультрабазитов—базитов и пород гранитоидного состава, без малейших признаков наличия щелочных разновидностей.

2. Характерная и постоянная примесь эндогенных карбонатных толщ — хромит (до 40%), образующий субпластовые залежи в этих породах и гипербазитах, тогда как в любых карбонатитовых комплексах любого формационного типа содержание хрома ничтожно, и лишь в магнетитах (титаномagnetитах) ранних силикатных дериватов отмечаются весовые количества этого элемента. В исключительных случаях в карбонатитах линейного типа (Черниговский комплекс карбонатитов в Украине и др.), хром присутствует в магнетитах карбонатитов 0,0n—0,1%, в единичном случае — до 0,3%, при валовых содержаниях в этих породах 44 г/т (данные автора).

3. Помимо хрома, авторы работы [5, с. 60] отмечают в карбонатно-силикатных породах «Аномально высокие содержания никеля, кобальта, хрома, наличие платиноидов», что, по их мнению, «отвергает возможность образования подобных пород метасоматическим путем по стратифицированным карбонатным породам». Возможно, сказанное справедливо, но если учесть отмеченное выше, то в равной степени это противоречит и возможности их идентификации с карбонатитами.

4. Авторы публикации [5] указывают на явные признаки образования карбонатных пород вследствие расслоения первичной хромсодержащей магмы ультраосновного—основного состава на существенно силикатную и карбонатную фракции, в результате чего, по их мнению, и обособились предполагаемые «карбонатиты».

Известно, что эти породы всегда имеют отчетливо постериорный характер по отношению к ранним силикат-

ным породам, образуясь после них, внедряясь как типичные магматиты или формируясь метасоматически среди них и по ним. Посткарбонатитовый (обычно интракарбонатитовый) возраст имеют лишь пикриты—дамкьерниты, реже — породы шонкинит-тингваитового состава. Этой проблематике посвящены многочисленные публикации, и в целом, сказанное не вызывает сомнений у исследователей.

Замечание о роли процессов расслоения магм, по-видимому, требует некоторых комментариев. Авторы статьи [5] неоднократно подчеркивают, что явления расслоения первичных магм на существенно карбонатную (с хромитами) и силикатную, по всей вероятности, реально существующие на Капитановском массиве, весьма типичны для карбонатитовых комплексов в целом. В заключение статьи прямо указывается, что «первично-магматическая расслоенность — обязательное звено в эволюционном развитии магматического расплава при формировании карбонатитов» [5, с. 63]. Процессы расслоения (ликвации) для ряда геологических ситуаций и пород в ходе формирования карбонатитовых комплексов действительно описаны, например, для предполагаемых явлений расслоения единой рудно-карбонатно-силикатной магмы на кальцит-магнетит-силикатно-апатитовую с незначительным содержанием карбоната, и существенно карбонатную фракции (А.В.Лапин, В.В.Фиженко, 1980). Явления ликвации описаны и по результатам работ таких экспериментаторов-классиков, как П.Уилли и др. Однако в подавляющем большинстве случаев указанные породы — рудно-апатит-силикатные и карбонатиты — формировались одновременно, как разнотемпературные фации (первые — раньше, при более высоких температурах). Иногда возникали представления и о развитии процессов расслоения при формировании некоторых декарбонатитовых силикатных пород, например, ийолитов и уртитов некоторых комплексов, сменяющих друг друга по вертикали, и т.д. Однако и эти явления редки, а главное, проявлены завуалировано, и интерпретация их в целом небесспорна. Что касается процессов типичного расслоения в магматических образованиях, широко известных в базитовых и сложных базит-гранитоидных комплексных массивах, прекрасно картируемых в поле и разносторонне изученных, то в нашем случае в массивах карбонатитовых формаций они неизвестны, и уже меньше всего могут быть отнесены к «обязательному звену» при их формировании. Заключительное утверждение — явное недоразумение.

У автора настоящей публикации есть и еще замечания по поводу ряда утверждений и положений рассматриваемой статьи, которые, возможно, имеют второстепенное значение. Однако приходится признать, что все они в целом оставляют весьма странное впечатление.

В работе [5] отмечено, что «в различных интрузивных комплексах масштабы проявления определенных типов пород и их соотношение далеко не одинаковы» (с. 62). Разумеется, такое совершенно банальное высказывание не заслуживает никаких возражений. Однако приводимые примеры вызывают недоумение. Так, в отношении Ловозерского массива отмечается, что в нем набор рудных минералов типичен для редкоземельных карбонатитов. Главным рудным минералом этого массива является, как известно, лопарит, концентрации которого уникальны и не имеют аналогов в мире. Есть и другой, в известной степени относимый к рудным, — цирконийсодержащий силикат —

эвдиалит. Его ресурсы также велики, но технология извлечения металлов из него — циркония и редкоземельных элементов иттриевой группы — пока не освоены. В пегматитах и поздних гидротермалитах массива известно еще более сотни редких и редчайших минералов — карбонато-фосфаты, водные силикаты редких металлов и др. Разумеется, ни лопарит с эвдиалитом, ни большая часть указанных весьма малораспространенных минералов ни в каких «редкоземельных карбонатитах» любых массивов не встречаются.

В отношении Хибинского массива неожиданно сообщается, что там не прослеживаются карбонатиты, хотя открытие в восточной части массива карбонатитового «центра» с обильными Mn-карбонатами, кальцитом и другими минералами, сделанное около четверти века назад, хрестоматийно известно геологам, в т.ч. и неспециалистам. Кроме того, на этом массиве, преимущественно на относительно глубинных горизонтах, широко развиты скопления соды, других карбонатов, фосфатов и т.д. (работы А.П.Хомякова и др., 1980). Эти образования, по существу, также могут идентифицироваться как поздние низкотемпературные карбонатиты.

Апатит-магнетитовое месторождение Кируна (Швеция) в настоящее время к карбонатитам не относится, хотя иногда в литературе подобные высказывания имели место. Делались они на основании главным образом минералогической близости указанных рудных скоплений к таковым в карбонатитовых комплексах (*фоскориты* или *нелсониты*, и др.). Силикатные породы Кируны, ассоциирующие с ними, в целом не характерны для карбонатитовых комплексов.

Что же касается фосфорного месторождения Селигдар, располагающегося, как и многочисленные его аналоги значительно меньших масштабов, в карбонатных осадочно-метаморфизованных толщах докембрия Алдана, то представления о его карбонатитовой природе (*карбонатиты мантийно-корового происхождения* и др.), бытовавшие 20—25 лет назад, в ходе углубленного изучения геологии, минералогии, геохимии, в т.ч. изотопной (Ю.А.Борщевский и др., 1987; А.Г.Булах и др., 1990), были полностью отвергнуты. В данном случае, как и в случае с Хибинским массивом, авторы пользовались явно устаревшими сведениями.

Авторы публикации [5] справедливо отмечают, что появление новых фактических материалов о карбонатитах и близких к ним породах, предположительно относимых к ним, усложняют старые, хорошо известные классификационные схемы. В настоящее время никак нельзя ограничиваться старыми взглядами классика этой проблемы (В.Брётгер), который считал возможным отнесение к ним лишь колчешных щелочных комплексов с такими породами, о чем Ю.А.Багдасаров говорил в своих работах [1; 2; 3]. Неоднократно об этом писал Л.С.Бородин (1965; [4]), Л.С.Егоров [6] и др. Однако дискуссия, продолжающаяся и в наше время, неожиданно привела В.Н.Воеводина и др. [5] к утверждению, что очень многие специалисты перестали употреблять термин *карбонатиты*. Возможно, что некоторые геологи, не занимавшиеся проблемой щелочно-карбонатитового магматизма-метасоматизма, и знакомые с нею лишь по отдельным публикациям, такие тенденции и испытывают, но к «специалистам», да к тому же еще и «очень многим», данное утверждение уж никак не относится.

Не меньшее недоумение вызывает фраза критикуемой статьи [5, с. 60]: «Наличие в карбонатах диопсида, а иногда и гранатов, причем альмандин-пиропового ряда, а не андрадит-гроссулярового, побуждало исследователей совершенно неоправданно относить такие породы к скарнам или скарноидам». Нужно сказать, что пироксены — диопсиды, в сиенит-карбонатитовых комплексах — эгирин-диопсиды, а также эгирин-фассаиты, авгиты, содержащие примесь эгиринового минала и другие — *характернейшие* минералы карбонатитовых комплексов, кольцевого или линейного типов, преимущественно их рудно-редкометалльных стадий, обычно с пироксеном. Автор этих строк, занимающийся данной проблемой десятки лет, никогда не читал и не слышал, чтобы «специалисты» относили богатые диопсидом пироксеноносные или другие карбонатиты к скарнам или близким к ним образованиям!

Что касается гранатов андрадитового ряда, то в карбонатитах они достаточно редки, хотя обычны для докарбонатитовых силикатных пород, где представлены титаносодержащими разновидностями — шорломитом (меланитом). В отношении гранатов, типичных для Капитановского массива — альмандин-пиропового ряда, можно отметить, что в карбонатитах они нигде не описывались. Альмандин — типичный представитель минералов, характерных для древних метаморфических толщ, иногда и магматитов, включая граниты, и наличие его в гипербазит-базит-гранитсодержащем комплексном массиве докембрийского возраста совершенно закономерно. Следовательно, и эта минералогическая особенность подчеркивает нетипичность данной ассоциации для карбонатитов.

