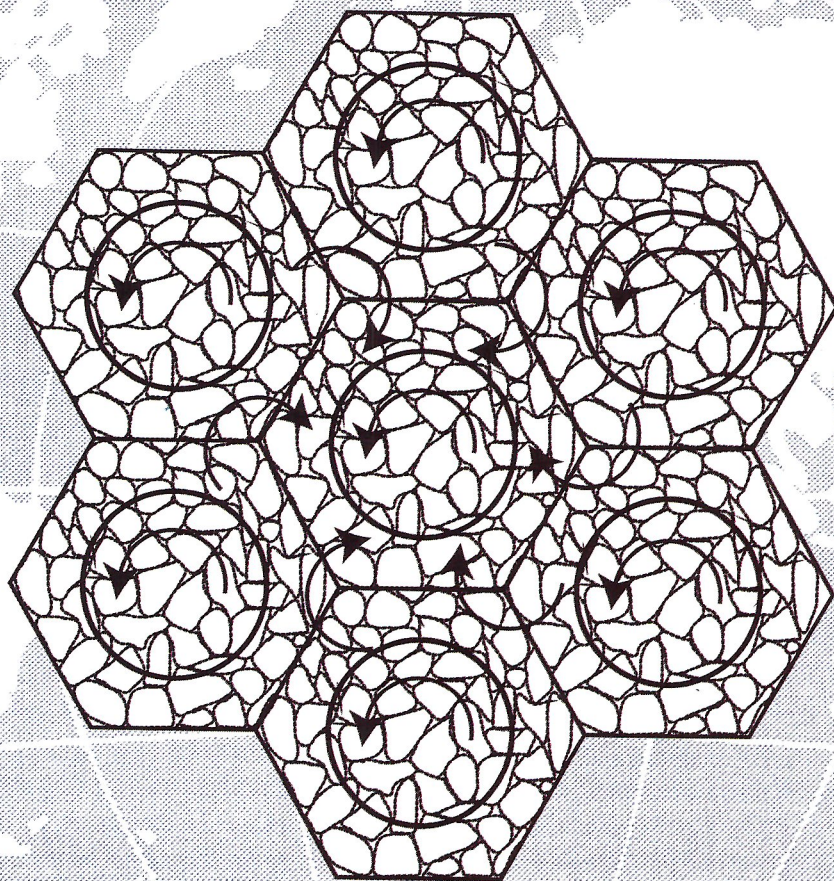


ISSN 0869-7175

Отечественная Геология



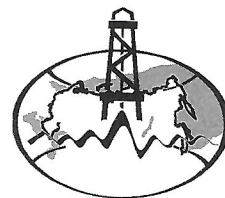
2/2005

ИТОГИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ
НА УГЛЕВОДОРОДНОЕ СЫРЬЕ В 2004 г.

КРУПНЫЕ И СВЕРХКРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МЕДНО-ПОРФИРОВОГО СЕМЕЙСТВА

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/2005

Учредители:
Министерство природных
ресурсов РФ
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*, *В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

Садовник П.В.

Основные итоги геологоразведочных работ на углеводородное сырье и подземные воды в 2004 г. и задачи на 2005 год

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Седых А.К.

Некоторые основополагающие аспекты углегенеза рифтогенных структур

Павлов А.В.

Угленосность, качество и ресурсы бурых углей Земли Франца-Иосифа

Черевко Н.К., Ковалева О.В.

Твердые битумы Войского месторождения

Дахнова М.В., Горшков В.И., Ивлев А.А.

Модель генерации и аккумуляции сероводорода в глубокозалегающих карбонатных резервуарах

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Матвеева Е.В., Филиппов В.П., Яблокова С.В., Иванов Н.М., Агибалов О.А., Кондратьев А.В.

Комплексные титаноциркониевые россыпи центральной части Русской платформы — резерв минерально-сырьевой базы золота

Кулешевич Л.В.

Золотоносность Южно-Выгозерского докембрийского зеленокаменного пояса Восточной Карелии

Звездов В.С.

Крупные и сверхкрупные месторождения медно-порфиrowого семейства в ранговых рядах запасов и содержаний ..

Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А.

Михеевское месторождение медно-порфиrowых руд на Южном Урале

3

Конев А.А., Конева М.А.

Генезис апатит-перовскитового и ильменит-титаномагнетитового оруденения в якупирангитах Задоя по данным изучения керна глубокой скважины

57

62

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

9

Щербаков А.С.

Предисловие к книге В.Т.Фролова «Наука геология — философский анализ»

70

14

Фролов В.Т.

Введение. Побудительные мотивы

72

21

Бакулин Ю.И.

Геологическое развитие Земли и геодинамические концепции

73

27

Томсон И.Н.

Океанизация Земли — альтернатива неомобилизму

79

Михалев Ю.М.

Кризис новой глобальной тектоники

81

Блюман Б.А.

Основные концептуальные геодинамические следствия неоднородности Земли

87

Горяинов П.М., Иванюк Г.И.

33

Поможет ли синергетика «теории» тектоники плит?

93

Красный Л.И.

Впечатляющая картина современной геологии

103

38

Мордвинцев О.П.

Строение земной коры вдоль сейсмического профиля КМПВ IV Ромитан—Дарбазатау

109

46

Письмо в редакцию

111

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 21.04.2005. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

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

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Основные итоги геологоразведочных работ на углеводородное сырье и подземные воды в 2004 г. и задачи на 2005 год*

П.В.САДОВНИК

Отечественному нефтегазовому комплексу по-прежнему принадлежит и будет принадлежать ведущая роль в социально-экономическом развитии страны, что в первую очередь отражается в структуре поступлений в консолидированный бюджет Российской Федерации от налога на добычу полезных ископаемых. При общем объеме поступивших средств в 511,1 млрд.руб. доля налогов от добычи углеводородного сырья составила более 96%.

Структура налога на добычу полезных ископаемых в 2004 г. По данным Федеральной налоговой службы России

НДПИ	млрд.руб.	%
Всего	511,1	100
В том числе за добычу:		
нефти	428,6	83,9
газа	58,9	11,5
конденсата	3,6	0,7
других полезных ископаемых	17,4	3,4
общераспространенных полезных ископаемых	1,4	0,3
За добычу полезных ископаемых на условиях соглашений о разделе продукции	1,1	0,2
Распределение:		
в федеральный бюджет	425,0	83,2
в бюджеты субъектов РФ	86,1	16,8

Благополучие нефтегазового комплекса страны определяет надежная сырьевая база, созданная геологами России в основном до 1990 г. Россия занимает первое место в мире по разведанным запасам газа и третье место по запасам нефти. По состоянию на 01.01.2005 г. в разных регионах России открыто 2901 месторождение нефти и газа, при этом лидируют Приволжский и Уральский федеральные округа. Необходимо отметить, что большая часть месторождений в настоящее время находится в распределенном фонде недр — нефтегазовым компаниям передано в пользование запасов нефти 92% и газа 82% (рис. 1).

Структура начальных суммарных ресурсов углеводородов России позволяет высоко оценивать перспективы будущего наращивания запасов по нефти и газу. Россия обладает достаточным потенциалом сырьевой базы, позволяющим обеспечить на многие десятилетия потребности страны в углеводородах при условии эффективного ее использования и воспроизводства.

Казалось бы, каких-либо опасений в этом отношении не должно быть. Однако нашу озабоченность вызывает, прежде всего, складывающаяся на протяжении последних десяти лет ситуация с состоянием разведанных запасов углеводородов, поскольку только они могут обеспечить достижение требуемых уровней добычи, особенно по нефти. Здесь накопилось достаточно много проблем, требующих решения. Назову лишь некоторые из них:

большая часть оставшихся запасов нефти приходится на мелкие месторождения или расположена в отдаленных, труднодоступных и недостаточно обустроенных регионах со сложными горно-геологическими условиями;

из-за недостаточных вложений в геологоразведочные работы сокращаются объемы бурения поисково-разведочных скважин, что соответственно ведет к сокращению приростов разведанных запасов нефти и газа (рис. 2);

получаемые приросты разведанных запасов нефти не обеспечивали даже простого воспроизводства ежегодных объемов добычи (рис. 3);

из-за роста мировых цен уровни добычи нефти уже превзошли показатели даже благоприятного варианта, установленные Энергетической стратегией России, которая была утверждена лишь два года назад. При таких темпах роста добычи следует ожидать, что уже в текущем году она выйдет на уровень, принятый Энергетической стратегией на 2010 г. (рис. 4). Соответственно, разрыв между добычей и приростом запасов еще больше увеличится;

вновь открываемые месторождения существенно меньше по запасам, чем ранее открытые (особенно по сравнению с периодом 1971—1975 гг. — как по Западной Сибири, так и по России в целом — рис. 5). Очевидно, что в этой ситуации объемы прироста запасов требуют адекватного увеличения геологоразведочных работ и финансирования.

Серьезность проблем очевидна. Для их решения требуются значительные общие усилия.

Что сделано Агентством в этом направлении, и что, на наш взгляд, предстоит сделать.

* Изложение доклада на заседании Коллегии Роснедра 22 марта 2005 г.

Последняя оценка ресурсов проводилась в 1993 г., в 2004 г. была продолжена переоценка ресурсов нефти и газа по результатам работ, проведенных за последние 10 лет. Наибольшим ресурсным потенциалом обладают Уральский, Сибирский федеральные округа и шельфы морей, особенно по газу. Переоценку планируется завершить в июне этого года, с тем чтобы ее результаты учесть при формировании планов работ на 2006 г.

Проведена работа по формированию планов на 2005 г. Была закончена эта работа в декабре 2004 г. Впервые за последние годы в феврале начато финансирование переходящих объектов геологоразведочных работ, завершён конкурс по первому блоку конкурсных объектов.

Основные объемы работ в 2005 г. приходятся на территории Сибирского и Уральского федеральных округов. По сравнению с 2004 г. объемы работ в Приволжском федеральном округе снижены на 6%.

Для выбора приоритетных направлений работ на нефть и газ мы планируем приступить к формированию планов работ 2006 г. на 1—2 месяца раньше, беря за основу «Долгосрочную программу геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья», одобренную в ноябре 2004 г. Правительством Российской Федерации, комплексную программу геологического изучения и освоения ресурсов углеводородного сырья Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия), а также результаты переоценки ресурсов углеводородного сырья.

Хочу обратиться к руководителям наших территориальных органов — подойти к этой работе серьезно и с пониманием общей ситуации. Приросты запасов не могут быть получены только за счет федеральных средств. Поэтому следующим важным направлением нашей работы является максимальное привлечение средств недропользователей на поиски и разведку месторождений нефти и газа. В геологоразведочных работах 2004 г. на 1 руб. федеральных средств приходилось около 10 руб. внебюджетных источников (рис. 6). Однако этих объемов недостаточно. Они должны быть увеличены минимум в 2 раза, для чего необходимо создание соответствующих условий.

Одно из важных направлений нашей работы — нормализация обстановки в системе лицензирования пользования недрами в целях значительного расширения распределенного фонда недр путем предоставления новых лицензионных участков в наиболее перспективных районах.

Значительно сокращены сроки утверждения перечней объектов лицензирования, активизирована работа по проведению аукционов, сокращены сроки на их подготовку, особенно после внесения поправок в закон Российской Федерации «О недрах». В результате было проведено 43 аукциона на право пользования недрами. В текущем году мы планируем провести более 270 аукционов. С утверждением порядка рассмотрения заявок, предусмотренного новыми поправками к закону «О недрах», в ближайшее время будет восстановлена работа по выдаче лицензий на бесконкурсной основе для поисков и оценки новых месторождений нефти и газа. Для оперативного решения задач предусматривается расширить полномочия территориальных органов в части лицензирования пользования недрами.

Улучшение ситуации с приростами запасов во многом зависит от того, насколько всеми компаниями выполняются лицензионные условия пользования недрами. Поэтому важной совместной задачей является также усиление контроля и требований к тем компаниям, которые не выполняют лицензионные условия пользования недрами, «замораживают» участки недр. А такие факты выявляются. Только в этом году на основании рекомендаций Комиссии МПР России по рассмотрению вопросов соблюдения условий лицензий на право пользования недрами Агентством направлены уведомления о допущенных нарушениях по 36 участкам недр, подписаны приказы об аннулировании 6 лицензий на пользование недрами (рис. 7, 8).

Полагаю, что улучшить ситуацию в части привлечения средств недропользователей позволит новая редакция законопроекта о недрах, разработка которого практически завершается.

Многие проблемы предстоит решить в текущем году по другим не менее важным направлениям, таким как экспертиза запасов полезных ископаемых, согласование проектных документов на разработку месторождений нефти и газа, научно-методическое сопровождение работ, выполняемых за счет федерального бюджета, формирование системы информационного обеспечения недропользования и др.

Теперь о ситуации с подземными водами. Необходимо отметить, что в целом Россия обладает достаточным ресурсным потенциалом подземных вод. В целом по стране он оценивается в 316 км³/год (870 млн.м³/сут.). Разведано 4662 месторождения с запасами 90 млн.м³/сут.; введено в эксплуатацию 2186 месторождений с добычей 31,2 млн.м³/сут. В целом по России в коммунальном водоснабжении подземные источники составляют 46%; в городах 37%, а в сельских населенных пунктах 83%; в то же время разведанные запасы подземных вод почти в 3 раза превышают ежедневные уровни добычи.

Нам необходимо завершить работу по инвентаризации разведанных месторождений, находящихся в нераспределенном фонде недр, поскольку большая их часть оказалась в сфере застроек, отсутствуют возможности создания зон санитарной охраны и, соответственно, ввода месторождений в эксплуатацию.

Требуется разработать условия и порядок списания разведанных запасов подземных вод, непригодных по объективным причинам к дальнейшему их использованию, а также создать достоверную систему учета реально имеющихся запасов подземных вод.

Следует разработать критерии и порядок отнесения участков недр к местному значению. Решение этой задачи является сегодня особенно актуальным, поскольку в связи с направлением, начиная с 2005 г., налога на добычу полезных ископаемых в федеральный бюджет возникает проблема с источниками финансирования геологоразведочных работ на подземные воды.

В последние годы большая часть работ финансировалась из средств субъектов Российской Федерации; в современной ситуации требуется разграничить полномочия между федеральными органами и органами государственной власти субъектов Российской Федерации в части обеспечения населения запасами подземных вод. Мы полагаем, что федеральные органы власти должны решать задачи по обеспечению подземными водами административных центров субъектов Российской Федерации и крупных городов.

Уважаемые коллеги! Понятно, что решить накопившиеся проблемы по многим направлениям можно только совместными плодотворными усилиями при эффективном взаимодействии всех участников отечественной системы недропользования.