Нужно признать, что сами авторы статьи [5] дают обстоятельный перечень особенностей, геолого-структурных, вещественных и других, изучавшихся ими силикатно-карбонатных пород, свидетельствующих о чертах глубокого несходства их с таковыми для большинства карбонатитов хорошо изученных массивов. Эти особенности в какой-то степени перекликаются с приводимыми возражениями. Тем более странным представляется вывод авторов публикации [5], что «несмотря на это, мы попытаемся обосно-

вать» (с. 61), принадлежность указанных пород к «типичным», «специфическим разновидностям карбонатитов» (с. 63).

Приходится констатировать, однако, что данная попытка явно не удалась. Стремление объявить *карбонатитами* любые существенно карбонатные породы эндогенной природы, связанные с разнообразными магматическими источниками, приведет к неоправданно широкому применению такого термина, который неизбежно распространится и на любые кальцитовые или другие карбонатные жилы, завершающие формирование рудно-магматических процессов, связанных с разнообразными породами; зоны карбонатизации их, и т.д. Это как раз и приведет к расплывчатому, аморфному пониманию термина «карбонатит», против которого справедливо возражают авторы. По нашему мнению, подобное высказывание действительно может привести к отказу «специалистов» от применения термина, что внесет путаницу в терминологию горных пород и связанных с ними месторождений, и явно не будет способствовать практике целенаправленных геолого-поисковых и оценочных работ на данных объектах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А. Линейно-трещинные тела карбонатитов — новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. С. 412—415.
2. Багдасаров Ю.А. О полиформационности карбонатитов и объеме термина «карбонатит» // Зап. Всес. минер. об-ва 1992. Часть 121. № 2. С. 110—116.
3. Багдасаров Ю.А. Металлогения карбонатитовых комплексов России. Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. Разд. 2. — М.: Геос, 2001. С. 128—506.
4. Бородин Л.С. Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций // Геохимия. 1994. № 12. С. 1683—1692.
5. Воеводин В.Н., Поповченко С.Е., Шумейко Л.Г. Новый тип карбонатитов // Отечественная геология. 2005. № 1. С. 60—63.
6. Егоров Л.С. Проблема полиформационности карбонатитов и псевдокарбонатитов // Зап. Всес. минер. об-ва. 1990. № 3. С. 99—111.

70-летие Виктора Ивановича Старостина

3 декабря 2005 г. исполнилось 70 лет Виктору Ивановичу Старостину — профессору, заведующему кафедрой геологии и геохимии, научному руководителю межкафедральной лабораторией экономической геологии и геоинформатики.

После окончания с отличием Новочеркасского геолого-разведочного техникума и службы на Северном флоте, В.И.Старостин поступил на геологический факультет Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова (специальность геология и разведка месторождений полезных ископаемых). С этого времени вся его деятельность была связана с геологическим факультетом, где он защитил сначала кандидатскую (1965), а затем докторскую (1977) диссертации.

В.И.Старостин — председатель Секции наук о Земле, член президиума, академик РАЕН (1995), академик Международной академии наук высшей школы (МАН ВШ) (1997), заслуженный деятель науки РФ (1996); главный редактор «Смирновского научно-литературного альманаха» (1994) и журнала «Известия секции наук о Земле РАЕН» (1998); член редколлегии журналов: «Геология рудных месторождений» (1978—1990), «Вестник Московского университета. Серия геология» (1989), «Руды и металлы» (1992), «Отечественная геология» (1993), «Геофрактус Контрибьюшенс» (Греция, 1995), «Ёарз сайнс фронтьерс» (Китай, 2003).

Область научных интересов Виктора Ивановича Старостина: геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, металлогения; структуры рудных полей и месторождений; тектонофизический и структурно-петрофизический анализ в рудной геологии и геоэкологии. Им созданы структурно-петрофизический метод выявления палеотектонических полей напряжения на последовательных этапах развития геологических структур и определения роли физико-механических свойств пород в рудообразовании, структурообразовании и геоэкологии.

В.И.Старостин разработал геодинамическую систематику геологических структур; выдвинул деформационно-скоростной способ формирования рудоконтролирующих структурных парагенезисов. Совместно с Б.А.Соколовым была обоснована новая научная концепция образования рудных и нефтегазовых месторождений. Сущность этой концепции заключается в том, что формирование месторождений происходит по одним и тем же общим законам саморазвития земной коры. Универсальным фактором, создающим условия перевода различных минеральных элементов из рассеянного состояния в породах в концентрированное в виде скоплений полезных ископаемых, служат флюидодинамические системы. Они представляют собой потоки флюидов, перемещающиеся в земной коре под воздействием градиентов давления и температур, обладающие определенными физико-химическими свойствами и осуществляющие функции выщелачивания, теплообмена и отложения минеральных компонентов.

В.И.Старостин — председатель Общественного фонда им. академика В.И.Смирнова при МГУ (1993), лауреат Ло-



моносовской премии I степени (1999). В Московском университете читает курсы лекций: «Геология полезных ископаемых», «Металлогения», «Структурно-петрофизический анализ», «Введение в специальность». Руководитель методологического семинара «Проблемы геологии месторождений полезных ископаемых».

Среди его учеников и последователей 22 кандидата и 2 доктора наук; В.И.Старостин опубликовал около 300 научных и учебно-методических работ, в том числе 10 учебников и учебных пособий, 8 монографий. Труды В.И.Старостина пользуются заслуженным вниманием как отечественной, так и зарубежной геологической общественности. Его деятельность на посту председателя секции РАЕН и руководителя фонда В.И.Смирнова, ежегодно проводящего авторитетные Смирновские научные чтения, высоко ценится геологами нашей страны и способствует росту престижа как геологических наук, так и геологических специальностей.

*Президиум Международной академии
минеральных ресурсов
Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

75-летие СЕРГЕЯ СЕРГЕЕВИЧА БОНДАРЕНКО

10 января 2006 года исполнилось 75 лет Сергею Сергеевичу Бондаренко — президенту Международной академии минеральных ресурсов, почетному разведчику недр, доктору геолого-минералогических наук, профессору, заведующему кафедрой «Геология и гидрогеология» Московского государственного открытого университета (МГОУ).

С.С.Бондаренко окончил Московский геологоразведочный институт в 1954 году и был оставлен в аспирантуре на кафедре «Гидрогеология». После защиты в 1958 г. кандидатской диссертации продолжал работать на кафедре по научно-исследовательской тематике, связанной с изучением подземных вод глубоких структурных горизонтов под руководством профессора Н.А.Плотникова.

С 1966 по 1988 гг. Сергей Сергеевич работал во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), был руководителем отдела и заместителем директора по научной части в области гидрогеологии. В 1972 г. он защитил докторскую диссертацию; с 1980 г. — профессор гидрогеологических наук.

Вся многолетняя научная деятельность С.С.Бондаренко посвящена изучению условий залегания и распространения подземных промышленных вод, оценке их ресурсов и запасов. Он — руководитель нового перспективного научного направления, связанного с изучением и оценкой глубоких подземных вод в качестве гидроминерального сырья для добычи йода, брома и других редких элементов. Разработанные им принципы и научные основы используются геологическими организациями при решении фундаментальных вопросов теоретической и прикладной гидрогеологии.

С.С.Бондаренко автор более 150 научных работ, из которых 120 изданы в открытой печати. По тематике, связанной с возглавляемым им научным направлением защищены 19 кандидатских и две докторских диссертации. Он является членом многих советов по защите диссертаций, а также членом экспертного совета Государственной Комиссии по запасам Российской Федерации (ГКЗ РФ).

С.С.Бондаренко — организатор и Президент Международной академии минеральных ресурсов, объединяющей ученых России и стран ближнего и дальнего зарубежья.

В течение 20 лет он руководит кафедрой «Геология и гидрогеология» МГОУ. Здесь проявился его талант педа-



гога, чему немало способствовал большой опыт работы в геологической отрасли. Под его непосредственным руководством подготовлено около 400 инженеров-гидрогеологов.

С.С.Бондаренко присвоено звание «Почетный разведчик недр», награжден медалями «За доблестный труд» и «Ветеран труда».

*Президиум Международной академии
минеральных ресурсов
Редколлегия журнала*

Седьмые геофизические чтения им. В.В.Федынского

П.А.СТРОЕВ, А.Н.ГРУШИНСКИЙ (ГАИШ МГУ, ИФЗ РАН)

В Москве 3—5 марта 2005 г. состоялись Седьмые геофизические чтения им. В.В.Федынского. Эта международная конференция проводится ежегодно по инициативе Центра ГЕОН Министерства природных ресурсов России. Заседания проходили в Центральном Доме ученых РАН и во Всероссийском научно-исследовательском институте геофизических методов разведки (ВНИИГеофизика), с которым связан важный этап жизни Всеволода Владимировича Федынского. Именно во время работы во ВНИИГеофизике ему была присуждена Государственная премия СССР.

Седьмые чтения им. В.В.Федынского организованы при финансовой поддержке ООО ИНТЕК-ГЕОН и Международной академии геоэкологии (МАГ).

Оргкомитет конференции состоял из 14 ведущих ученых-геофизиков и организаторов науки под председательством Л.Н.Солодилова (ВНИИГеофизика); члены оргкомитета: В.Я.Булавинов, Ю.К.Щукин (ВНИИГеофизика); С.Л.Костюченко, Д.Л.Федоров (ГЕОН); А.Ф.Морозов (Роснедра); А.В.Липилин, Н.В.Милетенко, Р.Р.Мурзин (МПР РФ); В.Ю.Зайченко (ВНИИГеофизика); Е.А.Рогожин (ИФЗ РАН); Н.А.Савостьянов (ЕАГО); В.К.Хмелевской (МГУ).

На седьмых чтениях прозвучали следующие темы: вопросы геодинамики и прогноза землетрясений; особенности строения земной коры и верхней мантии по данным геофизических исследований; новые геофизические технологии и аппаратные разработки.

В оргкомитет поступило более 200 заявок на участие в чтениях. Среди авторов докладов — ученые России, Азербайджана, Белоруссии, Украины, Казахстана, Киргизии, Узбекистана, Финляндии, Индии, Словакии, США.

За три дня работы состоялись пленарные и постерные заседания по основным темам. Оргкомитетом приняты 157 докладов, из которых 48 вошли в устную программу. По мнению составителей, эти доклады наиболее полно отражают современное состояние геолого-геофизических исследований, они интересны и полезны всем участникам конференции. Остальные доклады — стендовые.

Вопросам изучения и прогноза землетрясений посвящено 28 докладов. Катастрофическое цунамигенное землетрясение в районе о.Суматра (Индийский океан, Индонезия) произошло 26 декабря 2004 г., принесло неисчислимые разрушения. Оно унесло многие десятки тысяч человеческих жизней. На протяжении нескольких месяцев продолжаются афтершоки и последствия от этого землетрясения после главного толчка $M > 9$. Поэтому вопрос о прогнозе землетрясений сейчас встал с новой силой. Именно этому и посвящен доклад *Е.А.Попова* (МАГ, Москва) «Прогноз землетрясений: научный поиск должен быть продолжен». Некоторое время тому назад наступило скептическое отношение к возможности прогноза сильных землетрясений. Однако сегодня ощущение вины перед по-

гибшими при катастрофическом землетрясении в Индонезии (о.Суматра, декабрь 2004 г., $M > 9,0$) не позволяет прекратить поиск такой возможности. Предыдущая стратегия исследований базировалась на традиционных подходах к проблеме, не давая возможности проверить жизнеспособность других оригинальных идей. Большая часть наблюдений была сосредоточена вблизи столиц кавказских и среднеазиатских республик и вокруг крупных городов Дальнего Востока. Такой подход не привел к хорошим результатам. Отмечается, что большинство ведущих ученых (особенно членов РАН) являются противниками регионального подхода к прогнозу сильных землетрясений и организационно мешают ему, что показано на судьбе Ленинабадского полигона (ИФЗ РАН, 1980—1981 гг.) Производственные организации пытаются своими силами создавать региональные системы наблюдений с привлечением гидрогеологических данных для прогноза сильных землетрясений. Рассматриваются лунно-солнечные приливные возмущения и их влияние на деформационные процессы. Положительные результаты таких наблюдений отмечены на Северном Кавказе (Кобулет, Ессентуки) и в районе Вранча (1986). Сейчас предлагается сосредоточить усилия на создании редкой сети наблюдательных пунктов для прогноза только сильных ($M \geq 7$) землетрясений. Расстояние между станциями наблюдений должно составлять 800—1000 км. Следовательно, на территории Российской Федерации число таких пунктов не превысит 20, а для территории всего СНГ — не более 30. Автор подчеркивает, что величина средств, необходимых для создания подобной сети, ничтожно мала по сравнению с ущербом от сильных землетрясений. При этом надо иметь в виду, что как только будет решена проблема прогноза сильных землетрясений, станет возможным создание системы предупреждения об опасности, в т.ч. и для цунами.

Непосредственное изучение Суматринского землетрясения прозвучало в докладе *Л.В.Сорокина* (РУДН, Москва) «Пространственно-временные связи последовательности афтершоков катастрофического землетрясения 26 декабря 2004 г.». Рой сильных землетрясений локализован в области: 2° — 15° с.ш. и 92° — 98° в.д. Автор проанализировал пространственно-временные связи последовательности афтершоков после основного толчка. Оказывается, сейсмические волны от землетрясения в очаговой зоне способны инициировать здесь афтершоки в виде последовательности цепочек пространственно связанных событий, жестко детерминированных по времени моментами прохождения сейсмических волн через очаги готовящихся землетрясений. Последовательности связанных землетрясений очаговой зоны могут содержать от единиц до десятков событий, разделенных короткими интервалами времени, необходимыми для накопления энергии в готовящихся очагах новых землетрясений. Для полученных последовательных цепочек пространственно связанных

афтершоков построены: корреляционная функция, годограф и распределение событий по типам сейсмических волн. Активизация данной очаговой зоны в Индийском океане привела к инициированию других очаговых зон по всему земному шару. Удаленные землетрясения способны поддерживать сейсмический процесс в очаговой зоне в течение длительного времени, инициируя своими сейсмическими волнами новые афтершоки. При этом наблюдается миграция всплесков сейсмической активности между удаленными очаговыми зонами с постепенным уменьшением числа сильных землетрясений.

В докладе **Ю.Л.Ребецкого и А.В.Маринина** (ИФЗ РАН, Москва) «*Закономерности поля современных напряжений в области подготовки Суматринского землетрясения 2004 г.*» рассмотрены вопросы подготовки Суматринского землетрясения. Выполнена реконструкция напряжений, предшествовавших этому землетрясению, определены не только ориентация, но и величины компонент тензора напряжений. По результатам реконструкции установлено, что в месте начального «вспарывания» очага Суматринского землетрясения тип напряженного состояния соответствовал субдукционной обстановке с погружением оси максимального девиаторного сжатия под Индо-Австралийскую океаническую плиту. По мере продвижения на северо-запад (Никобарские острова) в земной коре области между океаническим желобом и Западно-Андаманским разломом происходила (и происходит) перестройка поля напряжений к сдвиговому типу с субгоризонтальной (параллельной оси желоба) ориентацией оси максимального девиаторного сжатия. Ближе к Андаманским островам в земной коре наблюдается повторная перестройка поля напряжений с восстановлением прежней ориентации осей максимального сжатия. Полученные данные позволили выполнить интерпретацию развития разрыва в очаге Суматринского землетрясения и связать прерывистость его распространения с юго-востока на северо-запад с приостановкой разрушения перед «вспарыванием» участков земной коры.

В докладе **Л.А.Латыниной и В.К.Милюкова** (ИФЗ РАН, ГАИШ МГУ, Москва) «*О глобальных возмущениях деформации земной коры перед сильнейшими мировыми землетрясениями*» показывается, что огромная энергия, выделяемая при катастрофических землетрясениях, предполагает существование зон ее накопления, простирающихся на сотни и тысячи километров. Установлена группировка землетрясений с $M=6-7$. По-видимому, это справедливо и для сильнейших мировых землетрясений (Чили, Аляска и др.), произошедших в 1952—1965 г. Очаговые зоны подобных землетрясений слишком велики, чтобы концентрироваться в одном тектоническом регионе, область их группирования, по существу, вся Земля. Не исключено, что землетрясение на о.Суматра 26 декабря 2004 г. — первое событие в будущей последовательности подобных событий. Интересно, что глобальные деформации земной коры, предшествующие сильным землетрясениям, регистрируются почти одновременно (или близко последовательно) в удаленных друг от друга точках на земной поверхности. Такие синхронные деформации обнаружены, например, с сентября 2003 г. по май 2004 г. на подземных станциях с помощью лазерных экстензометров в Протвино (Московская область) и Баксане (Кавказ). Аналогичный анализ выполнен также для нескольких месяцев, предшествовавших землетрясению на о.Суматра

(декабрь 2004 г.), где исследовались деформации земной коры перед землетрясением и в удаленный от него период.

В Институте Физики Земли РАН создана модель подготовки очага землетрясений, опирающаяся на особенности деформационно-вещественных преобразований, которые происходят в зоне разломов и с которыми связано возникновение сильных землетрясений, что изложено в докладе **Ю.Л.Ребецкого** «*Новая модель очага землетрясения и параметры, определяющие разные стадии его формирования*». Эта модель включает следующие основные элементы: 1) автодиспергирование горных пород в присутствии флюида и дилатансионное раздробление в зонах локализации сдвиговых деформаций; 2) сверхбыстрый процесс реакции дегидратации сильно диспергированных участков разломов; 3) неоднородность давления флюида вдоль разломных зон, обусловленную разной скоростью дилатансии различных ее участков. Если в разломной зоне не возникает вещественно-структурная перестройка, то низкий уровень энергии, накопленной в упругих деформациях, может существовать достаточно длительное время. Для сейсмогенерирующих участков разломных зон характерно мозаичное строение в виде областей мягких и жестких включений, определяющее случайный характер развития разрушения. Размер участков мягких и жестких включений определяет магнитуду ожидаемого землетрясения. Анализ очаговой зоны Суматринского землетрясения в декабре 2004 г. показал наличие области, вытянутой вдоль линеамента желоба (протяженность ~400 км), классифицируемой как мягкое включение, и сопряженных с ней областей, определяемых как жесткое включение. Одна из этих областей совпадает с началом «вспарывания» разрыва.