Нефтегазовым компаниям передано в пользование
92% извлекаемых запасов нефти и
82% запасов газа

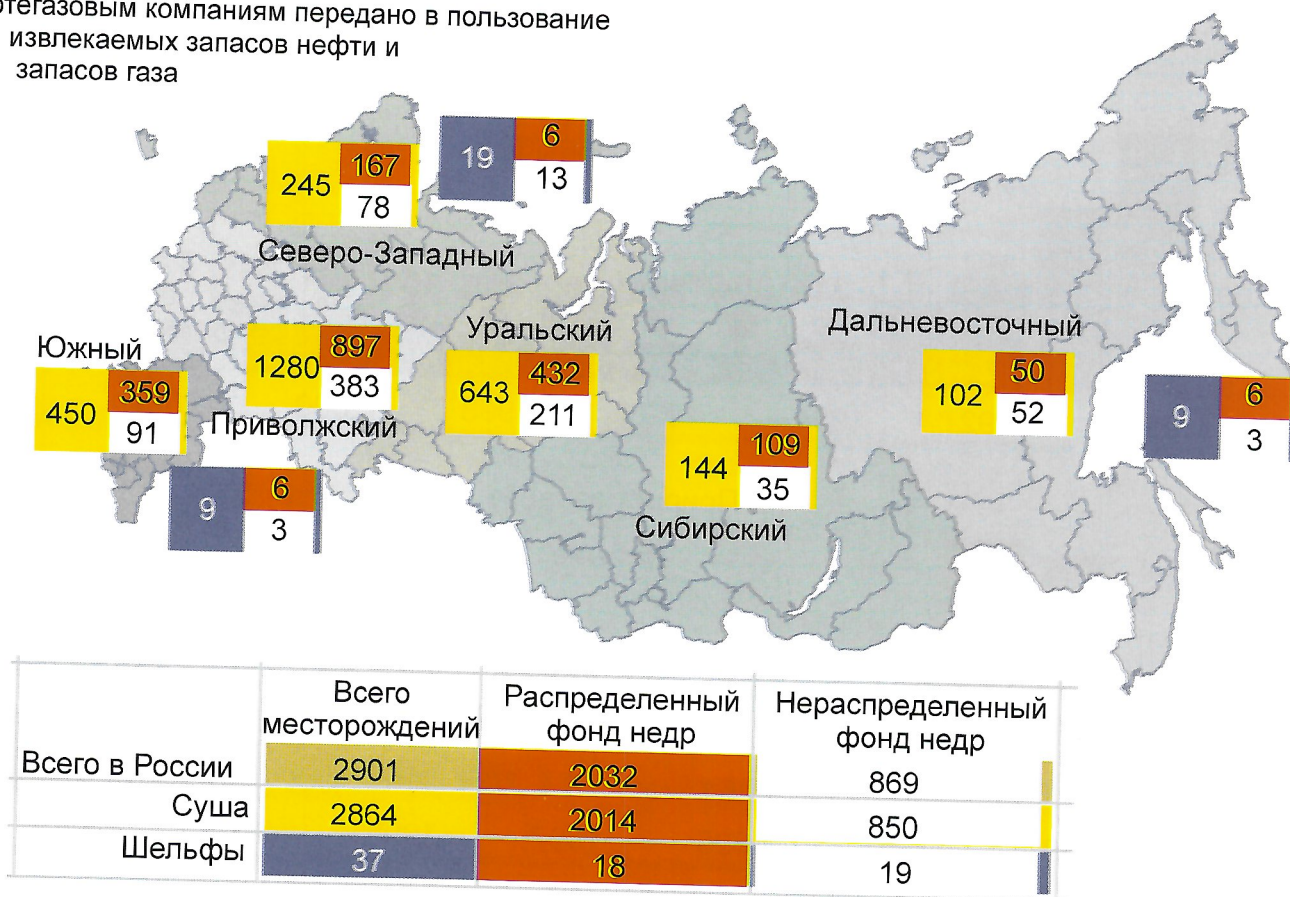


Рис. 1. Распределение месторождений углеводородного сырья на территории Российской Федерации

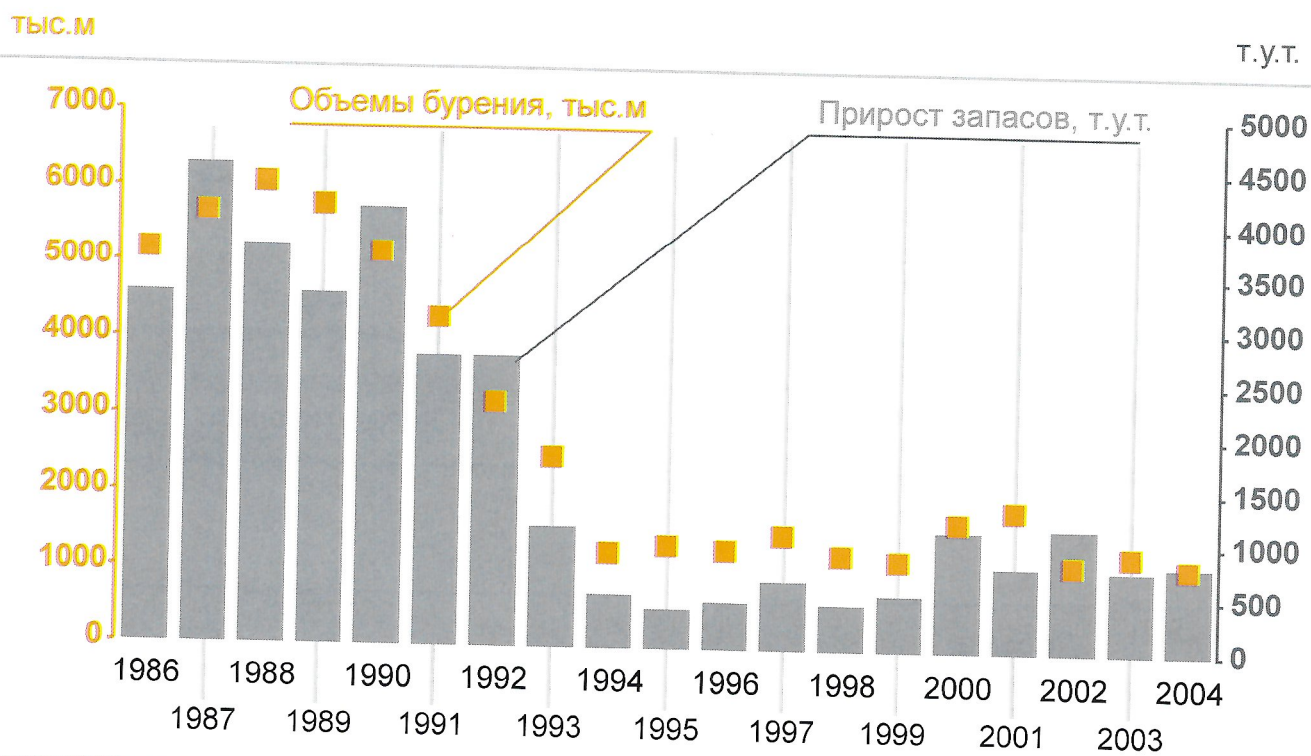


Рис. 2. Динамика объемов глубокого бурения и прироста запасов углеводородного сырья

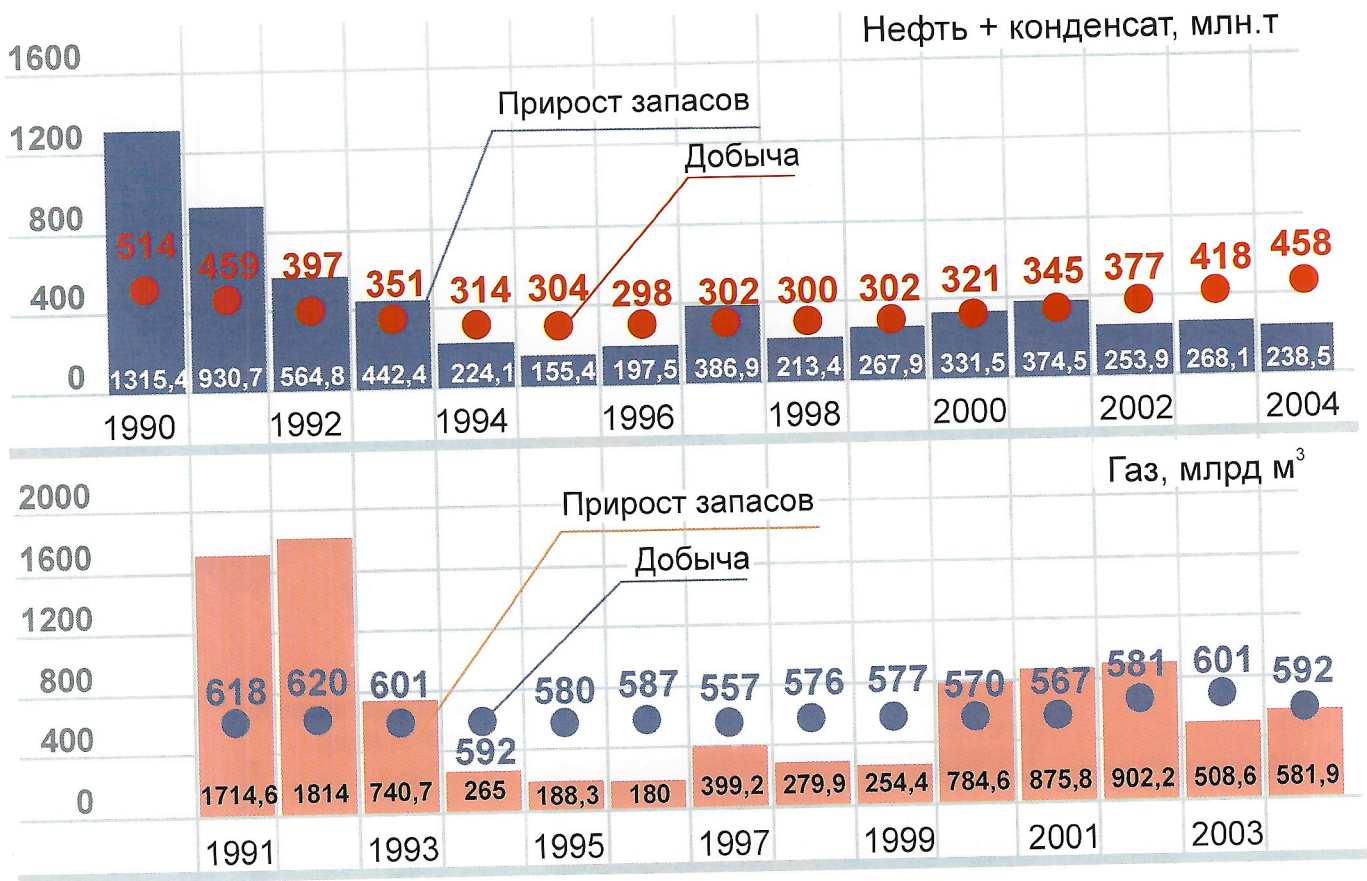


Рис. 3. Динамика прироста запасов и добычи углеводородов

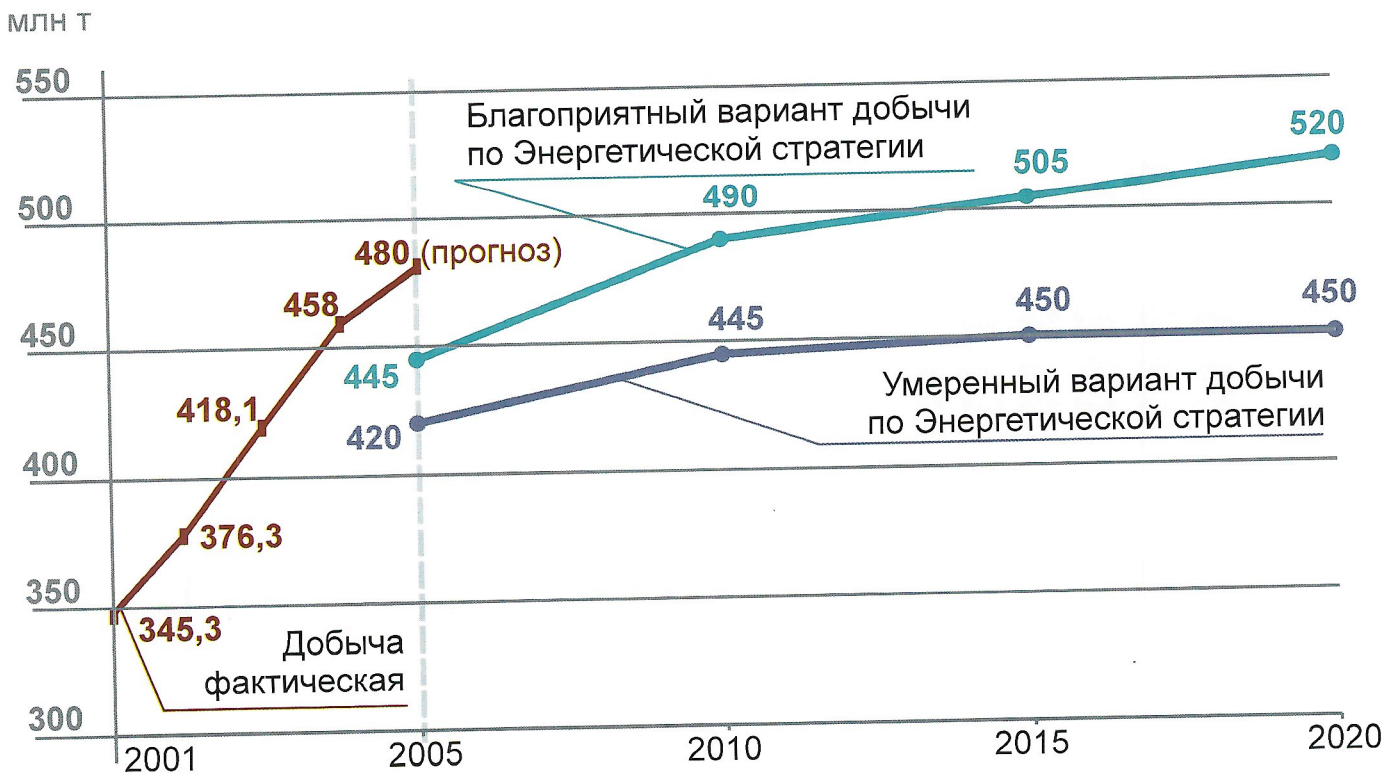


Рис. 4. Динамика добычи нефти и конденсата в сопоставлении с показателями Энергетической стратегии России, принятой в 2003 г.

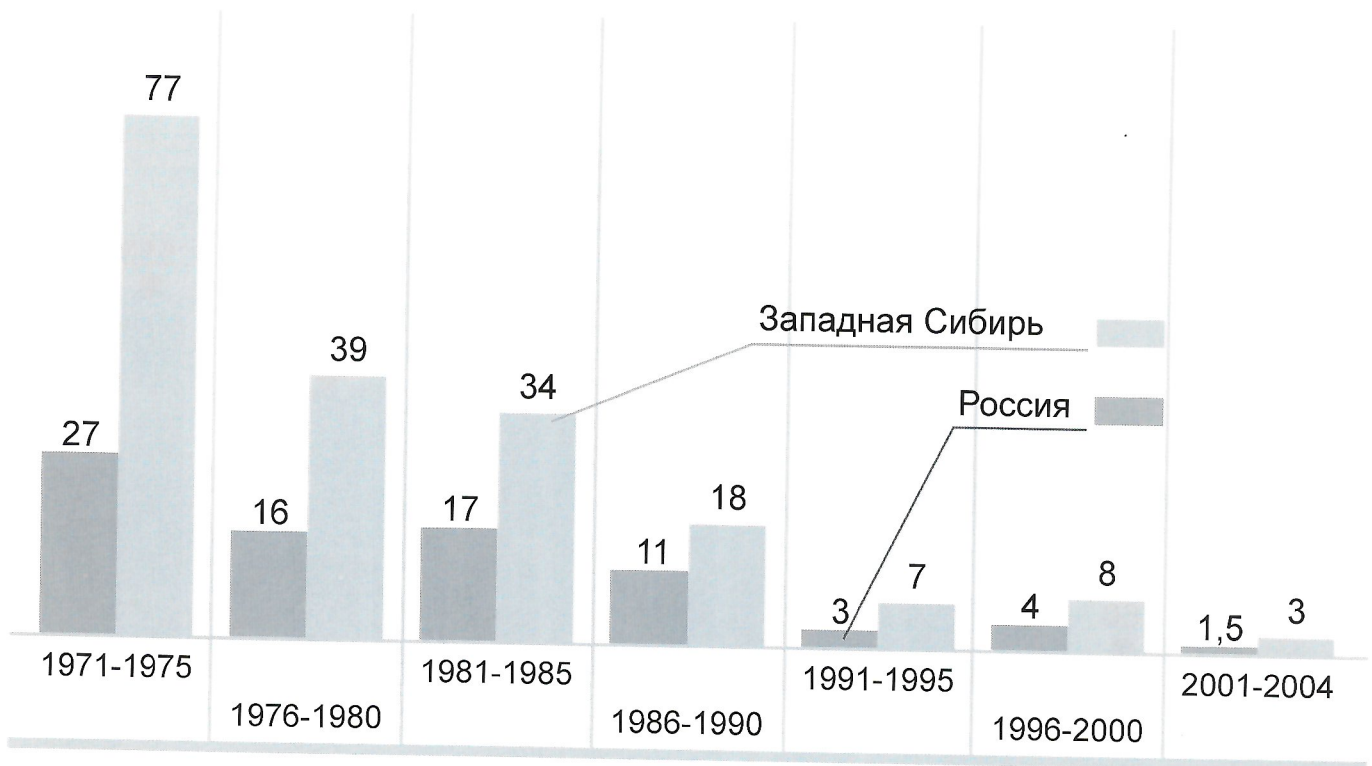


Рис. 5. Динамика средних запасов новых нефтяных месторождений России и Западной Сибири, млн.т