Доклад **С.К.Стажило-Алексеева** (НИЦ ГИДГЕО, МПР РФ, Москва) «*О глобальной периодичности и повторяемости землетрясений в планетарном масштабе*» освещает планетарный подход в рассмотрении процессов проявления сейсмичности на Земле. Он позволяет подойти к задачам прогнозирования землетрясений и изучения сейсмичности на земной поверхности как к единой системе в целом. Такой подход выявил интересные глобальные закономерности проявления сейсмичности, которые имеют периодичный и повторяющийся характер во времени и пространстве. Прослеживается периодическая «заполняемость» зон активных тектонических нарушений (границы плит, срединно-океанические хребты, горно-складчатые системы и др.) землетрясениями разной силы. Эти события из года в год происходят в одних и тех же областях, как бы постоянно и непрерывно «прорисовывая» тектонически активные зоны. Распределение землетрясений в пространстве (в планетарном масштабе) согласно их очередности по времени имеет геометрический упорядоченный и периодический характер. Если соединить эпицентры землетрясений за любой годовой интервал прямыми линиями, то получится одна и та же объемная картина «геометрической взаимосвязи» землетрясений — в виде «каркаса», вписанного в земной шар. Существует также непрерывная глобальная периодическая миграция землетрясений, наблюдается эффект одновременного непрерывного смещения эпицентров землетрясений по системе глобальных тектонических разломов. В силу такой глобальной периодичности и повторяемости проявления землетрясений одним из основных факторов, определяющих характер глобальной сейсмической активности Земли, скорее всего, следует считать космический фактор: это лунно-солнеч-

ные приливные силы, вращение Земли вокруг своей оси, нутации и др. Наряду с существующим характером распределения напряжений—деформаций глубинных горных пород земной коры этот космический фактор определяет «сценарий» глобальной динамики сейсмичности на ближайшее будущее. Другими словами создается возможность проследить развитие землетрясения во времени, т.е. определять временной прогноз.

Значительное число докладов посвящено традиционным методам исследований и прогнозу землетрясений. Интересные результаты приведены в докладе **Н.А.Санниковой, О.А.Усольцевой и др.** (Институт динамики геосфер РАН, Москва; Институт геофизики СО РАН, Новосибирск) «*Пространственное распределение аномалий скоростей в районе Чуйского землетрясения 27 сентября 2003 г.*». Эпицентральная зона Чуйского землетрясения расположена в южной части Алтая в районе сочленения блоков Северо-Чуйского хребта, Чуйской и Купайской межгорных впадин и разделяющего их Чаган-Узунского приподнятого блока. Наблюдаемые здесь землетрясения явно тяготеют к блокораздельным разрывным структурам. Проведенное дешифрирование линеаментов по космическим снимкам показало, что активные блоковые разделы являются как структурами контролирующими локализацию очагов, так и барьерами, ограничивающими очаговые области. На космическом снимке КФА-1000 для района Чаган-Узунского блока и Чуйской долины (зона сочленения) отчетливо дешифрируется линеamentная зона юго-запад—северо-восточного простирания, хорошо прослеживающаяся на глубинах 3—5 км по границе блоков с различными скоростными характеристиками и на глубину до слоя 19—25 км. На северо-востоке Чуйской впадины выделяется линеament северо-запад—юго-восточного простирания, который прослеживается на глубине на уровне слоев 8—19 и 19—25 км. Сохранение значительных различий в скоростях сейсмических волн в приповерхностных блоках до и после Чуйского землетрясения 2003 г. свидетельствует о том, что это землетрясение незначительно сбросило накопленные напряжения и увеличило их в оперяющих структурах. Такая ситуация не исключает новую серию землетрясений в районе Чуйской впадины в ближайшем будущем; она объясняет наблюдаемые в настоящее время афтершоки.

Весьма интересный доклад сделан сотрудниками ИФЗ РАН **А.А.Никоновым, Ф.Ф.Аптикаевым и др.** «*Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 г. как модельное для Восточно-Европейской платформы*». Землетрясение произошло в той части платформы, которая всегда считалась асейсмичной, хотя ранее немецкие геофизики отмечали здесь сейсмичность. Землетрясение состояло из шести ощутимых толчков, зарегистрированных мировой и региональной сейсмической сетью. Магнитуды 1- и 2-го толчков равны 4 и 5 соответственно, что превышает значения прежних инструментальных регистраций землетрясений на Восточно-Европейской платформе. Отличительная особенность события землетрясения — распространение колебаний на обширную территорию вплоть до Швеции и Дании (на запад), Финского залива (на север), Западной Белоруссии (на восток). Дана подробная характеристика этого феноменального события на Восточно-Европейской платформе.

В другом докладе **А.А.Никонова** «*Сильные землетрясения, цунами и цунамигенность в бассейне Каспийского*

моря» развенчивается идея о том, что на Каспии возможны цунами с катастрофическими последствиями при частоте повторения сильных ($M \geq 6,8$) землетрясений в регионе до 20—25 лет и высоте волн до 3—4 м. В 2003—2004 гг. появилась серия публикаций с анализом аномальных возмущений Каспийского моря. Признается, что в бассейне моря можно допустить высоту цунами у берегов в 1—2 м при частоте повторения 1—2 раза в столетие, но не более этого. Реально опасными на Каспии, с точки зрения возмущений водной среды, могут считаться подводные извержения и внезапные выбросы (фонтанирование) водяных и вообще флюидных струй. Однако ввиду их точечного и линейного, точно фиксированного расположения подводных грязевых вулканов такая опасность предсказуема, локализуема и преодолима.

Общее усиление сейсмичности на рубеже XX и XXI столетий, которое прогнозировалось многими исследователями, в конце 2004 г. (26.12.04) разразилось в Юго-Восточной Азии (Индонезия, о.Суматра) сильнейшим землетрясением ($M > 9$) и последовавшим за ним катастрофическим цунами. Трагические последствия этой природной катастрофы, сравнимой с Лиссабонским землетрясением 1755 г., заставляют всех работающих в области прогноза сейсмической опасности переосмыслить ранее полученные результаты и совместно с представителями других научных дисциплин еще настойчивей и целеустремленней продолжать научный поиск, чему и посвящен доклад **Л.Н.Солодилова** (ВНИИгеофизика) «*О проекте программы сейсмической безопасности России*». Автор согласен с предложением Президента Международной академии геоэкологии **Е.А.Попова**, что в основу программы сейсмической безопасности России следует положить прогноз только сильных землетрясений и создать относительно редкую наблюдательную сеть на территории страны. Такая программа и система ее реализации будут удовлетворять научным подходам практически всех групп исследователей, т.к. предполагается поэтапное создание пунктов наблюдений и поэтапное оснащение их аппаратурой. Каждый создаваемый пункт изначально должен быть укомплектован аппаратурой для функционирования наиболее продвинутой технологий прогноза, основанных на изменении уровня воды (гидрогеодеформационного — ГГД-поля) и сейсмических записей в виде «образа напряженного состояния». Этот комплекс позволит повсеместно на территории России за 3—10 суток оценивать изменения параметров ГГД-поля и отслеживать вариации «образа напряженного состояния», которые могут быть предвестниками землетрясений $M > 7$. Для повышения точности прогноза до суток, часов и минут необходимо привлечение дополнительных методов исследований, изучающих параметры других полей, например, электрических, что можно будет делать на втором и последующих этапах реализации указанной программы. В полном объеме этим требованиям удовлетворяет сейчас Кавминводский полигон. Поскольку будущую программу предлагается назвать «Сейсмическая (сейсмогеодинамическая) безопасность России», то, по-видимому, в нее надо своевременно включить разработку теоретических основ и проверку технологии предотвращения (или снижения энергии) разрушительных землетрясений. В таком комплексном варианте программа позволит на последующих этапах ее реализации спасти и человеческие жизни, и материальные ценности, или же, по крайней мере, снижать материальный ущерб от разрушительных зем-

летрясений. В докладе также приведены предложения по организационным формам осуществления такой программы.

Вопросам геодинамических исследований посвящено 19 докладов. В.А.Бормотов (ИТИГ ДВО РАН, Хабаровск) «*Структура и динамика системы разлома земной коры и верхней мантии области сочленения Тихоокеанско-го и Центрально-Азиатского сейсмических поясов*». Тихоокеанский кольцевой сейсмический пояс сочленяется с субширотным Центрально-Азиатским сейсмическим поясом на юго-востоке и востоке Азии со многими ответвлениями и усложнениями. На юге Дальнего Востока России область сочленения представлена линейными зонами сейсмичности, которые увязываются с разломными зонами земной коры и верхней мантии. Особенность сейсмичности этой области — наличие очагов землетрясений практически от поверхности Земли до глубины 700 км. Изучение разломных зон комплексом сейсмических методов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ и сейсмомотографии показало, что они организованы в систему, связывающую земную кору и верхнюю мантию. Эта система является единой для окраины континента, Японского и Охотского морей. Результаты исследований МТЗ, гравиметрии и магнитометрии подтверждают подобный вывод. Продолжение структурных аномалий в нижнюю мантию доказывает, что энергетическая подпитка сейсмогеодинамической активности идет из нижней мантии и внешнего ядра.

В докладе **А.В.Зубовича и др.** (Научная станция РАН, Бишкек) «*О возможном сценарии внутриконтинентального горообразования (на примере Тянь-Шаня) с позиций данных космической геодезии*» приведены результаты интерпретации многолетних GPS-наблюдений в Тянь-Шане и окружающих регионах. Неоспорим тот факт, что горообразование Гималае-Тибетской горной системы произошло в результате Индо-Азиатского коллизийного процесса. Данные GPS-измерений свидетельствуют о деформировании районов к северу от Тибета за счет латерального сокращения коры под воздействием процессов, вызывающих и Индо-Азиатскую коллизию. Эти данные совместно с другими геофизическими исследованиями позволяют предложить сценарий внутриконтинентального горообразования в Центральной Азии. Основным источником тектонических движений предполагается конвективное течение в мантии. В результате низкой вязкости астеносферы и постепенного ответвления части мантийного потока вниз латеральная скорость течения непрерывно затухает, охватывая области значительной протяженности. Движения, вызванные потоком в вышележащей литосфере, не могут повторять мантийное течение из-за своей жесткости. В результате над потоком создается разность тангенциальных скоростей, приводящая к сдвиговым напряжениям и вертикальному расслоению литосферы. Другое проявление этого процесса — изгибание поверхности земной коры и коробление ее на отдельных участках, приводящее к дроблению коры на блоки.

Н.И.Павленкова (ИФЗ РАН, Москва) в докладе «*Ротационно-флюидная гипотеза глобальной тектоники*» отмечает, что сейчас накоплен большой объем экспериментальных данных о структуре земной коры и верхней мантии, которые трудно объяснить с позиций существующих гипотез глобальной геодинамики, например, с позиций плитной тектоники. Показано принципиальное различие в структуре и составе верхней мантии континентов и океа-

нов — наличие корней континентов. Это означает, что континенты не могли перемещаться относительно своих мантийных корней, и, если они двигались, то вместе с этими корнями. В океанах обнаружены большие площади субконтинентальной коры, появление которых не объясняется гипотезой формирования океанов только за счет спрединга. Автор доклада предлагает ротационно-флюидную концепцию образования земной коры и литосферы. В качестве основных источников глобального тектогенеза рассматриваются дегазация Земли и относительное вращение ее отдельных оболочек под воздействием внешних сил. Крупные структуры тектоносферы заложились на стадии формирования планеты Земля, которая постоянно испытывала влияние изменений в системе Солнце—Земля—Луна. Это вызвало движение верхней мантии относительно ядра в среднем и верхнем палеозое, что привело к перемещению континентов из южного полушария в северное. Первичная земная кора отличалась от современной. Основной объем континентальных пород образовался в протерозое за счет неравномерного по площади поступления вещества из мантии с большим содержанием флюидов. На остальных площадях сохранялась первичная кора, на месте которой впоследствии образовались океанические впадины. Ротационно-флюидная гипотеза снимает противоречия плитовой тектоники и объясняет многие другие явления, например, цикличность тектонической активности, связанную с периодическими выбросами флюидов из ядра, и т.д.

Модель формирования Земли и планет земной группы представлена в докладе уральских геофизиков **Ю.В.Хачай и В.Н.Анфилозова** «*Тепловое состояние и дифференциация вещества на стадии аккумуляции Земли*». Основная проблема при разработке моделей формирования Земли связана с необходимостью объяснения механизма образования плотного железного ядра и силикатной мантии. Вещество могло образоваться на стадии аккумуляции планеты из протопланетного облака или в течение дальнейшей геологической истории планеты. О составе и состоянии протопланетного вещества на ранних этапах и характере его дифференциации можно судить по составу и степени метаморфизма вещества метеоритов. Проведено численное моделирование роста протопланет при различных вариантах распределения плотности и температуры в них. Для описания процесса роста планеты использована модель Сафронова. Из полученных результатов следует, что уже при радиусе протопланетного зародыша 250 км и содержании Al_2O_3 4,6%, температура плавления железо-никелевого сплава, который аккумулировался вслед за минеральной ассоциацией, занимающей центральную часть родительского тела, достигается почти на половине радиуса растущей планеты. В то же время внешняя оболочка тела остается твердой. Авторы доклада предлагают принципиально новый механизм дальнейшей аккумуляции планеты, который позволяет объяснить преимущественно раннее формирование ядра и силикатной мантии.

Т.П.Полякова, Н.С.Медведева, Ю.В.Харазова (ИФЗ РАН, Москва) в докладе «*Картирование сейсмического потенциала регионов Евразии с учетом динамики, единства и масштабности сейсмического процесса*», отмечают, что проводимые исследования направлены на решение задач динамического сейсмического районирования, что «продвижение» эпицентров некоторых сильных ($M > 6,8$) землетрясений последних лет (1990—2003 гг.) к северу от

традиционных зон «сосредоточенной» сейсмичности на значительные расстояния (~до 400 км) в районы, где не наблюдались землетрясения подобной силы. Наиболее наглядна последовательность событий 1930—1976—1988—1991 гг., перемещающихся в северном направлении вдоль Ирано-Турецкой границы на Кавказ. На примере регионов Евразии подтвержден тезис: если происходит сильное землетрясение, то область на расстоянии ~400 км от эпицентра становится опасной. По сути, картируется «память» прошлых землетрясений с учетом их взаимосвязи, масштабности и динамики сейсмического процесса в будущем. Таким образом, после реализации сильного землетрясения карты необходимо перестраивать, чтобы обозначить новые возможные места появления событий подобной силы. Тестирование подхода, метода и прогнозных карт на большом фактическом материале сейсмоактивных регионов Евразии не дало «пропусков цели». Все землетрясения за 1976—2003 гг. не противоречат оценкам сейсмического потенциала, сделанным или до событий (в т.ч. последние землетрясения Алтайское и Иранское), или ретроспективно. С учетом новых событий построена карта сейсмического потенциала по данным до 2003 г. включительно.

В.Г.Спунгин, И.Л.Самусев (Институт динамики геосфер РАН, Москва) *«Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений в пределах Восточно-Европейской платформы»*. Сейсмичность — один из наиболее ярких показателей современных геодинамических процессов. Хорошо известна связь сейсмичности и блокового строения земной коры, приуроченность очагов землетрясений к разрывным структурам, связь с рангом разрыва энергетического класса сейсмического события, реализующегося в его пределах и т.д. Авторы на протяжении последних лет изучают современную активность локальных разрывных нарушений и возможности ее оценки по характеристикам естественных импульсных сейсмических микроколебаний. Наблюдения проводятся с помощью мобильной локальной сети из 3—5 сеймопунктов, размещенных на поверхности изучаемого участка с расстоянием 100—300 м между пунктами. Оценивается по микроколебаниям шумового уровня строение и современная активность отдельных зон разрывных нарушений и участков геологической среды площадью до нескольких квадратных километров, глубиной до 0,5—1,0 км; определяется частотный состав, координаты эпицентра и энергия в очаге. За последние 10 лет подобные наблюдения проведены более чем на 40 локальных участках в пределах Фенноскандии, Воронежского кристаллического массива, Московской синеклизы и др. Предполагается, что изучение импульсных микроколебаний обусловлено преимущественно горизонтальными современными движениями геологической среды. Отмечаются связи режима излучения таких колебаний с твердыми лунными приливами, изменениями атмосферного давления и другими явлениями.

Интересный доклад сделан геофизиками из г.Санкт-Петербург **Д.В.Яковлевым и Б.Г.Тарасовым** *«Годовой и суточный циклы геодинамической активности как отражение динамики магнитосферы Земли»*. Показано, что как природные, так и техногенные явления (горные удары, внезапные выбросы) вызываются общими космическими и планетарными факторами: сменой времен года, суток и положением Земли относительно Солнца и Центрального

тела Галактики. Раскрывается физическая природа этих вариаций, обусловленных резонансной структурой Солнечной системы, синхронным режимом колебаний ее составляющих и флуктуациями магнитных полей космоса и магнитосфер Солнца и планет, сопровождающихся их пульсациями и энерготрансформациями. Показана тесная связь сезонных и суточных вариаций сейсмической активности с геомагнитными возмущениями в магнитосфере Земли под влиянием флуктуации скорости солнечного ветра, изменений условий пересоединения силовых линий земной магнитосферы с силовыми линиями межпланетного магнитного поля при смене полярности магнитного поля Солнца по траектории движения Земли. В основе возмущений геомагнитного поля лежат неустойчивости межпланетной плазмы, связанные с разрывами и ударными волнами на фронте плазменных неоднородностей (солитонов), возникающих при вспышках на Солнце и движущихся с огромными скоростями. Зависимость сейсмической активности от положения планет относительно Солнца и центра Галактики открывает перспективу прогноза землетрясений и других стихийных явлений, так как нет ничего более надежного, чем движение планет и положения Солнца и центра Галактики.

В докладе **И.В.Померанцевой, Л.Н.Солодилова и др.** (ГЕОН, Москва) *«Прогноз и выделение в Москве зон возможных природных и техногенных катастроф (еще раз к вопросу о причине разрушения аквапарка «Трансвааль»»* снова рассказывается об изучении глубинного строения и сейсмичности земной коры на территории г.Москва (масштаб 1:100 000) и о детальных работах в Хорошевском районе (масштаб 1:10 000). Эти работы позволили выделить на территории города разломы, геодинамически неустойчивые (и, следовательно, сейсмически опасные) зоны, палеорифтовую структуру и др. Районы города, в которых выделены перечисленные объекты, могут стать районами возможных природных и техногенных катастроф. Зоны глубинных разломов оказывают определяющее влияние на формирование и развитие верхней части осадочного чехла. К этим зонам и, особенно, к их «узлам» приурочены очаги местных землетрясений интенсивностью до 3—5 баллов (по данным 2003 г.). Особенно сильные события, отличающиеся большой длительностью и постепенным увеличением периода колебаний, наблюдались авторами на расстоянии 5,5 км к северу от аквапарка «Трансвааль» в период с 1 по 13 февраля 2004 г. Эти данные были подтверждены материалами флюидодинамического (эманационного) мониторинга на территории г.Москва. Отрицательные максимумы значений эманаций радона и водорода наблюдались 12—14 февраля 2004 г. (момент катастрофы обрушения аквапарка «Трансвааль») и соответствовали максимальной интенсивности сейсмических волн (>4,5 баллов). Процесс разрушения аквапарка можно представить следующим образом: подвигка Русской платформы под Кавказ вызвала серию зарегистрированных авторами деформационных волн разных иерархических уровней с периодами от годовичных и сезонных циклов до периодов в 10—3 мин, которые привели к подвигкам тектонически неустойчивой структуры земной коры в районе Ясенево и образованию здесь волн с периодами 10—1 с. Создавшиеся интенсивные колебания грунтов от этих волн (с 12 по 14 февраля 2004 г.) могли привести к резкому повышению нагрузок на отдельные колонны купольного сооружения аквапарка «Трансвааль», вызвать реологический взрыв од-

ной из этих колонн и обрушение кровли части сооружения.