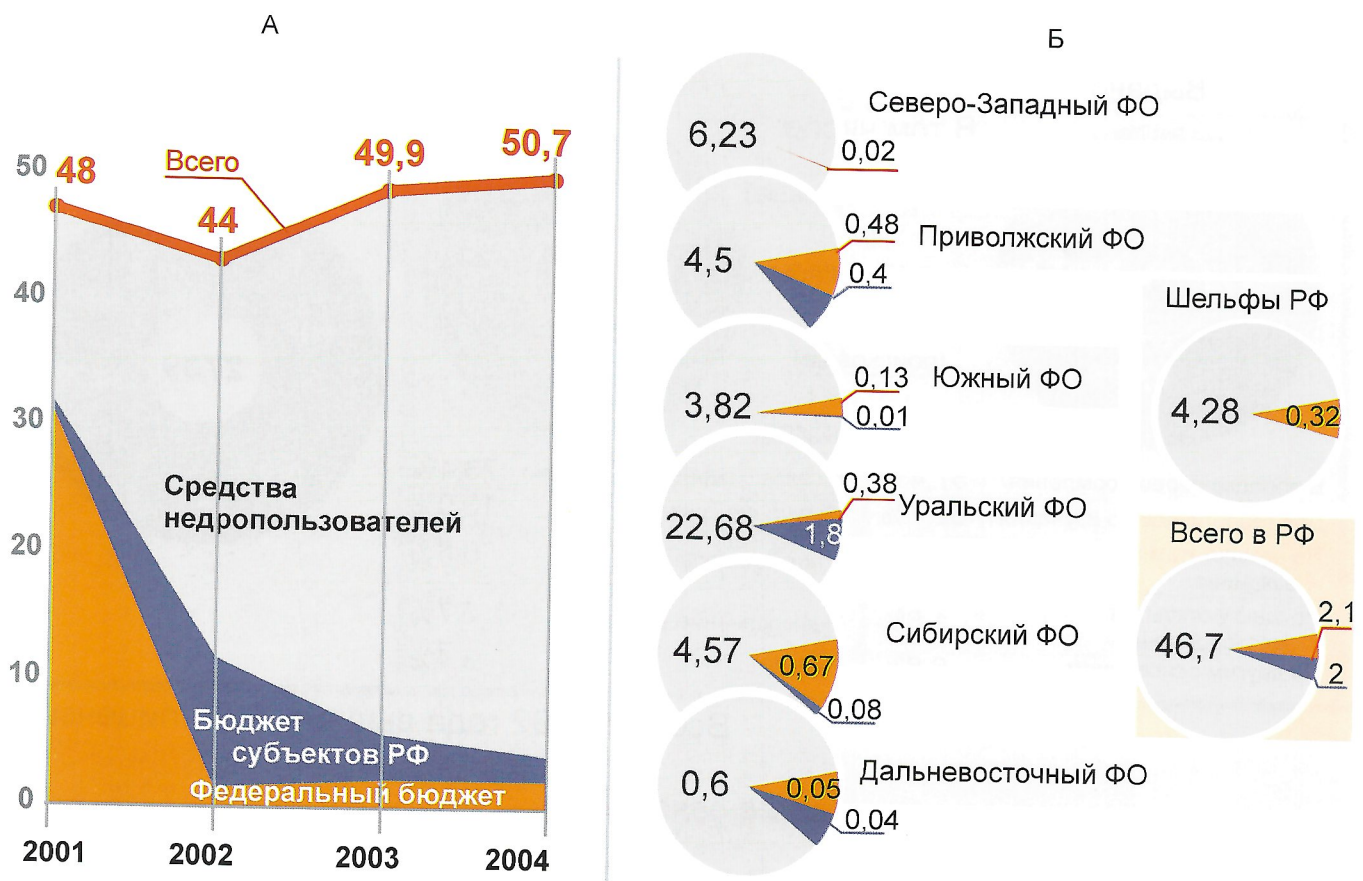


Рис. 6. Динамика объемов финансирования по источникам средств (А) и распределение средств по регионам России в 2004 г. (Б), млрд руб.

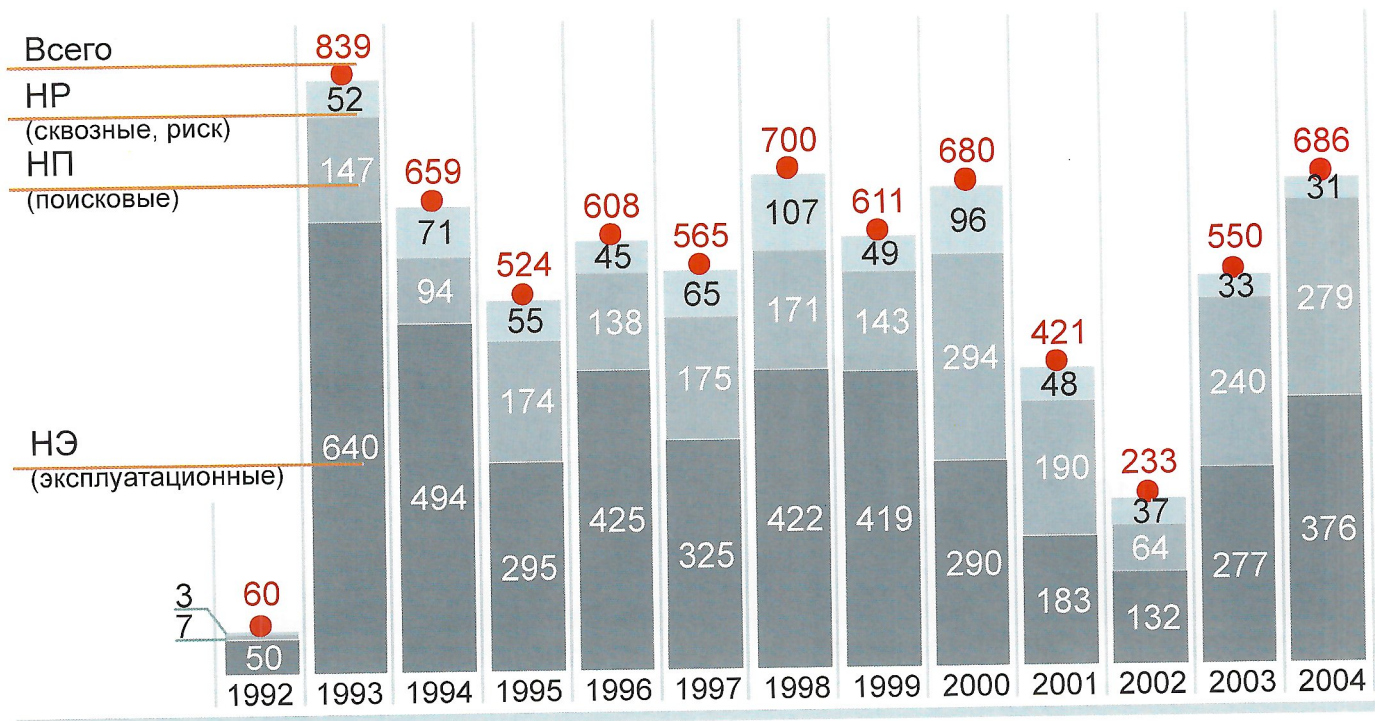
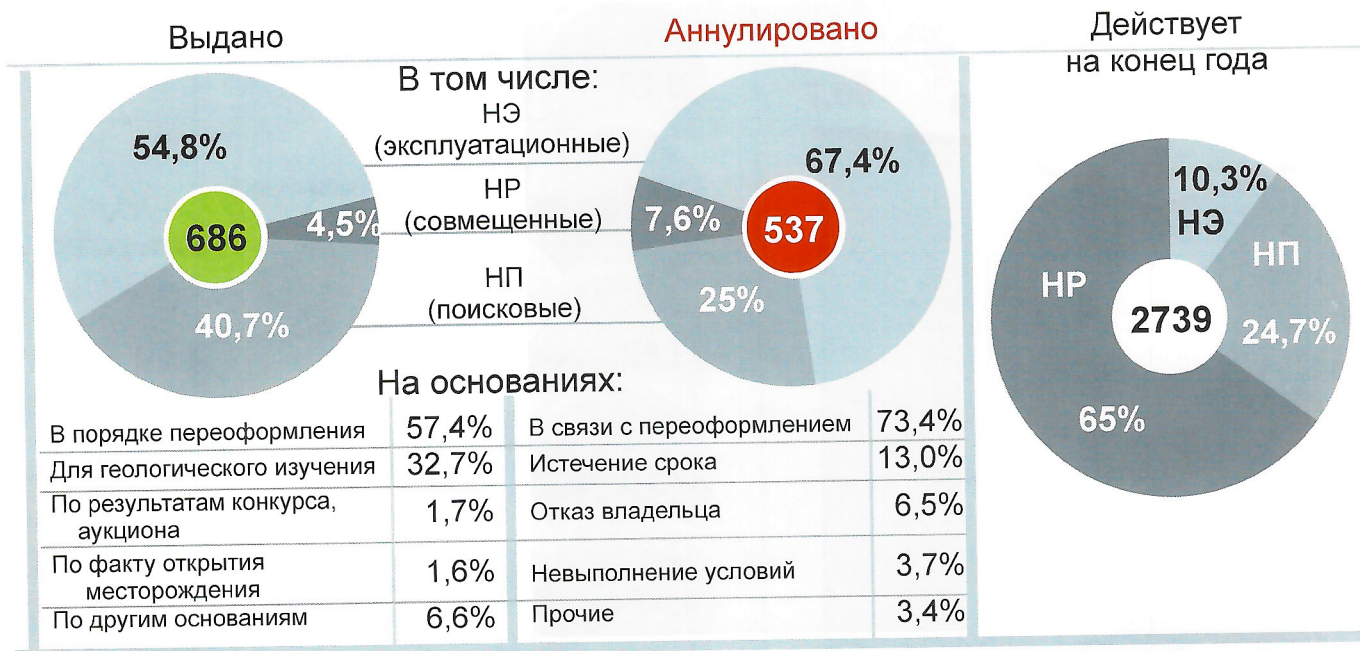


Рис. 7. Динамика выдачи лицензий на углеводородное сырье по видам пользования недрами



Всего с 1992 года выдано 7136 лицензий
 аннулировано 4397 лицензий
 в том числе в связи: с переоформлением 2677 (60,9%)
 с нарушением условий 130 (3%)

Рис. 8. Основные показатели лицензирования пользования недрами на углеводородное сырье в 2004 г.

Некоторые основополагающие аспекты углегенеза* рифтогенных структур

А.К.СЕДЫХ (Дальневосточный государственный технический университет)

Процессы тектоно-магматической и тектоно-термальной активизации земной коры предопределили возникновение рифтогенных структур, фанерозойская история которых, начиная с раннего карбона, в ряде случаев характеризовалась активным торфоуглеобразованием на континентах и их окраинах.

Классический пример подобных угленосных структур ранней стадии активизации — Днепровско-Донецкая впадина, заложение которой произошло в девоне. Представители мелких палеозойских приразломных угленосных впадин известны в Африке и Западной Европе. Во Франции их называют «угольные борозды» — бассейны Деказвиль, Луарский и др. [31]. На юге Чехии к Босковицкой борозде приурочен Росицкий бассейн [10].

Из раннемезозойских рифтогенных структур широко известен Челябинский грабен и ряд сопутствующих ему приразломных впадин восточного склона Урала и Тургайского прогиба. Однако наиболее полно мезозой представлены рифтогенными структурами Восточной Азии юрско-мелового заложения, детально изученными во второй половине XX столетия на территории Российской Федерации (впадины Забайкалья и Южной Якутии).

Кайнозойский этап ознаменовался значительной активизацией рифтогенеза на всех континентах [12]. Угленосные впадины палеоген-неогенового возраста установлены как внутри континентов (Нижнерейнский грабен в Германии, многочисленные впадины Монголии и Китая, впадины Прибайкалья в России), так и на обширной территории континентальных окраин Тихоокеанского подвижного пояса (впадины Северо-Востока, Приморья и Приамурья в России; восточных районов Китая, Северной Кореи и Вьетнама; Новой Зеландии и юго-восточных районов Австралии; западного побережья Южной и Северной Америки).

На территории Российской Федерации наиболее древняя по времени заложения (ранний триас) — угленосная зона развития рифтогенных структур промышленного значения, протягивающаяся в субмеридиональном направлении почти на 1000 км при ширине до 100 км вдоль восточного склона Урала (Челябинская, Буланаш-Елкинская, Богославско-Веселовская и Волчанско-Григорьевская угленосные структуры).

Вдоль южной кромки Сибирской платформы от оз. Байкал на западе до Шантарских островов на востоке почти на 2000 км протягивается еще одна зона субширотного простирания шириной до 500 км, характеризующаяся развитием нескольких этапов активизации: ниже-среднеюрского и нижнемелового с многочисленными приразломными угленосными впадинами Забайкалья и Южной Якутии, а также олигоцен-миоценового с впадинами Байкальской рифтовой зоны, а также Верхнезейской и Удской структурами.

Самая молодая (верхний мел—миоцен) и протяженная зона развития рифтогенных структур (4000 км) северо-восточного простирания (30—50°), приуроченная к полосе шириной до 600 км, «прислоняясь» к прибрежной области Евразийского континента, совпадает с внешней западной частью северного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. Внутри этой зоны наиболее изучены отдельные впадины верхнемелового бассейна р. Аркагалы на северо-востоке России; позднепалеоцен-эоценовые Приморья, Приамурья и Чукотки; олигоцен-миоценовые Сахалина, Приморья и Приамурья (см. рисунок).

Позитивный процесс промышленного торфоуглеобразования обычно принято связывать с двумя основополагающими предпосылками — климатическими и тектоническими. При формировании рифтогенных структур типа приразломных впадин этот процесс приобретает некоторые специфические черты.

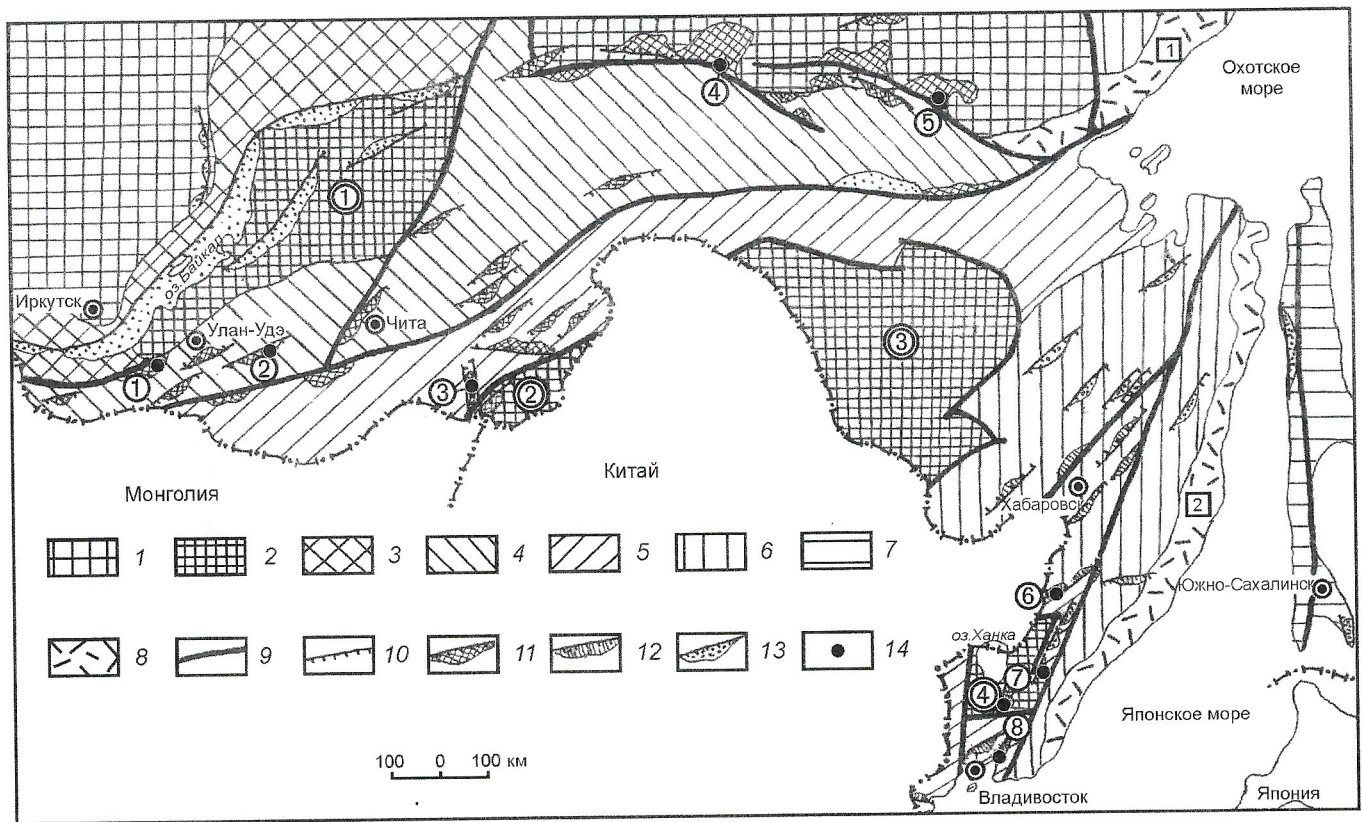
Хорошо известно, что основной исходный материал для образования углей — высшие растения, начало расцвета которых относится к концу девона. Данный вывод исключает перспективность всех более древних осадочных толщ на поиски месторождений ископаемого угля. Это подтверждается практикой последних десятилетий. Основной причиной обильного произрастания таких растений принято считать климатические условия с наиболее благоприятным жарким влажным или умеренно влажным климатом. Всегда ли только климат определял высокий уровень концентрации растительного опада?