Вопросам глубинного строения земной коры и верхней мантии посвящено 20 докладов. Геофизики МГУ им. М.В.Ломоносова **А.Г.Гайнанов, А.А.Булычев и др.** в своем докладе «*Геофизические исследования тектоносферы переходной зоны от Азии к Тихому и Индийскому океанам*» привели результаты изучения строения тектоносферы по гравиметрическим (в комплексе с другими геофизическими материалами) данным. Использованы осредненные ($1^\circ \times 1^\circ$, $5^\circ \times 5^\circ$) значения измеренных аномалий силы тяжести, а также данные спутниковой альтиметрии для получения поля высот геоида и гравитационных аномалий. С целью исследования структуры гравитационного поля проведен частотный анализ поля высот геоида и трансформаций как поля высот геоида, так и поля аномалий силы тяжести с предварительным вычислением его в редукции Буге. По зонам градиентов полей аномальных высот геоида, измерениям уровня среднего значения полей и их морфологии исследуемый регион можно разбить на ряд аномальных областей, в целом совпадающих с делением региона по данным сейсмотомографии. Районирование региональных гравитационных полей и высот геоида свидетельствует о глубинности их источников. На основании комплексной интерпретации гравиметрических, сейсмических и других геолого-геофизических данных были составлены разрезы земной коры, литосферы, астеносферы (тектоносферы) по профилям, пересекающим переходные зоны от Азии к Тихому и Индийскому океанам.

Н.А.Горюнов и др. (ОАО «Енисейскгеофизика», Енисейск) представили доклад «*Строение земной коры Восточной Сибири по опорному геофизическому профилю Батолит*». Данный профиль пересекает в субширотном направлении часть Западно-Сибирской плиты, складчатые образования Енисейского тектонического пояса и юго-западную часть Сибирской платформы. Длина профиля 930 км. Отмечены особенности строения блоков земной коры по профилю. Для земной коры региона характерны ее горизонтальная и вертикальная слоистость. В разрезе консолидированной части земной коры выделяются три сейсмологических комплекса: гранитогнейсовый, гранулитогнейсовый и гранулитобазитовый. Они дифференцированы по акустическим свойствам, скоростным характеристикам, плотностям, магнитным и геоэлектрическим параметрам. Определена гипсометрия поверхности Мохоровичича, установлена мощность земной коры, выявлены ее особенности.

Большая группа специалистов из институтов РАН, МГУ им. М.В.Ломоносова и производственных организаций представила доклад **А.В.Самсонова, А.К.Сулейманова и др.** «*Восточно-Воронежская часть Сарматии как палеопротерозойский ороген кордильерского типа*», в котором обоснована новая геодинамическая модель развития восточной части Сарматии в палеопротерозое. Эти данные охватывают главные структурно-формационные зоны раннего докембрия вдоль геотраверса 1-ЕВ: мегаблок КМА, зону развития гнейсов и гранитов донского комплекса, Липецко-Лосевский пояс и Воронцовскую флишевую область. Длина профиля 720 км. Предложена геодинамическая модель формирования Воронежского орогена, которая основывается на аналогии с современной обстановкой образования орогена Каскадных гор западного побережья Северо-Американской плиты. Там в настоящее время про-

исходит полая субдукция молодой и горячей океанической плиты Хуан де Фука.

В докладе **Н.М.Ивановой, И.В.Беляева и др.** (ГНПП «Севморгео», Санкт-Петербург) «*Особенности глубинного строения Баренцево-Карского региона по геофизическим данным*» рассказывается о комплексных геофизических исследованиях ГНПП «Севморгео» в Баренцевом море, которые выполняются с 1995 г. Глубинные сейсмические исследования ГСЗ-ОГТ в комплексе с сейсмоакустическим профилированием, гравиметрическими и магнитными измерениями проводятся по системе региональных опорных профилей 1-АР (п-в Рыбачий — архипелаг Земля Франца-Иосифа), 2-АР (п-в Ямал — о.Новая Земля). В 2003 г. ГНПП «Севморгео» приступило к геофизическим исследованиям на региональном профиле 3-АР, соединяющем Белое море с о.Пионер (архипелаг Северная Земля). Дана характеристика мощности земной коры, приведены особенности глубинного строения региона. В целом Баренцево-Карский регион отличается утонченной континентальной и субконтинентальной земной корой мощностью 37—38 км. В районе о.Новая Земля на северном склоне Балтийского щита мощность коры увеличивается до 40—42 км, что характерно для типично континентальной коры. В рифтогенных структурах развита аномальная кора мощностью 33—36 км. В Северо-Баренцевской впадине на основе комплексной интерпретации сейсмических и гравимагнитных данных установлена линза коромантийной смеси мощностью до 10 км.

А.А.Евграфов, В.И.Вальчак (ОАО «Енисейскгеофизика», Енисейск) «*Строение земной коры и верхней мантии по материалам опорного маршрута Алтай—Северная Земля*». Морфоструктура границы раздела кора—мантия в пределах изучаемой территории в целом полая, с плавными перепадами глубин. Однако наблюдаются резкие перепады глубин на границах отдельных блоков, достигающие амплитуд 4 км и более. Сводовой части Камовского блока и Тычанско-Чуньской зоне поднятий соответствуют выступы мантийного вещества, нижняя часть земной коры характеризуется контрастными отражениями с наличием между ними относительно прозрачной зоны. Такая волновая картина характерна для Юрубчено-Тохомской зоны. В обоих характеризуемых блоках наблюдается резко приподнятое положение границы Мохоровичича и антиклинорное строение данной поверхности. Верхнюю часть консолидированной земной коры Байкитской антеклизы занимают образования гранитогнейсового слоя. Формирование Байкитской антеклизы на платформенном этапе как длительно и однонаправленно развивавшейся положительной структуры связано, в первую очередь, с наличием в его фундаменте легких гранитоидных масс. Именно изостатическое «всплывание» блока, по-видимому, явилось основной стабильно и однонаправленно действующей силой, которая обусловила образование крупной положительной структуры.

На конференции было обращено внимание и на вопросы изучения потенциальных полей. Так, представлены доклады: по *гравиметрии* — 6, *магнитометрии* — 3, *электрометрии и магнитотеллурике* — 15, *сейсморазведке* — 18.

Гравиметрические исследования. Два доклада сделали **В.А.Тулиным, Д.А.Ильинским** (ИФЗ РАН), в которых показаны некоторые результаты исследований в области морской гравиметрии. В одном из них описан датчик мор-

ского гравиметра с магнитной пружиной и стопроцентной отрицательной обратной связью на пробное тело, свободный от таких недостатков как непостоянство смещения нуля-пункта на больших интервалах времени, наличия кросс-каплинг-эффекта и $g\dot{\varphi}^2$ -эффекта, необходимости периодического определения цены деления и наличия нелинейных членов в цене деления, в механическом демпфировании датчика, включения в состав прибора конструктивно с ним связанного аналого-цифрового преобразователя, а также значительные габариты и масса. В качестве датчика использован один из серийных акселерометров, разработанных в НПО АП Роскосмоса с целью навигационного обеспечения. В течение двух с лишним лет в ИФЗ РАН проведены исследования работы акселерометра. Описаны принципиальные схемы датчика и регистрации отсчетов непосредственно на ЭВМ. Исследования показали высокое качество работы прибора, его устойчивость, малое и линейное смещение отсчетов (0,129 мГал/сут.) при средних квадратических колебаниях относительно аппроксимирующей прямой $\pm 0,14$ мГал.

В другом докладе «О степени доверия к морским гравиметрическим картам, построенным по спутниковым данным» приведено сравнение поля, построенного по данным спутниковой альтиметрии и специальной площадной съемки, выполненной с морскими гравиметрами на акватории, примыкающей к о. Кипр по программе «Тетис». Объем наблюдений — 5149 пунктов; полученная карта охватывает площадь 53 тыс. км². Погрешность съемки не превышает ± 2 мГал. Сравнились карты аномалий в свободном воздухе, показана разностная карта измерений Института физики Земли и спутниковыми данными. Обнаружены значительные (десятки миллигал) систематические расхождения; особенно они велики в прибрежной зоне. Даны заключение о недопустимости использования спутниковых данных вблизи берегов и рекомендации по контролю этих карт при их применении в детальных морских геофизических исследованиях.

В докладе **Н.А. Чуйковой, Т.Г. Максимовой** (ГАИШ МГУ, Москва) «Изостатическая неуровновешенность рельефа Земли как источник аномалий плотности и напряжений в коре и верхней мантии Земли». Представлено исследование статистических связей между высотами эквивалентного рельефа и глубинами поверхности мантии для различных регионов Земли, с помощью которого выявлена нелинейность как передачи нагрузки рельефа на мантию, так и обратной передачи, обусловленной архимедовыми силами. Знание функции прямой и обратной регрессии позволило разделить уравнение общего равновесия коры в мантии на два уравнения. Решение этих уравнений дает возможность найти оптимальные глубины компенсации, минимизирующие функционал, зависящий от аномалий плотности и напряжений в коре и верхней мантии. В результате построены карты распределения аномальных масс и напряжений в коре и верхней мантии, выявлены регионы со сходными характеристиками.

В другом докладе **А.Н. Грушинского, П.А. Строева, Е.Д. Корякина** (ГАИШ МГУ и ИФЗ РАН) «Гравитационные модели строения некоторых трансформных разломов приантарктических акваторий и морей, окружающих Гренландию» показано, что в зонах трансформных разломов значения аномалий силы тяжести в редукции Буге над устьями разломов иногда бывают меньше, чем над бортами. Даже там, где такое явление не замечено,

аномалии Буге над устьями и бортами разломов имеют явно пониженные значения по сравнению с аномалиями в океанических котловинах с глубинами того же порядка. Естественно предположить, что в этих зонах возможно некоторое разуплотнение литосферы. Чаще всего оно возникает в результате серпентинизации перидотитов в «третьем» слое океанской коры. Построены гравиметрические карты аномалий в редукциях в свободном воздухе и Буге, а также разрезы земной коры и верхней мантии в районах разломов: Хизена (Тихий океан), Шеклтон и Буве (Атлантический океан), Ян-Майен в районе о. Гренландия.

Магнитометрические исследования. **А.Е. Великанов** (НГИ НЯЦ РК, Алматы, Республика Казахстан) в докладе «О природе магнитного поля Земли и передвижении магнитных и географических полюсов» отметил, что главное магнитное поле Земли можно представить в виде вращающейся неоднородной по слоям сферы (до ядра), намагниченной в целом по оси вращения. При таком представлении магнитные полюса должны совпадать с географическими, но в связи с неоднородностями намагничивания отдельных частей сферы магнитные полюса отклоняются (притягиваются) к ближайшим региональным магнитным аномалиям, которые связаны с интенсивно намагниченными геологическими образованиями. Эти образования могут находиться как на большой глубине, так и выходить на дневную поверхность. Такими аномалиями в настоящее время являются мировые аномалии в районах Северо-Американской и Антарктической платформ. Постоянное (главное) магнитное поле Земли подвергается только вековым изменениям, связанными со скачкообразными перемещениями магнитных полюсов при медленных перемещениях географических полюсов или при изменении оси вращения Земли. Так, северный полюс смещается в среднем на 5—12,5 см/год в сторону Северной Америки от массивной континентальной Евразии. В историческом прошлом северный полюс находился в экваториальной части Тихого океана, а затем переместился через Восточную Сибирь к нынешнему местоположению. Так как природа магнетизма космических тел связана с их вращением вокруг оси, то правильно принять дипольное поле с магнитной осью, совпадающей с осью вращения Земли. В результате анализа планетарных параметров небесных тел, данных палеомагнитных и палеоклиматических исследований в докладе показаны путь и скорость перемещения полюсов Земли. При этом инверсия магнитного поля Земли как аргумент для объяснения остаточной намагниченности пород исключается. Делается вывод о меньшей скорости вращения растущей Земли вокруг своей оси в историческом прошлом.

В.И. Трезубенко, И.С. Чуприна (УГГИ, Госгеолслужба Украины, Киев) представили доклад «Региональная сеть магнитовариационных пунктов Украины: результаты непрерывной синхронной работы в течение пяти лет». Начиная с 1997 г., в Украине выполняются научные исследования по созданию региональной сети стационарных магнитовариационных и магнитотеллурических пунктов. Сеть оснащена специально разработанными высокостабильными магнитовариационными станциями, калибровка которых выполняется в обсерватории Нурмиярви (Финляндия). С 2000 г. в 7 пунктах осуществляется синхронная 3-х компонентная регистрация вариаций магнитного поля Земли с частотой опроса по каждому каналу один раз в секунду. Магнитовариационные пункты размещены в преде-

лах крупных тектонических структур с различной геодинамической активностью. Охарактеризованы полученные материалы, результаты мониторинга свидетельствуют о наличии изменений во времени компонент магнитовариационных матриц, которые имеют форму отдельных бухт, квазисинусоид с различными периодами, линейных трендов. Обоснована их связь с вариациями электропроводности тектоносферы, вызванными изменением ее напряженного состояния.

Магнитотеллурические и электрометрические исследования. В докладе *А.Г.Григоряна* (ИФЗ РАН, Москва) «Аномальные изменения электромагнитной индукции как предвестник подготовки сильных землетрясений» показано, что с целью выявления предвестников сильных землетрясений изучены изменения электромагнитной индукции в земной коре. Исследования проводились на территории Армении в 1986—1993 гг. на трех магнитовариационных станциях. Две станции (Джраздор и Гарни) были расположены в сейсмоактивных районах, а третья (Товуз) установлена в относительно спокойной зоне Армении. Такое расположение пунктов наблюдений дает возможность проводить синхронные измерения вариаций локального геомагнитного поля, которое необходимо, чтобы зафиксировать изменение электромагнитной индукции в земной коре данной территории. Был изучен параметр $N(4)$, который является отношением амплитуд вариаций локального геомагнитного поля внешнего происхождения, измеренных синхронно на разных парах станций. В результате выяснены аномальные изменения электромагнитной индукции, т.е. электропроводности на разных глубинах земной коры и верхней мантии. За период наблюдений на изучаемой территории произошли два крупных землетрясения: Параванское 1986 г. ($M=5,4$) и Спитакское 1988 г. ($M=7,0$). С января 1989 г. параметры поля стремительно возвращались на прежний уровень. Это указывает на то, что: 1) процесс был обратимым; 2) изменения в проводимости среды связаны с геодинамическими процессами. Предполагается, что такие аномальные изменения проводимости в земной коре произошли за счет интенсивной миграции флюидов.

Интересный, но весьма дискуссионный доклад сделан азербайджанскими и московскими геофизиками *И.Д.Ахундовым, М.А.Гусейновым, Л.Н.Солодиловым* «Происхождение нефти и газа в результате ядерного синтеза». Повышенное содержание в подземных водах элементов йода, брома, хлора и других и растворенных ангидридов CO_2 , SO_2 и SO_3 считается одним из признаков нефтегазоносности. Авторы считают, что это и есть первородное вещество для ядерного синтеза нефти и газа. Общими свойствами таких элементов и соединений являются эндотермические реакции с водой, а также возникновение значений функций возбуждения с очень широким максимумом при воздействии на них электромагнитным полем гамма-квантов (т.н. «гигантский резонанс»). Процесс ядерного синтеза нефти и газа начинается с проникновения вод гидрологических осадков, а также водоемов земной поверхности (океаны, моря, озера) в земную кору. Достигая аномалии первородного вещества, вода вступает в бурную химическую экзотермическую реакцию. В зарождающемся очаге первородное вещество и вмещающие породы разогреваются, появляются высокие давления и температуры, что способствует возникновению множества ядерных реакций с небольшими объемами первород-

ного вещества. Так возникает процесс подготовки землетрясения до появления критических условий, образуется поток электронов, создающий магнитную бурю. В присутствии главного магнитного поля Земли формируется локальный магнитный диполь, который в дальнейшем вращается, прецессирует и совершает нутационные колебания, испуская кванты электромагнитного излучения. В результате этих процессов квантовая энергия локального магнитного диполя уменьшается, вращение замедляется до нуля. Данный диполь начинает разрушаться, что сопровождается объемным излучением элементарных частиц и инструментально регистрируется в виде бухтообразной вариации электромагнитного поля. Через несколько часов после окончания процесса разрушения структуры диполя происходят ядерные реакции аннигиляции и синтеза, вызывающие землетрясения. По описанному сценарию возникают практически все полезные ископаемые, в т.ч. нефть и газ. Землетрясения отличаются, в первую очередь, набором ядер первородного вещества, входящих в структуру локального магнитного диполя. Для синтеза нефти — это ядра перечисленных элементов и соединений, для газа — ядра тех же элементов и соединений, кроме йода и брома. На основании длительных наблюдений авторами доклада установлено, что при ядерном синтезе газа время от момента квантового излучения установленного диполя до процесса разрушения структуры этого диполя составляет 3 суток, а при ядерном синтезе нефти этот период времени определяется 45 сутками. Такие два временных интервала — основа стратегии поиска нефти и газа.

Во втором докладе тех же авторов «Фотоядерные реакции при воздействии электромагнитных излучений на парниковые газы» рассмотрены процесс развития Земли, а также Венеры и других планет и эволюции их атмосфер. Главное при их зарождении — наличие углекислого газа. Например, в атмосфере Венеры сейчас содержится CO_2 97% при давлении 10 МПа. Ультрафиолетовые и инфракрасные лучи, идущие от Солнца, поглощаются углекислым газом, образуя трехатомный кислород — озон. Образовавшийся в результате фотоядерной реакции стратосферный озон подвергается воздействию нейтронов и высокоэнергичных протонов, исходящих из очагов будущих землетрясений. В результате такого ядерного взаимодействия образуется вода, выпадающая на планету в виде осадков, и формируется гидросфера планеты. В процессе этих же фотоядерных реакций из угарного газа CO , который находится в атмосфере планеты, образуется планетарный кислород. Эволюции атмосфер планет Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун шли по тому же сценарию, хотя и имели свои особенности. Фотоядерная реакция из молекул метана способствовала образованию молекулы аммиака. Так, по мнению авторов, формировалась метано-аммиачная атмосфера планет-гигантов. О биогенном происхождении газа не может быть и речи. У планет-гигантов не могло быть и сейчас нет биоты.