Благоприятное влияние глубинных тепловых и вещественных ресурсов Земли на жизнедеятельность придонных организмов установлено наблюдениями в различных тектонически активных зонах дна морей и океанов. Наибольшей продуктивностью при этом характеризуются рифтогенные структуры, включая континенты с приразломными угленосными впадинами.

П.Робер все осадочные бассейны, связанные с зонами растяжения земной коры и активными проявлениями магматизма, объединил в гипертермальный тип. Для него установлены высокие средние значения теплового потока (более 80 мВт/м²) и геотермического градиента (от 40 до 200°С/км) [29] при средних показателях для типичных угольных бассейнов соответственно 60 мВт/м² и 28—33°С/км [3]. Конкретно для Чульманской впадины Южно-Якутского бассейна среднее значение теплового потока оценивается в 52 мВт/м² [13], а геотермический градиент в Верхнерейнской долине до 100°С/км [20]. Понятие термотектогенез [15], включающее палеосейсмические энергетические системы — каналы теплопереноса, связанные с восходящими потоками по наиболее проницаемым тектоническим зонам, в равной степени относится и к рассматриваемым угленосным структурам.

Тепловой поток в областях активизации воздействует не только на процессы, происходящие с растительной органи-

* Углегенез — термин, заимствованный из работы [1].



Тектоническая схема расположения основных рифтогенных угленосных структур Забайкалья и юга Дальнего Востока [2, 21, 25]:

1 — Сибирская платформа; 2 — срединные массивы (цифры в двойных кружках): 1 — Баргузино-Витимский, 2 — Аргунский, 3 — Буреинский, 4 — Ханкайский; геосинклиналино-складчатые области: 3 — байкальская, 4 — преимущественно протерозойская гетерогенная, 5 — палеозойская, 6 — мезозойская, 7 — кайнозойская незавершенная; 8 — позднемезозойские вулканические пояса (цифры в прямоугольниках): 1 — Охотско-Чукотский, 2 — Восточно-Сихотэалинский; 9 — зоны глубинных разломов; 10 — разломы рифтогенных угленосных структур; рифтогенные угленосные структуры: 11 — юрско-меловые, 12 — палеоцен-эоценовые, 13 — олигоцен-миоценовые; 14 — основные ресурсопределяющие месторождения (цифры в кружках): 1 — Гусиноозерское (энергетические бурые угли группы ЗБ и каменные марки Д), 2 — Тарбагатайское (энергетические и металлоносные бурые угли группы ЗБ и переходные к каменным марки Д), 3 — Харанорское (энергетические бурые угли группы ЗБ), 4 — Нерюнгринское (коксующиеся и энергетические каменные угли марок К и СС), 5 — Эльгинское (коксующиеся и металлоносные каменные угли марки Ж), 6 — Бикинское (энергетические и металлоносные бурые угли групп 2Б и 3Б), 7 — Павловское (энергетические и металлоносные бурые угли группы 2Б), 8 — Шкотовское (энергетические и металлоносные бурые угли групп 2Б и 3Б)

кой при торфоугленакоплении, но и на углеобразующую растительность. Примеры гигантизма современной растительности хорошо известны в Восточно-Азиатском регионе, где широко проявлены вулкано-тектонические процессы [5]. Типичным представителем, характеризующим сочетание тепловых и вещественных ресурсов в виде обильной пирокластики, является Эльгинское месторождение с мощными угольными пластами, приуроченными к Токинской приразломной впадине Южно-Якутского бассейна [6]. Отмеченные тепловые воздействия способствуют и более интенсивному последующему преобразованию органического вещества в содержащих их осадках [26].

По-видимому, повышенные поступления доз тепла из зон разломов, периодические выбросы пеплов при вулканических извержениях, циркуляция по разломам подземных вод, обогащенных микроэлементами, стимулируют рост растений и их местный гигантизм. Это приводит к существованию в течение длительного времени своеобразных оазисов в границах депрессионных просянок, что способствует накоплению значительных масс растительного опада. Следова-

тельно, в образовании угольных месторождений областей активизации значительную роль играли глубинные ресурсы Земли. Климатический фактор торфоугленакопления должен корректироваться для рассматриваемых структур за счет позитивного воздействия эндогенных процессов с длительным существованием локальных микроклиматических зон [24]. В этом и заключается *первая особенность* углегенеза приразломных впадин областей активизации.

Приразломные тектонические и вулкано-тектонические впадины формировались в условиях растяжения земной коры с образованием свободных полостей как вдоль сдвигово-раздвиговых зон, так и в случае чистых раздвигов. При заполнении возникающих депрессионных просянок терригенным и вулканогенным материалом закладываются угле-вмещающие структуры нескольких типов.

При определяющей сдвиговой составляющей зон разломов за счет их кривизны в плане из-за тангенциальных дислокаций происходит чередование узлов растяжения (тектонопара раздвиг—сброс) и сжатия (тектонопара сдвиг—взброс), что было убедительно доказано А.В. Лукьяновым на

основании изучения последствий Гоби-Алтайского землетрясения Монголии в 1957 г. [9]. При этом установлено постоянство вектора горизонтального перемещения на всем протяжении вскрывавшегося при землетрясении разлома, достигающего в длину нескольких сотен километров. Сохранилась постоянная и величина горизонтального перемещения (до 8 м) при неустойчивых колебаниях вертикальных разного знака (до 1 м). Вследствие криволинейной морфологии сдвига на его разных отрезках возникали разнотипные структуры сжатия и растяжения, находящиеся в динамическом единстве и переходящие друг в друга. Там, где горизонтальные движения образовывали зоны сжатия, они частично преобразованы в вертикальные в виде уступов. При этом крылья разлома вдавливались друг в друга, образуя сдвиги. В местах растяжения возникали *депрессионные просадки типа грабенов*, обусловленные погружением отдельных блоков в образующиеся зияющие полости земной коры. Таких впадин вдоль разлома, достигающих длины нескольких километров при ширине до 1 км (район г. Дулан-Богдо), образовалось много. Крупные впадины несут следы неоднократных погружений. Они заполнены продуктами размыва окружающих пород и весьма чувствительны к любым активным движениям вдоль разлома.

При длительных подвижках вдоль сдвигов могут формироваться глубокие впадины, достигающие значительных размеров. Это в полной мере относится к системе Южно-Якутских мезозойских впадин, в которых угленосная формация, вовлеченная в область сдвиговой тектоники, приобрела черты, отражающие тесную связь с геодинамической обстановкой ее формирования [11]. Мезозойско-кайнозойский рифтогенез, к которому мы относим и рассматриваемые угленосные структуры областей активизации, широко проявился на западной окраине Тихоокеанского подвижного пояса в виде систем грабенообразных впадин. Подобные процессы можно проследить по ряду рифтогенных структур. Например, по материалам изучения сдвиговой системы грабенов Шаньси рифтовой зоны Фэнвей в Китае. Особенности взаиморасположения грабенов, зигзагообразный рисунок их сочленения позволяют считать, что грабены образовались в условиях сочетания меридионального сдвига и горизонтального растяжения (тектонопара сдвиг—раздвиг) [27, 30]. Или на примере кайнозойской депрессии Хуанхуа, являющейся частью Северо-Китайской рифтовой системы, возникшей в условиях растяжения под воздействием сдвига за счет тектоно-термального геодинамического эффекта [28].

Характер образования и состав угленосных формаций, выполняющих присдвиговые впадины, можно рассмотреть на примере хорошо изученных рифтогенных структур Приморья. Здесь выделяется пять основных этапов их формирования: вскрытие, раннее компенсированное прогибание, недокомпенсированное прогибание (максимальное раскрытие), позднее компенсированное прогибание (начало инверсии) и закрытие структуры (инверсия) [17].

При *вскрытии* первоначально образуется узкая протяженная щель и прилегающая к ней просадка в виде шарнироподобно опущенного блока заполняется грубозернистым неотсортированным и слабоокатанным материалом, сносимым с размывающихся бортов и привнесенным в основном временными потоками, устремившимися в образовавшуюся полость. Процесс осадконакопления при этом носит неравномерный и изменчивый характер с максимальной мощностью накапливающихся осадков в наибо-

лее погруженной приразломной части депрессии. Фациальные условия седиментации очень изменчивые и осадки перемежаются склоновыми, пролювиальными, аллювиальными и озерными фациями различной проточности.

В период зарождения структур возможно излияние лав преимущественно основного состава трещинного типа синхронно с осадконакоплением. Подобные образования близки к микститам тектоно-гравитационного или вулканогравитационного типов [8]. Весьма характерны для данного этапа обвальнo-оползневые процессы, связанные с изменением крутизны седиментационного ложа, выраженные в осадках в виде так называемых «текстур взмучивания».

Этап *раннего компенсированного прогибания* характеризуется формированием нижнего угленосного горизонта. При этом в пределах стабильного борта впадин фиксируется зона продуктивной компенсации с развитием фаций застойных и слабопроточных болот — потенциальный район возможного накопления в больших объемах растительной органики с образованием угольной залежи. При направлении к мобильному приразломному борту зона продуктивной компенсации сменяется зоной чередования компенсированного и недокомпенсированного прогибания с расщеплением угольной залежи на несколько пластов и пропластков с преобладанием руслово-пойменных фаций и фаций проточных озер над фациями проточных болот. Непосредственно в приразломной зоне наиболее развиты руслово-пойменные фации, фации пролювия и проточных озер с отсутствием процессов торфоугленакопления. В направлении от стабильного к мобильному бортам формирующихся структур происходит не только расщепление угольных пластов с уменьшением их мощности до полного выклинивания, но и ухудшение качественных показателей углей за счет повышения проточности болот с увеличением общего количества минеральных примесей в торфяниках.

Максимальное раскрытие (недокомпенсированное прогибание) структур характеризуется почти полным прекращением процессов торфоугленакопления, преобладанием озерных условий седиментации с повышенной динамикой среды в приразломных бортах. Образуется монотонная глинистая и песчано-глинистая толща, перекрывающая нижний угленосный горизонт, являющаяся своеобразным экраном и маркирующим репером при корреляции отдельных пачек угленосной формации.

Позднее компенсированное прогибание — начало инверсии, переход через максимум раскрытия структур за счет смены кривизны профиля сдвига на противоположный. В результате смены знака деформаций (растяжение на сжатие) в границах депрессий уменьшается площадь осадконакопления, происходит обмеление бассейнов и смена озерного режима седиментации на руслово-пойменный и озерно-болотный. Возобновляются процессы торфоугленакопления, формируется верхний угленосный горизонт, который нередко теряет присущую для нижнего угленосного горизонта асимметричность с расщеплением угольных пластов. При этом наиболее продуктивная зона компенсированного прогибания, как правило, смещается ближе к центральной части депрессий. Одновременно по их периферии за счет сокращения площади седиментации фиксируются местные размывы.

В целом для рассмотренных четырех этапов формирования угленосной формации в депрессионных просадках при-сдвиговых зон отмечается высокая динамика среды осадко-

накопления, преобладающее развитие русловых и руслово-пойменных фаций вдоль приразломных бортов. Это вполне объяснимо, так как протяженные ослабленные зоны разломов — наиболее уязвимые пути движения поверхностных вод. К ним, как правило, приурочены русла основных водотоков. Поэтому, с одной стороны, приразломные впадины могут являться своего рода «визитной карточкой» предложенного еще в 30-е годы XX столетия третьего (после лимнического и паралического) *потамического типа* торфоугленакопления [23]. С другой стороны, стабильные борты рассматриваемых структур в ряде случаев при формировании нижнего угленосного горизонта — весьма благоприятное место для формирования мощных и сверхмощных угольных залежей (Челябинский грабен на Урале, Чульманская впадина в Якутии, Лузановская и Галенковская впадины в Приморье, Фушуньская впадина в Китае, месторождения Латроб-Вэлли в Австралии и др.).

Заключительный этап *закрытия структур* (инверсия) отражает сугубо геодинамические процессы, происходящие по уже определенному комплексу отложений угленосной формации, выполняющих депрессии. Как правило, среди кайнозойских структур этот этап пока проявлен слабо, однако он широко развит в структурах мезозойского заложения. В результате интенсивного сжатия сбросы и сбросо-сдвиги трансформируются во взбросы, надвиги и даже тектонические покровы (Челябинский грабен, впадины Забайкалья, Южной Якутии и др.). Устанавливается интенсивный размыв бортов сформировавшихся структур, что очень часто приводит к полному или частичному уничтожению делювиального шлейфа краевых частей и угольных залежей стабильных бортов рассматриваемых структур. Иногда в этот процесс вовлекаются и аллохтонные пластины тектонических покровов, демонстрируя сохранившиеся останцы в виде клиппов [16].

Необходимо особо подчеркнуть, что интенсивность и направление вектора максимального сжатия с бортов закрывающихся структур не всегда идентичны. Так, для триасовых впадин Восточного склона Урала амплитуды горизонтальных перемещений составляют в среднем 4—5 км. Однако их максимальные значения, судя по результатам изучения Куллярского покрова в южной части Челябинской впадины, указывают на активные перемещения (до 8—12 км) со стороны некогда стабильного восточного наиболее угленасыщенного борта [16]. Аналогичные явления отмечены и для наложенной впадины, выполненной нижнемеловыми угленосными отложениями, объединенными в Партизанский (Сучанский) бассейн Приморья [21]. Однако для впадин Южной Якутии наиболее интенсивные тектонические дислокации в стадию инверсии отмечены для южных мобильных бортов, контролируемых Алданским разломом. Здесь отложения юрско-меловой угленосной формации перекрыты тектоническим покровом из кристаллических пород докембрия Станового хребта. Величина перемещения аллохтонной пластины оценивается в 15 км на западе, до 60 км в центральной части Южно-Якутского бассейна, а максимальная мощность «козырька» докембрия — в 1—1,5 км. Предполагается, что в настоящее время угленосные структуры прослеживаются фрагментарно, так как в значительной степени перекрыты пластиной аллохтона [7, 14, 22].

Отмечается сложность распознавания типов разрывных дислокаций при ведении наблюдений над бороздами скольжения в зонах разломов. Это проявляется, прежде всего, в многократном повторении таких дислокаций, когда в преде-

лах зоны нарушенных пород можно зафиксировать несколько различных направлений ориентировок борозд скольжения. Как правило, четко просматриваются следы наиболее свежих по времени дислокаций, затушевывающих более древние, что вполне естественно, если брать во внимание многостадийность процесса «вскрытия—закрытия» структур при взаимной связке тектонопар разного знака с учетом основной сдвиговой составляющей для отдельных зон разломов.

При формировании угленосных структур за счет чистых раздвигов развиваются первые три этапа с одним угленосным горизонтом, перекрытым глинистым экраном, отражающим этап максимального раскрытия с недокомпенсированным характером седиментации.

Таким образом, особенности седиментогенеза, углегенеза и тектогенеза приразломных рифтогенных впадин проявляются, прежде всего, в широком распространении потамического типа торфоугленакопления, реальной возможности формирования мощных и сверхмощных угольных залежей в нижних угленосных горизонтах и трансформацией деформаций растяжения в деформации сжатия для присдвиговых структур. В этом *вторая особенность* приразломных угленосных впадин, отражающая своеобразную *геодинамику углегенеза*.