Большинство докладов по сейсморазведочным работам посвящено разработке новых методов измерений и новых технологий обработки полученных результатов. Так, вопросы регистрации и интерпретации продольных и поперечных волн рассмотрены в докладе *А.Г.Гликмана* (НТФ «Геофизпрогноз», Санкт-Петербург). Обнаруженные новые особенности упругих колебаний позволяют определять мощности слоев пород, а также местонахождение зон тектонических нарушений.

В докладе **И.Л.Гуфельда** (ИФЗ РАН, Москва) «*Иллюзия лабораторного моделирования сейсмического процесса*» показаны результаты исследования, ставящие под сомнение представления о литосфере как континуальной среде с неизменными параметрами. Выделены данные фундаментальной значимости: движение отдельных блоков относительно друг друга при сохранении целостности среды; разномасштабность, несинхронность изменений различных параметров среды, исключающих действия метаморфизма и медленных тектонических деформаций; повторяемость сильных землетрясений в граничных структурах движущихся относительно друг друга блоков и др. На новом уровне ставятся вопросы: как моделировать реальный сейсмический процесс? Нужно ли его моделировать, если мы плохо представляем физику этого процесса? и т.д.

Вопросам изучения стоячих волн в неоднородных литосферных блоках посвящен доклад **В.Л.Ильченко** (Кольский НЦ РАН, Апатиты) «*Волновые аспекты тектонического расслоения литосферы, их роль в геодинами-*

ке и возможном прогнозе землетрясений». Стоячие волны — это колебательный процесс, который в совокупности с полем напряжений может привести к самым разным изменениям, в т.ч. и к катастрофическим последствиям.

В докладе геофизиков Института физики Земли и Института динамики литосфер РАН «*Малоапертурная сейсмическая группа Михнево*» рассказывается о малоапертурной сейсмической группе на геодинамическом полигоне в Михнево (Московская область). Она была создана с целью мониторинга и локализации сейсмических событий на телесеизмических и региональных расстояниях на европейской части территории России. В число задач группы входит также сейсмический мониторинг мегаполиса г.Москва. За две недели, истекшие со времени окончательного ввода группы в эксплуатацию (21 ноября 2004 г.), было зарегистрировано более 100 событий различной природы, в т.ч. более 10 карьерных взрывов, более 40 телесеизмических событий с $M > 5$, включая сильнейшее землетрясение (приведшее к катастрофическому цунами) на о.Суматра (Индонезия, 26 декабря 2004 г.).

Памяти Виктора Андреевича Ярмолюка

В связи с кончиной Виктора Андреевича Ярмолюка — одного из выдающихся геологов России, видного организатора геологоразведочных работ в СССР и за рубежом, заместителя министра геологии СССР, заслуженного геолога РСФСР, лауреата Ленинской премии, редколлегия журнала выражает глубокое соболезнование всем коллегам, его родным и близким, друзьям и ученикам.

Родился Виктор Андреевич 13 февраля 1915 г. на Дальнем Востоке, в поселке Суражевка Свободненского района Амурской области. Родители — переселенцы из Украины. В 1930 г. поступил во Владивостокский геологоразведочный техникум. В 1931 г. отправился в свой первый геологический маршрут на о. Сахалин.

После окончания Владивостокского геологоразведочного техникума в 1933 г. В.А. Ярмолук более 50 лет работал в различных организациях Мингео СССР, пройдя путь от старшего коллектора до заместителя министра.

С 1933 по 1950 гг. Виктор Андреевич изучал геологическое строение и полезные ископаемые ряда труднодоступных районов Дальнего Востока. При его непосредственном участии был найден знаменитый Сихотэ-Алиньский метеорит и исследовалось место его падения.

Открытые под руководством Виктора Андреевича месторождения в России и во многих зарубежных странах стали базой для их экономического развития и являются главными памятниками его многолетних трудов во благо нашей Отчизны и наших зарубежных друзей.

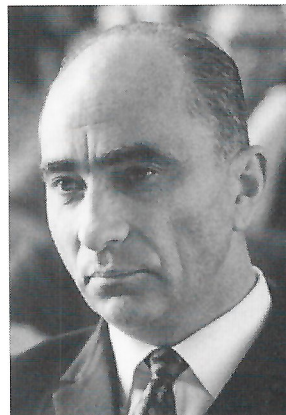
В.А. Ярмолук открыл месторождения Огоджинское (1932 г., каменноугольное, Амурская область), Мухенское (1937 г., минеральные воды, Хабаровский край), Хрустальное и Высокогорское (1940 г., оловорудные, Приморский край).

С именем В.А. Ярмолюка связана организация геологической службы на Камчатке и создание Камчатской геологической экспедиции, которой он руководил в 1950—1954 гг. За этот довольно плодотворный период были покрыты геологической съемкой масштаба 1:1 000 000 многие ранее не изученные районы центра и севера Камчатки, выявлены перспективы коренной и россыпной золотоносности данных районов.

В 1954 г. В.А. Ярмолук был переведен в Дальневосточное геологическое управление и уже через год возглавил его. Под руководством Виктора Андреевича Дальгеология стала одним из ведущих геологических объединений страны, внесшим крупный вклад в создание минерально-сырьевой базы олова, золота, железа, полиметаллов на Дальнем Востоке.

С 1955 по 1965 гг. В.А. Ярмолук опубликовал монографии по геологическим проблемам и полезным ископаемым Дальнего Востока, Северо-Востока и Камчатки. В 1964 г. за открытие дальневосточных оловорудных месторождений В.А. Ярмолук был удостоен Ленинской премии.

В 1965 г. Виктор Андреевич был переведен в центральный аппарат Мингео СССР начальником сводного отдела минеральных ресурсов, а уже в конце 1966 г. назначен заместителем министра геологии СССР, курирующим во- просы минерально-сырье-



вой базы и международного сотрудничества. На этом посту он проработал 20 лет (до 1986 г.). При его непосредственном участии были реализованы многочисленные проекты геологического изучения, поисков и разведки полезных ископаемых Алжира, Монголии, Афганистана, Вьетнама, Ирана, Кубы и многих других стран.

Вклад В.А. Ярмолюка в развитие дружбы и сотрудничества между отечественными и зарубежными геологами поистине неоценим.

Многим в нашей стране и за ее рубежами известны эффективные действия В.А. Ярмолюка по вывозу из Праги в 1968 г. делегатов Международного геологического конгресса во время ввода в Чехословакию войск Варшавского договора; по освобождению советских геологов, захваченных террористами в Мозамбике. Высоко ценилось его внимание к созданию для наших специалистов комфортных условий работы за рубежами Родины.

Виктор Андреевич был предан своей профессии и ее лучшим традициям. Им написаны блестящие повести-хроники о прожитых в геологии годах, деятельности советских геологов, многочисленные публицистические статьи и эссе. В.А. Ярмолук являлся в течение многих лет старейшим (с 1957 г.) членом редколлегии журнала «Отечественная геология». К шестидесятилетию журнала (1993 г.) он опубликовал статью «Нам уже шестьдесят», в которой рассмотрел успехи национальной геологической службы и проблемы, которые возникли в постперестроечный период, и со свойственным ему оптимизмом выразил надежду на «возрождение Российской Геологической службы».

Память о Викторе Андреевиче Ярмолюке — выдающемся геологе и организаторе геологоразведочных работ в десятках стран мира навсегда останется в сердцах людей, составляющих прогрессивное международное геологическое сообщество.

Вечная ему память!

*Коллегия МПР России
Коллегия Роснедра
Члены коллегии Мингео СССР
Редколлегия журнала
Сотратники, друзья и последователи*

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

Ivanov M.M., Golubev A.I., Trofimov N.N. Geochemistry and minerageny of Burakovsky layered intrusive Korifulov Ch.Kh., Plugin D.V., Chernoyarov V.G., Ovsyan- kov M.P., Arsentieva I.V., Scherbakova A.V. «Blackschist»-type gold deposits in the Southern Urals and regularities of their location.	3
Chukova L.P. Prospects of uranium mineral base expansion in south-eastern Kelyabinsk region	13
Trinenko I.S. Age of the old placer, Bolshoi Kuranakh river	22

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY,
GEOCHEMISTRY

Gaslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P. Some geochemical features of fine-grained terrigenous andesian rocks from the western slope of the Central Urals and geodynamic reconstructions	34
--	----

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

Artanyan G.S. Adodrainage system of the Earth and seismicity: monitoring aspects	41
--	----

DISCUSSIONS

Likhachev A.P. Determinative role of water in the Earth's formation and evolution	53
Repin A.G. Fluid networks	63
Ivanov V.V., Guliyev I.S. Underground mass exchange and transformations: identi- fication and prospects of use	65
Zeilik B.S., Kuzovkov G.N. Problem of platform depression, explosive ring structure formation and space protection of the Earth for life preservation on the planet	78
Bagdasarov Yu.A. «New type» of carbonatite-like rocks and limits of the term «carbonatite»	83
70 th anniversary of Viktor I. Starostin	86
75 th anniversary of Sergei S. Bodarenko	87

CHRONICLE, INFORMATION

Stroyev P.A., Grushinsky A.N. The 7 th geophysical readings named after V.V.Fedynsky	88
In memory of Viktor Andreyevich Yarmolyuk	