Тектонические и вулканотектонические структуры, обладая высокой проницаемостью как в границах образовавшихся зон разломов, так и на прилегающих к впадинам оперяющих разрывах, аккумулировали не только растительную органику с терригенным и иногда вулканогенным материалом, но и пропускали через себя рудоносные флюиды, поступающие из мантии. Флюиды, поднимаясь по ослабленным тектоническим зонам, сорбировались растительной органикой, формируя в ряде случаев промышленные залежи и пласты металлоносных углей и углистых пород. Этому во многом способствуют глинистые экраны, перекрывающие угленосные горизонты и образовавшиеся в условиях максимального раскрытия структур. Они обеспечивают существование локальных «закрытых» систем, внутри которых происходит многократное восполнение и перераспределение рудоносного материала с формированием промышленных концентраций редких и редкоземельных элементов. Возникают своеобразные месторождения стратиформного типа, из которых в настоящее время наибольший интерес представляют германий-угольные объекты [18]. Установлена достаточно четкая зависимость между характером металлоносности углей и общей металлогенической специализацией провинций, в которых они развиты [4]. Так, Вознесенский рудный узел на юге Приморья хорошо известен интенсивными процессами грейзенизации по карбонатным породам с многочисленными проявлениями и месторождениями цветных, редких и редкоземельных элементов и флюорита. Примыкающее к этому рудному узлу с юга Павловское буроугольное месторождение представлено рядом приразломных впадин олигоцен-миоценового заложения, в угленосном чехле которых разведано германий-угольное месторождение, отмечены промышленные концентрации вольфрама, олова, бериллия, благородных металлов и редкоземельных элементов [19]. Лермонтовский рудный узел на севере Приморья с расположенной к югу, вдоль Алчанского разлома, Бикинской угленосной впадиной, насыщенной вдоль северо-западного борта металлоносными углями с редкими и редкоземельными элементами [21].

Металлоносные угли — постоянный спутник большинства приразломных впадин (Тарбагатайская в Забайкалье, Новиковская на Сахалине, Токинская в Южной Якутии, Партизанская в Приморье и др.). В Партизанской впадине в качестве экранирующего элемента выступают тектонические покровы ее деформированного борта. Так, в основании чешуй, сложенных раннепалеозойскими гранитами, перекрывающими нижнемеловую угленосную формацию вдоль юго-восточного борта основной Промышленной площади Партизанского бассейна, в угольных пластах установлены аномальные содержания ряда редких и редкоземельных элементов [21]. В этом проявляется *третья особенность* углегенеза приразломных впадин.

Таким образом, рассмотренные в настоящей статье типы угленосных формаций, выполняющих рифтогенные структуры раздвиговых и сдвигово-раздвиговых зон тектоно-магматической и тектоно-термальной активизации, представляют собой специфические объекты углегенеза. Они способны генерировать не только мощные и сверхмощные угольные залежи, но и металлоносные угли и углистые породы промышленного значения. Комплексное освоение подобных объектов имеет высокую экономическую эффективность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Быкадоров В.С.* Основные закономерности формирования и размещения угольных бассейнов Центральной Сибири. Автореф. дисс.... докт. геол.-минер. наук. — М., 1998.
2. *Геолого-структурная* карта размещения угольных и сланцевых месторождений СССР. М-б 1:5 000 000 / Под ред. Н.И.Погребнова. — Ростов, 1979.
3. *Голицин А.М.* Влияние геотермического режима на качество углей // Геология угольных месторождений. Вып. 1. С. 96—100. — Екатеринбург, 1991.
4. *Денисенко В.К., Лобков В.Л., Гапошин И.Г., Кутырева М.Ф.* Стратиформные редкометалльные месторождения. — Л.: Недра, 1986.
5. *Егоров А.И., Пензин Ю.П.* Угленакопление в кайнофите на Северо-Востоке СССР. — Ростов-на-Дону, 1987.
6. *Желинский В.М., Корнет В.Н.* Мезозойский вулканизм и формирование мощных угольных пластов в Южной Якутии // Геология угольных месторождений. Вып. 5. С. 124—132. — Екатеринбург, 1995.
7. *Кулаков В.В.* Некоторые особенности структуры Южно-Якутского каменноугольного бассейна // Геотектоника. 1982. № 4. С. 36—41.
8. *Леонов М.Г.* Как «приручили» дикий флиш // Природа. 1988. № 9. С. 42—50.
9. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам при современных катастрофических землетрясениях // Активизированные зоны земной коры. Новейшие тектонические движения и сейсмичность (Мат-лы II Всесоюз. совещания, Душанбе). — М.: Недра, 1964. С. 160—171.
10. *Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран. Евразия. — М.: Недра, 1966.
11. *Медведева Л.К.* Особенности эпигенеза юрско-нижнемеловой южноякутской угленосной формации в условиях сдвиговой тектоники // Геология угольных месторождений. Вып. 8. — Екатеринбург, 1998. С. 185—196.
12. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. — М.: Недра, 1983.
13. *Моисеенко У.И.* Температурное поле земной коры территории СССР // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 6. С. 1431—1434.
14. *Павлов Ю.А., Парфенов Л.М.* Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1974.
15. *Павловский Е.В., Глуховский М.З.* Проблемы термотектогенеза // Геотектоника. 1982. № 6. С. 38—52.
16. *Расулов А.Л.* Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала (препринт). — Свердловск, 1982.
17. *Седых А.К.* Основные этапы формирования угленосных формаций в депрессионных просядках зон разломов // Отечественная геология. 1993. № 11. С. 10—14.
18. *Седых А.К.* Гидротермально-осадочные месторождения германия зон активизации и их полевые критерии // Отечественная геология. 2002. № 3. С. 29—34.
19. *Середин В.В.* Редкоземельная минерализация в позднекайнозойских эксплозивных структурах (Ханкайский массив, Приморье) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 403—418.
20. *Стукалова И.Е.* О генетическом положении Южно-Якутского бассейна // Геология угольных месторождений. Вып. 3. — Екатеринбург, 1993. С. 83—87.
21. *Угольная база России.* Т. V. Кн. 1. — М.: Геоинформмарк, 1997.
22. *Угольная база России.* Т. V. Кн. 2. — М.: Геоинформмарк, 1999.
23. *Усов М.А.* Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. — Томск, 1934.
24. *Уткин В.П., Седых А.К.* Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1199—1204.
25. *Череповский В.Ф.* Угольные бассейны региона Байкало-Амурской магистрали. — М.: Недра, 1984.
26. *Allen P.A., Allen J.R.* Basin analysis // Black well scientific publications. London, 1990.
27. *Chang Wen-you and Zhong Jia-you.* On the development of faulture systems in China. Peking, 1977.
28. *Meng Qingren, Wang Zhan, Wang Xiang, Xie Jianmin* Тектонические растяжения, седиментация и магматизм в кайнозойской депрессии Хуанхуа (кит.) // Dizhi limping, Geol Rev. 1993. № 6. P. 535—547.
29. *Robert P.* Historik geotermique et diagenese organique. Bui. Centres Rech. Explor. Prad. Elf-Aquitaine Pan: 1985.
30. *Tapponnier P., Molnar P.* The relationship of the Baikal rift system and Shansi graben to the India Eurasia continental collision // Rifting problems. — Irkutsk, 1975.
31. *Walter P.* Le bassin de Decazville // Bull. Cent. rech. explor. prod. Elf-Aquitaine. 1981. № 2. P. 701—717.

Угленосность, качество и ресурсы бурых углей Земли Франца-Иосифа

А.В.ПАВЛОВ (ВНИИОкеангеология)

Земля Франца-Иосифа расположена в северной части Баренцева моря между 79°61' (о.Ламон)—81°52' (мыс Флигели, о.Рудольфа) с.ш. и 44°54' (мыс Мэри Хармсуорт, о.Земля Александры)—65°25' (мыс Олни, о.Греэм-Белл) в.д. С южной и западной сторон она омывается водами Баренцева моря, восточной — Карского и северной — Северного Ледовитого океана. Архипелаг был открыт в 1873 г. Австро-Венгерской экспедицией и назван в честь императора Австрии и короля Венгрии Франца Иосифа. Протягивается архипелаг на 380 км в широтном и около 240 км в меридиональном направлениях, общая площадь его 18,9 тыс.км². Он характеризуется исключительной раздробленностью. По данным аэрофотосъемки 1952—1953 гг., здесь в общей сложности насчитывалось немногим более 150 островов, а к 1962 г. в результате вытаивания мелких островов их число возросло до 187. Острова отделены друг от друга проливами. Более 85% всей поверхности архипелага покрыто льдом материкового происхождения, поэтому все острова непригодны для заселения. Имеются лишь две полярные станции: на Земле Александры (с аэропортом Нагурское) и на о.Рудольфа. Кроме того, на о.Хейса расположен пос.Дружный геофизической лаборатории Государственного научного центра Российской Федерации Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ ААНИИ). Собщение с материком осуществляется судами (в летнее время, нерегулярно) и авиацией (эпизодически). Радиосвязь с полярными станциями и поселком ГНЦ РФ ААНИИ постоянная, круглосуточная.

Геолого-геофизическая изученность. Геолого-геофизические исследования архипелага осуществлялись с момента его открытия в 1873 г. и продолжают по настоящее время. Он изучался многочисленными иностранными и российскими экспедициями [3—5, 10, 13, А.А.Макарьев, И.В.Школа и др., 1998 г.].

В 1926 г. Земля Франца-Иосифа была объявлена частью территории СССР с включением ее в состав Архангельской области. С этого времени архипелаг стали изучать более интенсивно, и в основном советские исследователи.

После окончания второй мировой войны на Земле Франца-Иосифа была восстановлена деятельность полярных станций на о.Гукера (бухта Тихая) и о.Рудольфа (бухта Теплиц), а в 1952 г. на о.Земля Александры построена новая — Нагурская. Были возобновлены и экспедиционные геологические исследования.

В 1953 г. на всей территории архипелага сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) были проведены мелкомасштабная геологическая съемка и в 1956—1957 гг. — тематические исследования. Материалы этих работ легли в основу составления Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 и объяснительной записки к ней: листы У-Т-38-41 (1957), а также многочисленных публикаций.

В 1967—1968 гг. 5 геологическим управлением на Земле Александры проводились инженерно-геологические работы, отчетные материалы по которым остались неизвестными, за исключением данных по углю, собранных Б.А.Клубовым.

В 1973—1980 гг. на ряде островов архипелага экспедициями НИИГА проводились съемочные и тематические работы, а в 1977—1981 гг. на Земле Франца-Иосифа осуществлялось параметрическое бурение. Были пройдены три скважины: Нагурская (о.Земля Александры), Хейса (о.Хейса) и Северная (о.Греэм-Белл).

Геофизические исследования на архипелаге были начаты в 1962 г. НИИГА с выполнения аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000. В 1967 г. Полярной экспедицией НПО «Севморгеология» проводилась авиадесантная гравиметрическая съемка масштаба 1:1 000 000 как на островной суше, так и прилегающей с запада и востока акватории. В последующие годы геофизические исследования выполнялись только южнее (Баренцево море) и севернее архипелага (Северный Ледовитый океан).

В 1993—1998 гг. Северная геолого-поисковая партия ГП ПМГРЭ проводила геологическую съемку и камеральную обработку всех имеющихся материалов по Земле Франца-Иосифа с целью составления комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000—1:1 000 000 с последующей подготовкой их к изданию новой серии листов Госгеолкарты-1000 этого архипелага и прилегающего шельфа (листы У-38-41). В течение трех полевых сезонов (1993—1995 гг.) было закартировано 1190 км², что составляет 47,6% всей свободной ото льда площади архипелага. В этот же период в восточной части Земли Франца-Иосифа и прилегающей акватории (листы У-40-41) были проведены аэрогеофизические работы масштаба 1:500 000—1:1 000 000, а в акватории, кроме того, — все основные объемы морских комплексных геолого-геофизических исследований. В 1997 г. из-за отсутствия средств было принято решение о завершении работ составлением в 1998 г. информационного отчета (А.А.Макарьев, И.В.Школа и др., 1998 г.).

Геологическое строение. Земля Франца-Иосифа находится на северной окраине Баренцевской шельфовой плиты. Толщина земной коры здесь 32—35 км (осадочный чехол 1—8, слои гранитный 7—10 и базальтовый 14—20 км). Фундамент на поверхность не выходит, он вскрыт скважиной Нагурская (о.Земля Александры) в интервале 1895—3204 м [2]. Верхняя часть его (до глубины 2900 м) сложена преимущественно кварцитами и кварцитовидными песчаниками, нижняя — филлитами и кварц-серицитовыми сланцами. Возраст фундамента определен как вендский на основании присутствия проблематичных акридарх. Породы дислоцированы, наблюдаются плейчатые текстуры и зоны трещиноватости, углы падения изменяются от 20 до 75°. В разрезе встречены 14 пластовых интрузий габбро-долеритов суммарной мощностью 350 м.

Осадочный чехол представлен отложениями раннего и позднего карбона, мезозоя и кайнозоя, причем на поверхности обнажены только карнийские и более молодые образования. Ранний карбон (скв.Нагурская, интервал 1740—1895 м) угленосен и сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами, а также 1—2 пластами антрацита, возможно, кондиционной мощности. Возраст пород установлен по многочисленным остаткам листовой флоры. В угленосную

толщу внедрены две пластовые интрузии долерита суммарной мощностью 53 м. Поздний карбон (та же скважина, интервал 1657—1740 м), залегающий с перерывом на угленосных отложениях, представлен органогенными (детритовыми) известняками с большим количеством брахиопод и фораминифер. Мощность его 83 м. В.Д.Дибнер [13] со ссылкой на Р.Кетлица (1898, 1899) указывает на присутствие в основании скал Кука (о.Земля Георга) листоватых битуминозных сланцев с неопределимыми остатками растений и чешуей рыб предположительно позднего палеозоя. Кроме того, по его мнению, угленосные породы раннего карбона могут быть на островах Луиджи, Галля и Циглера. В связи с этим, интересны находки в доннокаменном материале вблизи островов Артура и Рудольфа органогенных известняков, где по данным гравиметрических работ отмечается неглубокое залегание кристаллического фундамента. Известняки позднего карбона со значительным стратиграфическим перерывом перекрываются очень мощной толщей терригенных пород триаса (по геофизическим данным более 4200 м). Так, в скв.Нагурская в интервале 283—1657 м (мощность 1374 м) установлены отложения раннего и среднего триаса с 5 интрузиями долерита суммарной толщиной 67 м. В скважине о.Хейс весь разрез (3344 м) представлен только отложениями среднего и позднего отделов триаса с включением 7 интрузий долерита общей мощностью 274 м. В скв.Северная то же самое: вскрыт только триас — средний и верхний отделы с возможным наличием части нижнего отдела. Мощность триаса здесь вместе с 6 интрузиями долерита (их суммарная толщина 210 м) 3523 м. Юрские отложения изучены только на их выходах на поверхность. Установлены все три отдела. Нижний отдел мощностью 150—220 м сложен кремнисто-кварцевыми песками и песчаниками, алевролитами, реже пелитоморфными известняками с прослоями галечников и конгломератов, проявлениями углей и остатками древесины. Возраст определен по данным спорово-пыльцевого анализа, а также по редким находкам фораминифер. Средний отдел мощностью 110—115 м слагают кварцевые пески и гравелиты, сменяемые сверху глинами и песчано-алевроитовыми породами с прослоями и конкрециями известковистых аргиллитов, аммоноидеями, двустворками и микрофауной. Верхний отдел в основном сложен черными глинами и глинистыми алевритами с алеврит-карбонатными конкрециями, сменяемыми выше по разрезу кварц-полевошпатовыми песками. Характерна многочисленная фауна, в т.ч. аммоноидеи, мощность отдела 130—150 м. Мел представлен морскими, континентальными угленосными и вулканогенными образованиями общей мощностью более 700 м. Берриас и ранний валанжин (100 м) — продолжение позднеюрской толщи, сложены они песками с линзами гравийно-галечниковыми и песчано-карбонатными конкрециями с многочисленной фауной. Поздний валанжин и готерив (более 50 м) представлены переслаиванием песков, алевритов, глин, углистых пород континентального генезиса с включениями линз бурого угля. Возраст определен по спорово-пыльцевым комплексам. Баррем-альбу отвечает мощная (не менее 540 м) толща осадочно-эффузивных пород, состоящая из потоков и покровов базальта, которые отделены друг от друга пачками песчаных, алевритовых и глинистых пород с прослоями и иногда пластами бурых углей. Встречаются обломки древесины, отпечатки листьев и редкие солоноватоводные моллюски. В скв.Нагурская вскрыта нижняя часть осадочно-эффузивной толщи мощностью 283 м. Здесь в разрезе выделено 9 покровов базальта толщиной от 10 до 71 м. Верхний от-

дел мела присутствует, вероятно, лишь на о.Гофмана, где описана пачка песчаников и алевролитов мощностью 35 м с аммонитами сеномана. На этом же острове выявлено (по споропыльце) присутствие пачки смятых плиоценовых песчаников, алевролитов и аргиллитов видимой мощностью 25 м. Четвертичные осадки установлены на свободных от льда участках суши и представлены морскими, ледниковыми и элювиально-делювиальными образованиями плейстоценового, голоценового и современного возрастов. Их мощность составляет несколько метров.

На Земле Франца-Иосифа широко развит платобазальтовый мезозойско-кайнозойский магматизм. Архипелаг входит в состав трансарктического платобазальтового пояса, выделенного более 30 лет назад В.Д.Дибнером и А.В.Зимкиным [13]. Пластовые интрузии мощностью от 20 до 100 м приурочены к некоторым стратиграфическим горизонтам (их больше всего в фундаменте), залегая в них преимущественно согласно. Представлены они оливиновыми и оливинсодержащими долеритами и габбро-долеритами, а также кварцевыми и кварцсодержащими, близкими по химическому составу к толеитовому ряду. Абсолютный возраст этих пород триасово-юрский, меловой и палеогеновый, также широко распространены дайки долеритов. Они в виде гряд простираются на северо-запад, реже — северо-восток на расстояние до 10 км и более при толщине 10—15 м, иногда с мощными локальными раздувами и искривлениями. Установлены переходы от долерита к алевропелитовым туфам, от таких туфов — к агломератовым туфам с обломками оплавленных песчаников и алевролитов.

Формирование тектонической структуры связано с поднятием Земли Франца-Иосифа вследствие мощного подтока магматического материала, в основном в юрско-раннемеловое время, что привело к расколу протерозойского складчатого фундамента на отдельные блоки, способные перемещаться под напором магмы относительно друг друга. Тектонические движения фундамента сказались, естественно, и на образовании структур горизонтально залегающего осадочного чехла. По данным геолого-геофизических исследований (А.А.Макарьев, И.В.Школа и др., 1998), выделяются три главные структуры I порядка: Александровское и Юго-Восточное поднятия и Вильчевская впадина. *Александровское поднятие* оконтурено стратоизогипсами 3—4 км. В наиболее приподнятой части этой структуры глубина фундамента составляет всего 1—2 км. *Юго-Восточное поднятие* оконтурено стратоизогипсой 5 км. В осевой зоне структуры фундамент может подниматься до глубины 2 км. Между этими поднятиями располагается *Вильчевская впадина*. Она оконтуривается стратоизогипсами 5—6 км, глубина же фундамента может достигать здесь 7—8 км. Структуры более высокого порядка представлены различными пликвативными дислокациями платформенного типа (антиклинали и синклинали), а также куполами, валами, мульдами и грабенами, образование которых обусловлено внедрением в осадочные отложения интрузий долеритов и излияниями базальтов. Дизъюнктивы представлены преимущественно разломами северо-восточного направления. Ими определяется и расположение всех трех структур I порядка. Присутствуют также разломы северо-западного и меридионального простираний. Все дизъюнктивные нарушения в основном крутопадающие.

Угленосность на Земле Франца-Иосифа проявлена в отложениях раннего карбона, позднего триаса, ранней

юры и раннего мела. Изученность архипелага в отношении углей очень слабая. В 30-е и 50-е годы XX в. проводились в основном рекогносцировочные работы, и только в последние годы значительная часть архипелага была охвачена геологической съемкой масштаба 1:1 000 000. Поисковые работы на уголь не ставились, и данные по угленосности получены только по выходам угленосных отложений на дневную поверхность, а для кульма и позднего триаса также по результатам бурения параметрических скважин: Нагурская (о. Земля Александры), Хейса (о. Хейс) и Северная (о. Грэм-Белл) [2].

Угленосность отложений нижнего карбона. Полный разрез раннего карбона угленосной толщи установлен в Нагурской скважине; вскрыта она на значительной глубине в интервале 1740—1895 м и представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержит отпечатки растений кульма и вестфала. Более позднее палинологическое исследование А.Ф. Дибнера позволило датировать угленосные слои как визейско-серпуховские, т.е. сугубо кульмские [13]. Угленосная толща включает две пластовые интрузии долеритов суммарной мощностью 53 м. В шламе с глубин 1805—1810, 1830—1835 и 1890—1895 м в изобилии наблюдались обломочки углестого аргиллита и матового полосчатого каменного угля размером 5—7 мм. Все это, а также данные плотностного каротажа, позволяют предполагать наличие в интервале 1890—1895 м не только линз, но и 1—2 пластов угля рабочей мощности. Отражательная способность витринита 3,78—4,99%, что отвечает антрацитовой стадии углефикации. В шламе часто присутствуют обломочки графитизированного угля. Такая высокая углефикация до стадий апокатагенеза и метагенеза, несомненно, вызвана термальным воздействием на уголь долеритовых интрузий, внедрившихся как в угленосную толщу, так и подстилающие породы фундамента. Поскольку по данным бурения отложения кульма залегают на большой глубине, то их наличие на дневной поверхности очень сомнительно. Тем не менее, В.Д. Дибнер в некоторых своих публикациях [6, 13] утверждает о присутствии выходов углей карбона на Земле Георга (скалы Кука), мысах Рихтгофен (о. Луиджи), Тегетхофф (о. Галля) и Вашингтон (о. Циглера). К сожалению, проведенные ГП ПМГРЭ в 1993—1995 гг. геолого-съемочные работы масштаба 1:1 000 000 не затронули эти участки архипелага, но зато в обследованных районах (северные части островов Земля Александры, Земля Георга, Алджер, Хейса, Винер-Нейштатд, Земля Вильчека и Грэм-Белл) самыми древними породами, обнажающимися на поверхности, являются лишь породы позднего триаса. Вероятнее всего, что встречающиеся на Земле Франца-Иосифа каменные угли каменноугольного возраста были завезены на архипелаг первыми экспедициями для отопления палаток и домиков. Например, в марте 1914 г. Н.В. Пинегин (участник экспедиции Г.Я. Седова 1912—1914 гг.) посетил о. Белль, где в домике, построенном Л. Смитом еще в 1880 г., находилось 5—6 банок консервов и 150 кг каменного угля, оставленных здесь, по-видимому, экспедицией Ф.Г. Джексона [1].

Угленосность отложений позднего триаса зафиксирована в скважинах Хейса и Северная. В скв. Нагурская породы этого возраста были эродированы в предмеловое время.

В скв. Хейса проявления каменного угля установлены в интервалах: 1040—1154 м (нижний подъярус карнийского

яруса) — обломочки угля в шламе; 935—977, 656—877 и 405—656 м (все три интервала — верхний подъярус карния) — обломки углестой породы и каменного угля в шламе; 45—405 м (нижний подъярус норийского яруса) — редкие обломочки каменного угля в шламе. Кроме того, частички каменного угля были обнаружены в шламе из самых верхов интервала 1414—1601 м (верхний подъярус ладинского яруса).

В скв. Северная проявления угленосности были отмечены в интервалах: 2071—2895 м (средний триас с тремя интрузиями долерита) — углестой материал, метаморфизованный до графита; 1790—1930 м (карнийский ярус) — сильно метаморфизованный углестой материал; 945—957 и 1412—1419 м (норий-рэт) — прослой (или линзы) угля мощностью 0,2—0,45 м.

Таким образом, в обеих скважинах пластов угля кондиционной мощности не было установлено.

В.Д. Дибнер при рекогносцировочных работах в 50-е годы обнаружил на мысе Гористый (о. Чамп) выходы двух пластов бурого угля рабочей мощности в васильевской свите ($T_3 n-r$). Мощность свиты здесь 200 м; разрез завершается пачкой коричневых песков мощностью 25 м, вблизи кровли которой расположен пласт бурого угля толщиной 1 м. Выше, после перерыва в 55 м обнажен другой пласт бурого угля толщиной 2 м, верхняя часть которого ококована залегающим над ним покровом базальтов раннемеловой осадочно-эффузивной толщи [6]. Несмотря на значительный объем съемочных работ, мыс Гористый пока остается единственным пунктом обнаружения рабочих пластов бурого угля в позднетриасовой васильевской свите. В других местах в этой свите наблюдались лишь маломощные прослои и линзы бурого угля. В связи с этим, вполне можно предположить, что на мысе Гористый самая верхняя часть васильевской свиты с двумя пластами бурого угля может оказаться раннемеловой. Для окончательного решения необходимы, естественно, дополнительные исследования. Следует обратить внимание также на то, что на мысе Гористый верхний 2-метровый пласт угля попадает в перерыв между поздним триасом и ранним мелом и вряд ли он мог здесь уберечься от эрозии в предмеловое время, если обратиться к построениям В.Д. Дибнера.

В 1953 г. В.Д. Дибнер [8, 13] и 1996 г. А.Э. Бек-Иванов (А.А. Макарьев, И.В. Школа, 1998) на п-ове Холмистый о. Грэм-Белл в элювии конгломератов позднего триаса нашли валуны среднедевонских углей. Валуны шарообразной и уплощенно-продолговатой формы, размером до 12—15 см. По данным [8], позднее подтвержденным И.Б. Волковой [А.А. Макарьев, И.В. Школа, 1998], эти угли по внешнему виду, микроструктуре и химическому составу аналогичны углям среднего девона из района р. Барзасс в Кузнецком бассейне, так называемым барзасситам. Исходный материал подобных углей — высшие растения типа псилофитов с сильно развитым слоем кутикулы. Такие угли известны также среди девонских отложений континентального обрамления Баренцева моря: на Тимане, Печорской гряде, кряже Чернышева и Волонгском месторождении [12]. Обломки девонских углей могли попасть на Землю Франца-Иосифа, возможно, с расположенной вблизи суши, на которой в позднетриасовое время подвергались размыву выходы угленосных пород девона с пластами липтобиолитовых и богхедовых углей.

Угленосность отложений ранней и, возможно, поздней юры. По данным А.А. Макарьева, И.В. Школы и др.

(1998), ранняя юра на Земле Франца-Иосифа представлена двумя свитами — нижней тирольской и верхней алджеровской. Тирольская свита сложена покровами базальтов и туфолавами с тонкими прослоями терригенных пород. Мощность ее примерно 130 м. В алджеровской свите в основном преобладают пески и песчаники, включающие прослои алевролитов, линзы гравелитов и углистых пород, местами с прослойками бурого угля толщиной всего 3—5 см. В свите обнаружена фауна двустворок, гастропод и фораминифер. Мощность свиты изменяется от 20 до 160 м. На обследованных в 1993—1995 гг. съемочной партией ГП ПМГРЭ островах Галля и Алджер пласты угля рабочей мощности не установлены.

В материалах В.Д.Дибнера [6, 13] ранней юре отвечает только одна свита — тегетховская мощностью 220 м, литологически подобная выделенной позже А.А.Макарьевым и И.В.Школой алджеровской, но в отличие от последней, возможно, включающая пласты бурого угля, иногда кондиционной мощности. В.Д.Дибнер тегетховскую свиту изучал на островах Белл, Гукера, Мак Клинтока, Галля, Алджер, Беккер. В типовом разрезе тегетховской свиты (мыс Тегетхов, о.Галля) мощностью около 150 м лишь только в одной пачке мощностью 15 м были отмечены мелкие фрагменты угля [13]. В указанной работе отмечается присутствие в тегетховской свите пластов и прослоев бурого угля, но без указания их мощности. В 2001 г. В.Д.Дибнер называет три пункта выходов пластов бурого угля в отложениях ранней юры:

1. *Остров Нортбрук, южная часть мыса Флора*. Здесь, вблизи остатков базы экспедиции Джексона (1899), по данным Ф.Нансена (1897) и работы [9], обнажена пачка песчаников мощностью 20 м, которая включает пласт бурого угля толщиной 0,5—1 м. Над ней залегает слой в 8 м алевролитов с белемнитами и пелелиподами аалена.

2. *Остров Гукера, мыс Седова*. На южной стороне этого мыса в восточном замыкании бухты Тихая, В.Д.Дибнер в 1957 г. наблюдал пласт бурого угля, заключенный в песчаных отложениях непосредственно под базальтовым покровом.

3. *Остров Алджер, мыс Джегудзе*. Здесь, на высоте около 120 м над уровнем моря, в пачке песков, песчаников и конгломератов мощностью 150 м заключен пласт бурого угля толщиной 1 м. Прежде [6] говорилось о пласте угля неизвестной мощности. Следует отметить, что Г.Хорн [14] и Т.Н.Спижарский [11] относили этот пласт к раннемеловой осадочно-эффузивной толще.

В целом, рабочая угленосность тегетховской свиты вызывает такие же сомнения, какие были высказаны по поводу углей раннетриасовой васильевской свиты. И.В.Школа, который в последние годы довольно тщательно занимался анализом всех геологических и геофизических материалов по Земле Франца-Иосифа, также пришел к заключению, что промышленная угленосность на архипелаге может быть связана только с раннемеловой осадочно-эффузивной формацией (армитиджская свита).

В 1960 г. Л.П.Пирожников на о.Бергхауз (очень маленький остров с восточной стороны о.Галля) среди морских глинистых осадков нижеволжского яруса наблюдал горелые породы, на основании чего им сделан вывод: «По-видимому, морские отложения раннего волжского яруса в пределах архипелага Земля Франца-Иосифа являются угленосными» (Докл. АН СССР, 1961, с. 450). Вряд ли с этим утверждением согласятся геологи-угольщики, хотя для полного опровержения необходимо посещение этого острова.

Угленосность отложений раннего мела. На Земле Франца-Иосифа ранний мел представлен осадочно-эффузивной толщей, занимающей значительную площадь архипелага. Эта толща с глубоким размывом залегает на различных горизонтах триаса, юры и неокома. Возраст ее, по последним данным (А.А.Макарьев, И.В.Школа и др., 1998), готерив-альбский. Ранее В.Д.Дибнер [3, 5] подразделял на две свиты — нижнюю бухты тихой и верхнюю солсбери. В настоящее время осадочно-эффузивная толща мощностью до 300 м и подстилающая ее пестроцветная пачка мощностью от 0 до 70 м входят в состав армитиджской свиты (А.А.Макарьев, И.В.Школа и др., 1998 г.). Свита сложена покровами и потоками базальтов толщиной от 3 до 50 м и туфолавами основного состава, чередующимися с пачками мощностью 1—8 м песков и песчаников, туфопесчаников, туфов, алевролитов, углистых аргиллитов, с линзами и пластами бурых углей, иногда кондиционной мощности. В основании осадочно-эффузивной толщи часто присутствуют конгломераты и гравелиты. Характерны листовая флора, шишки, окремненные и углефицированные стволы деревьев; выделены споры и пыльца. Пестроцветная пачка представлена туфами, туффитовыми песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и включает линзы конгломератов, прослои и линзы бурых углей.

Следует обратить внимание на то, что из-за различной устойчивости против выветривания пород осадочно-эффузивной толщи, на площади их развития повсюду обнажены, как правило, одни базальты. Выходы пластов бурого угля, тем более на полную мощность, крайне редки. Поэтому в рекогносцировочный и геологосъемочный этапы работ оказалось невозможным установить общее число пластов бурого угля в разрезе армитиджской свиты. Кроме того, структура выявленных пластов угля, характер пород почвы и кровли большей частью остались неосвоенными. Сейчас стало ясно, что установить характер угленосности осадочно-эффузивной толщи Земли Франца-Иосифа можно только путем бурения поисково-разведочных скважин глубиной до 400—500 м.

В общей сложности за все время геологического изучения Земли Франца-Иосифа выходы пластов бурого угля в раннемеловой, осадочно-эффузивной толще были установлены в следующих пунктах [5, 7, 11, А.А.Макарьев, И.В.Школа и др., 1998] (рис. 1).

1. *Остров Луиджи, мыс Петигакс* — среди осыпей (?) базальтов выявлено три пласта бурого угля мощностью 0,3—0,5 м и один пласт — 1,1 м.

2. *Остров Чамп, мыс Гористый* — пласт бурого угля мощностью 2 м сверху окисован покровом базальтов армитиджской свиты. В.Д.Дибнер этот пласт включил в поздне-триасовую, васильевскую свиту.

На острове Гукера установлено пять пунктов (см. рис. 1) выхода пластов бурого угля.

3. *Мыс Седова*, где под покровом базальта выявлен пласт бурого угля мощностью 0,5 м.

4. *Мыс Медвежий* — между базальтовыми покровами, в известково-алевролитовом аргиллите заключен пласт землистого, матового бурого угля мощностью около 2 м.

5. *Нунатак ТАСС* — между покровами базальтов к пачке базальтовых туфов, глин и углистых глин мощностью 5 м приурочен пласт бурого угля, замещаемый по протяжению углистым аргиллитом; мощность пласта не указана [11].

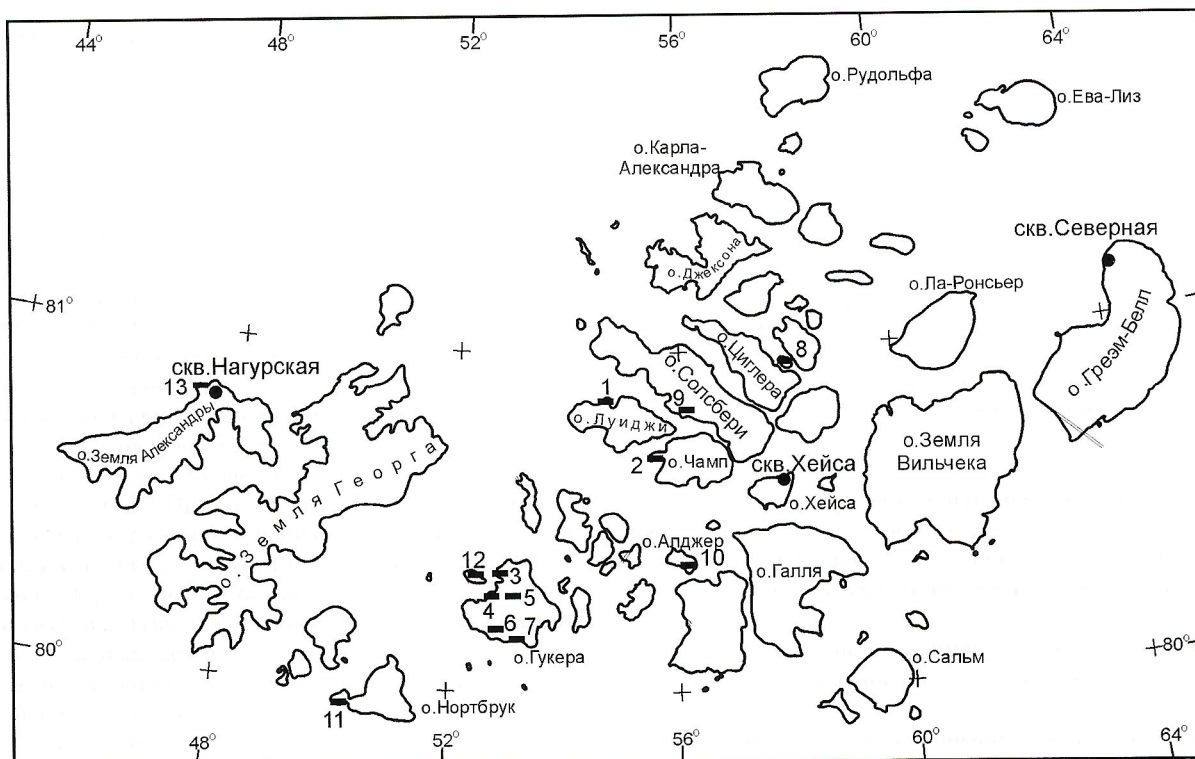


Рис. 1. Проявления угленосности в раннемеловой осадочно-эффузивной армитиджской свите и местоположение параметрических скважин Нагурская, Хейса и Северная. По данным 5; 7; 11; А.А.Макарьева, И.В.Школы и др., 1998 г.:

1 — мыс Петигакс, о.Луиджи; 2 — мыс Гористый, о.Чамп; о.Гукера: 3 — мыс Седова, 4 — мыс Медвежий, 5 — нунатак ТАСС, 6 — нунатак Кирова, 7 — мыс Угольный; 8 — о.Угольная копь; 9 — мыс Кавальи, о.Солсбери; 10 — мыс Дзегудзе, о.Алджер; 11 — мыс Флора, о.Нортбрук; 12 — о.Скотт Келти; 13 — бухта Зверобоев, о.Земля Александры

6. Нунатак Кирова — между покровами базальтов, в пестроцветных глинах заключен пласт бурого угля мощностью 1,5 м; пласт сверху обожжен базальтом [11].

7. Мыс Угольный — между покровами базальтов, в пачке глин мощностью 10 м установлен пласт бурого угля сложного строения мощностью 1,5—3,0 м. Верхняя часть пласта выгорела от пожара [7].

8. Остров Угольная копь — американская экспедиция А.Фиала в 1904 г. обнаружила пласт бурого угля мощностью 0,7 м [В.Д.Дибнер, 2001 г.].

9. Остров Солсбери, мыс Кавальи — известно о выходах двух пластов бурого угля мощностью 0,4 и 1,2 м.

10. Остров Алджер, мыс Дзегудзе — в песчаной толще наблюдался пласт бурого угля видимой мощностью 1 м (В.Д.Дибнер считает, что возраст этого пласта раннеюрский).

11. Остров Нортбрук, мыс Флора — в пачке песчаников заключен пласт бурого угля мощностью 0,5—1 м. Возможен нижнеюрский возраст этого пласта.

12. Остров Скотт-Келти — в делювиальных развалах базальта были найдены обломки сапропелита с отпечатками листьев апт-альбского возраста [6], свидетельствующие о том, что в осадочно-эффузивной толще, кроме гумусовых, присутствуют и сапропелевые угли.

13. Остров Земля Александры — в 1967—1968 гг. Пятым геологическим управлением были проведены инженерно-геологические изыскания на нескольких участках северо-восточного окончания этого острова. На одном из северных участков, непосредственно вдоль бухты Зверобоев было пройдено 13 скважин на уголь. Глубина скважин 10—20 м, две из них были пройдены до глубины 30 и

60 м. Расстояние между скважинами изменялось от 100 до 600 м. В 8 скважинах был вскрыт пласт угля сложного строения мощностью от 1,3 до 7,6 м (рис. 2). Столь изменчивая на коротких расстояниях структура и мощность пласта бурого угля, скорее всего, связаны с уничтожением части торфяника в момент его накопления потоками базальтовой лавы. В 1968 г. этот район острова был обследован Б.А.Клубовым, который в 7 точках наблюдал высыпки крошки бурого угля, а в обнажении 70 описал пласт бурого угля мощностью 0,9—1,3 м с прослоем аргиллита толщиной 0,03 м.

Качество углей Земли Франца-Иосифа изучено очень слабо. Бороздовые пробы угля не отбирались; проанализированы лишь единичные, штучные пробы армитиджской свиты с островов Луиджи, Чамп, Гукера и Солсбери (см. таблицу).

Угли гумусовые, дюреновые и клареновые с переходными между ними разностями, мало-, средне- и высокосольные, малосернистые, бурые (N_g 1,698—1704). На контакте с покровами базальтов, например, на мысе Кавальи (о.Солсбери), уголь может быть изменен до газовой стадии углефикации (N_g 1,830). Кроме того, химически исследовались обломки липтобиолитового угля с о.Скотт-Келти (ранний мел) и валуны среднедевонских липтобиолитовых и богхедовых углей с о.Грэм-Белл. Для этих углей характерно низкое содержание влаги и золы, малая сернистость, высокая теплоотворная способность, значительное содержание водорода и большой выход смолы полукоксования 63,6—65,7% [5, 8].

Ресурсы углей Земли Франца-Иосифа В.Д.Дибнер и И.М.Мигай [5] определили не для всей территории архипелага

лага, а только для угленосных площадей островов Земля Георга, Нортбук, Гукера и Угольная копь. Из-за слабой геологической изученности при подсчете коэффициент достоверности был принят равным 0,1. Оценка произведена до глубины 300 м; прогнозные ресурсы P_3 составили 1164 млн.т. Естественно, что после завершения ГП ПМГРЭ геологической съемки масштаба 1:1 000 000, необходимо будет переосчитать ресурсы бурого угля на всей территории архипелага.

В заключение следует остановиться на пока еще не решенной проблеме образования углей в столь высоких широтах. Хорошо известно, что в континентальном и островном обрамлении Северного Ледовитого океана повсюду развиты угленосные отложения самого разного возраста — от девона до неогена включительно. Это побережье окраинных морей (Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта, Линкольна и Уэддел-

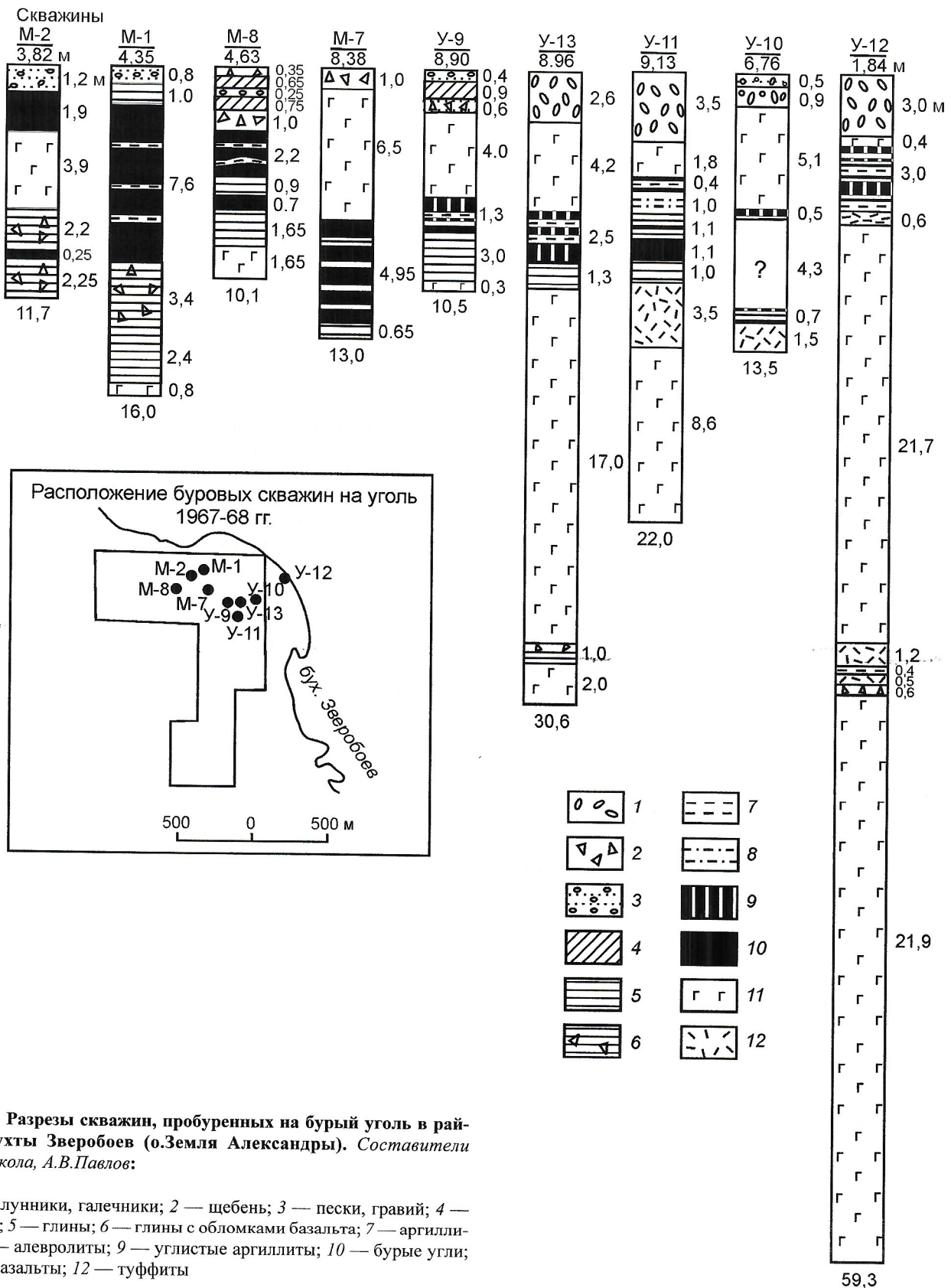


Рис. 2. Разрезы скважин, пробуренных на бурый уголь в районе бухты Зверобоев (о.Земля Александры). Составители И.В.Школа, А.В.Павлов:

1 — валунники, галечники; 2 — щебень; 3 — пески, гравий; 4 — супеси; 5 — глины; 6 — глины с обломками базальта; 7 — аргиллиты; 8 — алевролиты; 9 — углистые аргиллиты; 10 — бурые угли; 11 — базальты; 12 — туффиты

Место отбора штучной пробы	Тип угля	W ^a , %	A ^d , %	S _t ^d , %	V ^{daf} , %	Q ₆ ^{daf} , Мдж/кг	C ^{daf} , %	H ^{daf} , %	(O+N+S) ^{daf} , %	N _g вит- ринита
мыс Гористый	Бурый, гуму- совый	11,8	13,2	0,6	50,6	27,40	69,4	4,7	25,9	1,698
мыс Медвежий	«	8,5	45,2	0,7	50,4	29,36	74,3	5,1	20,6	—
мыс Кавальи	Газовый, гу- мусовый	9,3	8,9	0,3	36,6	28,34	74,2	4,7	21,1	1,830
мыс Петигакс	Бурый, гуму- совый	13,2	8,3	0,5	46,6	26,08	67,1	4,1	28,8	1,704
о.Грезм-Белл	Кутикуловый липтобиолит	1,20	2,2	0,2	89,2	—	80,7	9,6	9,8	—
о.Скотт-Келти	«	1,8	2,4	0,3	91,9	35,37	75,7	10,1	14,2	—

ла), архипелагов Свальбард и Земля Франца-Иосифа, островов центральной и восточной частей Карского моря, Новосибирских, Банкс и Королевы Елизаветы. По составу осадочных пород и содержащихся в них ископаемых остатков фауны и флоры протерозойско-кайнозойских разрезов, в частности архипелага Свальбард, четко фиксируется постепенное изменение климата от очень жаркого в протерозое и палеозое через умеренно теплый в мезозое и раннем кайнозое до холодного, полярного в позднем кайнозое и четвертичное время. Подобная эволюция климата в северных широтах объясняется по-разному. Одни исследователи связывают эти изменения климата с перемещением Северного полюса, другие — с постепенным дрейфом блоков континентальной коры из южных широт, где они находились в протерозое и палеозое, в высокие широты настоящего времени в течение мезозоя и кайнозоя. Обе эти точки зрения, по-видимому, неверны. Как Северный полюс, так и сами блоки континентальной коры не смещались и всегда находились на одном и том же месте поверхности Земли. Столь же существенная эволюция климата обусловлена тем, что прежде наша планета была значительно разогрета (в протерозое температура на поверхности Земли, возможно, достигала 100—150°C) и, кроме того, она была заключена в более мощный, согревающий как одеяло, атмосферный слой, к тому же иного состава, чем теперь, например с большим количеством парникового углекислого газа. Постепенное охлаждение Земли (за счет теплоотдачи через атмосферу в космос) и утонение обволакивающей ее воздушной оболочки, изменения состава атмосферы и обусловили изменение климата от тропического и аридного на всей поверхности Земли к климату современному, зональному с переходом от тропического, субтропического и аридного в низких широтах к умеренному гумидному в средних широтах и холодному, полярному в Арктике и Антарктике. Полярные ночи, имевшие место и в древние времена, по-видимому, не препятствовали развитию органической жизни. Как животные, так и растения смогли приспособиться и защититься от продолжительной сезонной темноты.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 03-05-64031.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбанов В.И. Затерянные во льдах. Записки В.И.Альбанова о путешествии по дрейфующим льдам Северного Ледовитого океана летом 1914 г. — Уфа, Башкирское книжное изд-во, 1978.
2. Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г. и др. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95—98.
3. Дибнер В.Д. Геологическое строение Земли Франца-Иосифа / Тр. НИИГА. Т. 82. — Л., 1957. С. 11—20.
4. Дибнер В.Д. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Листы U/T-38-41 (Земля Франца Иосифа). — М.: Госгеолиздат, 1957.
5. Дибнер В.Д. Земля Франца-Иосифа // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. Кн. 2. — М.: Недра, 1973. С. 354—363.
6. Дибнер В.Д., Крылова Н.М. Стратиграфическое положение и вещественный состав угленосных отложений и угольных пластов на островах Земли Франца-Иосифа // Советская геология. 1963. № 7. С. 77—89.
7. Иванов И.М. Месторождения ископаемых углей на Земле Франца-Иосифа / Тр. Арктического института. Т. XV. — Л., 1935. С. 27—37.
8. Корженевская Е.С. Находка кутикулового липтобиолитового угля на Земле Франца-Иосифа // Информ. бюлл. НИИГА. Вып. 1. — Л., 1957. С. 29—30.
9. Свешникова И.Н., Буданцев Л.Ю. Ископаемая флора Арктики. Т. 1. Палеозойские и мезозойские флоры Западного Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новосибирских островов. — Л.: Наука, 1969.
10. Спизарский Т.Н. Земля Франца-Иосифа // Геологическая изученность Арктики и Субарктики СССР. — Л.: Главсевморпуть, 1938. С. 27—43.
11. Спизарский Т.Н. Угленосность архипелага Земля Франца-Иосифа и островов центральной части Карского моря // Тр. ГГУ ГУСМП. Т. 10. — Л., 1941. С. 48—54.
12. Ярук В.И. Угли девона // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3. — М.: Недра, 1965. С. 445—449.
13. Dibner V.D. (Ed.). Geology of Franz Josef Land. Oslo. Norsk Polarinstittutt, Meddelelse No 146. 1998.
14. Horn G. Some geological results of the Norwegian Expedition to Franz Josef Land, 1930. Oslo, Norsk geologisk Tidsskrift 11. 1932. P. 482—489.

Твердые битумы Войского месторождения

Н.К.ЧЕРЕВКО, О.В.КОВАЛЕВА (ИГ КНЦ УрО РАН)

Войское битумное месторождение — одно из крупнейших в России. Это единственное скопление твердых битумов в Тимано-Печорской провинции, связанное с терригенными коллекторами.

Войское месторождение твердых битумов расположено в среднем течении р.Печора, в районе пос.Усть-Воя, Республика Коми (рис. 1, А). Оно приурочено к Среднепечорскому нефтегазоносному району Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и контролируется Воя-Сопляской антиклиналью в пределах Среднепечорского поперечного поднятия. Залежь битумов Войского месторождения связана с пачкой визейских песчаников нижнекаменноугольных отложений мощностью 40—43 м, образовавшихся в условиях крупной дельты [1].

Битумоносные песчаники распространены на площади около 50 км², из которых 8,5 км² — приповерхностные — обнажены на Большой Точильной горе (см. рис. 1, Б) на правом берегу р.Большой Сопляс (I) и в карьере на р.Воя (II). Наблюдается две формы залегания битумов — пластовая и жильная. Образование скоплений твердых битумов связано с длительным предкунгурским перерывом, в течение которого была разрушена нефтяная залежь.

На протяжении 300-летнего периода месторождение использовалось для получения точильного камня. Лишь в последнее десятилетие XX в. на него обратили внимание как на объект битумного сырья и стали оценивать Войское месторождение как один из важнейших битумных объектов [2].

Согласно подробному обзору изученности визейской терригенной толщи Войского месторождения, данному в работе [3], месторождение изучалось многими исследователями: в 1914 г. А.А.Чернов впервые установил, что цементом «точильного камня» является битум; 1929 г. Т.А.Добролюбова определила визейский возраст продуктивной толщи; в 1966 г. Н.И.Марковский подчеркнул дельтовый характер песчанниковой толщи и привлек внимание к Войскому месторождению, опубликовав о нем статью [1].

В 1964—1966 гг. Печорской геолого-поисковой партией на месторождении были пробурены первые четыре структурно-поисковые скважины до глубин 2200—2452 м с целью изучения геологического строения месторождения.

В 1967 г. войский карьер и визейские обнажения р.Большой Сопляс посетили В.Н.Пучков и Я.Э.Юдович. В дальнейшем ими был дан исчерпывающий обзор литологических исследований визейской толщи, установлено двучленное строение дельтового комплекса, впервые подробно исследована залегающая на песчаниках пестроцветная пачка с железистыми апосидеритовыми образованиями, подчеркнута формирование визейской толщи за счет размыва до-визейской коры выветривания и дана историко-геологическая реконструкция образования месторождения битумов. Из геохимических данных представляет интерес указание Я.Э.Юдовича на аномальное содержание никеля в золе войского битума [3].

В 1992 г. Б.А.Клубов и В.М.Безруков изучили не только продуктивную толщу визейских песчаников, но и подстилающую толщу турнейских известняков, которые также оказались битумоносными [4].

Д.А.Бушнев [5] провел геохимические исследования твердых битумов визейских песчаников Войского месторождения, в результате чего была подтверждена на современном аналитическом уровне установленная еще в 70-х годах прошлого века зависимость гипергенного изменения битума от его концентрации во вмещающей породе. Эта закономерность на качественном уровне (состав битумов определялся ранее по интенсивности люминесценции в ультрафиолетовом излучении) впервые была подробно описана Я.Э.Юдовичем [6] и объяснялась им терминами гипергенного изменения миграционного битума.

Войское месторождение приурочено к крупной структуре — Воя-Сопляской антиклинали, которая представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении узкую и резко асимметричную складку, вдоль которой на всем ее протяжении прослеживается крутой взброс. Воя-Сопляская складка осложнена двумя брахиантиклинальными структурами: большая Сопляская и меньшая Войская.

Нижнекаменноугольный разрез на Войском месторождении вскрывается в своде Воя-Сопляской антиклинали и представлен двумя толщами: карбонатная турнейского возраста внизу и песчанниковая нижневизейского вверх. Обе толщи вскрыты в обнажении на Большой Точильной горе в каньоне р.Большой Сопляс. Песчаники обнажаются и на вершине Большой Точильной горы, и в карьере на р.Воя. Нигде в обнажениях не вскрыты ни полные разрезы турнейских карбонатов, ни их контакт с песчанниковой пачкой [4]. На р.Большой Сопляс наблюдается только видимая мощность турнейских и визейских пачек, контакт между ними скрыт осыпями (см. рис. 1, Б). На р.Воя песчанниковый горизонт в карьере не имеет зафиксированной подошвы. Кровлей являются железистые пестроцветы [3].

Летом 1999 г. в обнажениях на р.Большой Сопляс и на р.Воя авторами статьи были отобраны пробы для минералого-геохимических исследований: на правом берегу р.Большой Сопляс на склоне, заросшем лесом и покрытым осыпями (турнейские битумонасыщенные известняки — образцы Ч-9-99, Ч-8-99, Ч-7-99, Ч-6-99), в карьере на р.Воя с максимальной высотой стенок до 30 м (мелкосреднезернистые неравномернополосчатые и местами косослоистые кварцевые битуминозные песчаники визейского возраста, образующими крупноглыбовую трещиноватую отдельность — образцы ОК-24-99, ОК-27-99, ОК-31-99).

В последнее время наметился прогресс в исследовании таких природных рентгеноаморфных веществ, как твердые битумы, тонкими современными методами исследований, что послужило основанием для детального комплексного минералого-геохимического изучения твердых битумов Войского месторождения.

Методы исследований. Твердые битумы Войского месторождения изучались комплексом минералогических и геохимических методов: рентгеноструктурный анализ, инфракрасная спектроскопия (ИКС), дифференциальный термический анализ (ДТА), пиролитическая газовая хроматография, сканирующая электронная микроскопия.

Рентгеновский дифракционный спектр был снят в институте нефтехимического сырья (г.Москва) на дифракто-

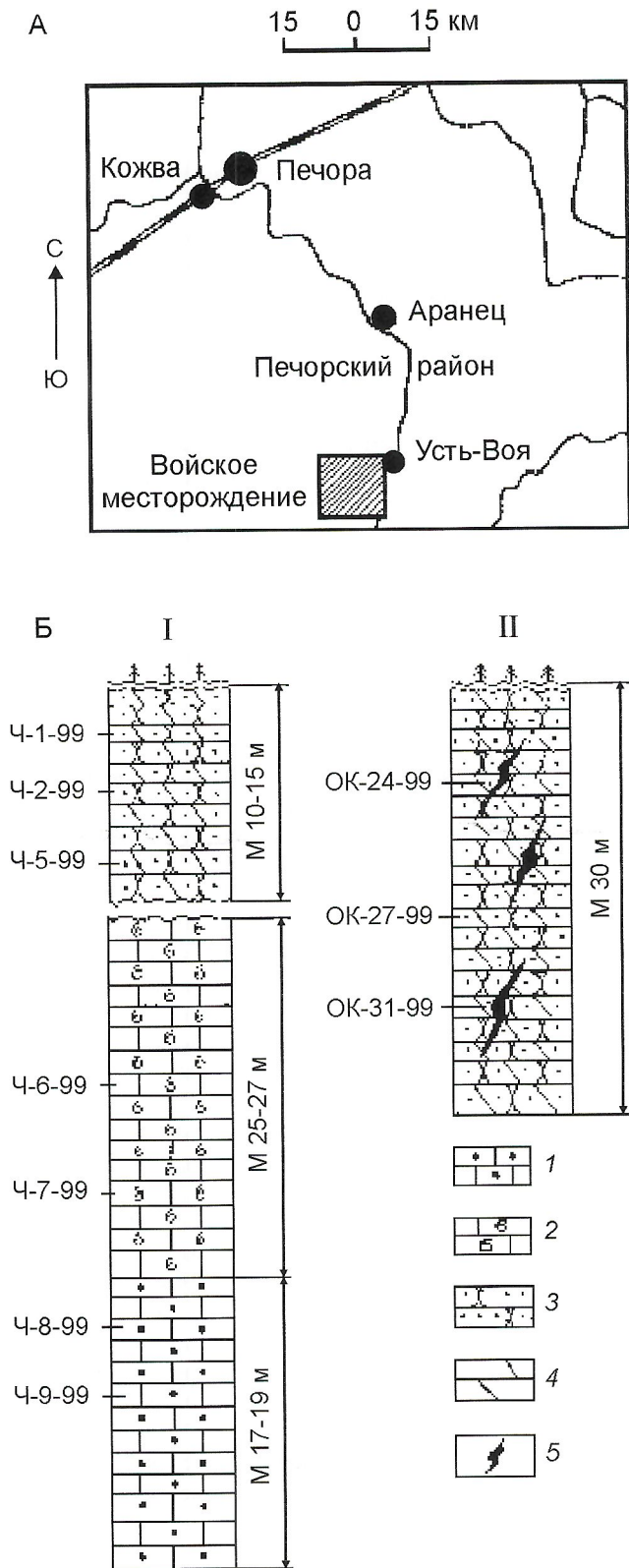


Рис. 1. Район расположения Войского месторождения (А) и схематические разрезы нижнекаменноугольных отложений участка горы Большая Точильная (I) на р.Большой Сопляс и карьера «точильного камня» (II) на р.Воя (Б):

1 — онколитовые битумонасыщенные известняки; 2 — органо-обломочные известняки; 3 — песчаники битумонасыщенные; 4 — трещиноватость; 5 — жилы твердых битумов

метре ДРОН-1,5 (Cu-излучение). Рентгенографирование, деконволюция (десинтеграция) и последующая идентификация компонентов по дифракционному спектру осуществлялись согласно разработанной методике анализа аморфных углеродистых объектов [7]. С целью обеспечения стандартных условий проведения эксперимента образцы, предварительно измельченные в порошок, набивали в алюминиевую кювету объемом $17 \times 17 \times 1,5 \text{ мм}^3$.

Инфракрасные спектры битумов были сняты на спектрофотометре SHIMADZU IR-435 U-2 на кафедре геологического факультета Московского университета (МГУ) с нанесением анализируемого материала в виде тонкой пленки на подложку КВг.

Термограммы снимались на дериватографе ОД-102. Скорость нагрева в печи составляла $100^\circ\text{C}/\text{мин}$ в присутствии воздуха. Образцы нагревались по заданной программе. При интерпретации термических эффектов, сопровождающих изменение вещества, была получена информация о кинетике и механизме термической деструкции твердых битумов.

С помощью пиролитической газовой хроматографии определялся состав продуктов пиролиза твердых битумов. С этой целью производилась термическая деструкция образцов в атмосфере инертного газа для дальнейшего анализа выделяемых компонентов. В ходе анализа образцов массой $0,03 \text{ г}$ помещали в пиролитическую приставку, продукты нагрева накапливали в замкнутом объеме в атмосфере гелия при температуре пиролиза 500°C . Затем с помощью переключающего крана направляли в хроматографическую колонку. Время пиролиза составляло 3 мин. Продукты термического распада анализировали на газовом хроматографе «Хром-5».

Для съемок методами сканирующей электронной микроскопии на электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link Isis-300 образцы раскалывали на кусочки $0,5 \times 0,5 \text{ см}$ и затем изучали характер поверхности скола твердых битумов.

В целом образцы для исследований представляли собой битумы, как экстрагированные хлороформом из раздробленной породы в аппаратах Сокслета, так и кусочки, отделенные от вмещающей породы.

Минералого-геохимические особенности твердых битумов. Согласно данным работы [4] и проведенным ранее исследованиям [5] твердые битумы Войского месторождения являются асфальтитами и керитами.

На р. Большой Сопляс битуминозные известняки турнейского яруса содержат керит в пределах $0,63\text{—}1,04\%$, песчаники визе — асфальтит $1,92\text{—}6,85\%$. В Войском карьере в битуминозных песчаниках содержание асфальтита составляет $1,17\text{—}27,32\%$, керит заполняет трещины.

Асфальтиты твердые, хрупкие с блестящим смолисто-раковистым изломом легко плавятся, полностью растворяются в хлороформе. Истираются в порошок. При нагревании до $180\text{—}200^\circ\text{C}$ плавятся и вспучиваются. Элементный состав асфальтитов (в %): С $81,68\text{—}83,15$; Н $9,11\text{—}9,20$; S $3,05\text{—}3,19$ (Большая Точильная гора) и С $80,06\text{—}84,64$; Н $9,53\text{—}8,73$; S $3,35\text{—}3,31$ (р.Воя).

Кериты более твердые и хрупкие. В хлороформе не растворяются. При нагревании спекаются и выделяют большое количество летучих компонентов, а также жидкого дистиллята. Их элементный состав (в %): С $73,91\text{—}77,22$; Н $8,62\text{—}8,74$; S $14,01\text{—}12,24$ (Большая Точильная гора) и С $78,85$; Н $8,84$; S $11,98$ (р.Воя).

Вещественный состав войских битумов показывает, что степень измененности битумов в визейских песчаниках ниже, чем битумов в турнейских известняках (см. таблицу). Наблюдается также общая осерненность битумов: менее сернисты асфальтиты песчаников нижнего визе, более сернисты кериты турнейских карбонатных пород.

Кроме главных элементов, составляющих твердые битумы, в них содержатся золообразующие и такие как V, Ni, Al, Fe, Cr, Cu, Mn, Mg, Ti, Pb. Относительно неозоленного битума они являются элементами-примесями. Исследование элементов-примесей в твердых битумах Войского месторождения методом эмиссионного спектрального анализа показало, что они обогащены V, Ni, Ni и Cu. В целом содержание V, Ni и Ti растет от асфальтитов к керитам. Причем наибольшие концентрации этих элементов-примесей характерны для твердых битумов, заполняющих зияющие трещины в визейских песчаниках карьера на р.Воя. Содержание в них (в г/т): V 250—400, Ni 34—80, Ti 500—1200. В битумах турнейских известняков больше содержится Cu 110—290 г/т против битумов визейских песчаников (Cu 1—15 г/т).

Результаты рентгенографических исследований показали, что дифракционный спектр твердых битумов Войского месторождения представляет собой суперпозицию главных максимумов разных фаз, сливающихся в одно широкое гало в области $2-15^\circ\Theta$ (рис. 2, А). Дезинтеграция дифракционных спектров на составляющие позволила детерминировать каждую из фаз и определить их количественное соотношение. Отмечено присутствие двух основных отражений с $d=0,36$ и $d=0,48$ нм, соответствующих по-

линафтеновой H_Φ и графитоподобной G_Φ фазам [7]. Асфальтит содержит H_Φ 65 и 67% и G_Φ 35 и 33%, соответственно. Для керита содержание H_Φ 56% и G_Φ 44%. В качестве числовой характеристики, отображающей степень преобразованности битумов и характеризующей совершенство кристаллической структуры графитоподобной фазы, по дифракционным спектрам была рассчитана степень преобразованности S_r . Для асфальтитов этот показатель равен 0,63 и 0,76, для керита — 1,2.

ИК-спектры войских твердых битумов имеют определенный набор и конфигурацию полос поглощения, характерные для типичных асфальтитов и керитов. На ИК-спектре асфальтита (см. рис. 2, Б) наблюдаются отчетливо выраженные полосы поглощения, отвечающие валентным ($2912-2860\text{ см}^{-1}$) и деформационным ($1460-1370\text{ см}^{-1}$) колебаниям алифатических структур в виде CH_3 - и CH_2 -групп. Это говорит о том, что степень окисленности твердых битумов незначительна. Полоса карбонильной $\text{C}=\text{O}$ -связи при 1700 см^{-1} имеет лишь вид плеча, что хорошо согласуется с данными химического состава битумов — содержание кислорода до 1,42%. Полоса слабой $\text{C}=\text{C}$ -связи $1580-1600\text{ см}^{-1}$ отражает незначительное содержание олефиновых связей в углеводородных цепях. Полоса $1005-980\text{ см}^{-1}$ свидетельствует о наличии колебаний насыщенных циклических углеводородов. Синглет при 720 см^{-1} характеризует колебания длинных парафиновых цепей типа $(\text{CH}_2)_n$, где $n \geq 4$. Для ИК-спектров керита характерна двойная полоса длинных парафиновых цепей при 720 и 730 см^{-1} и очень интенсивные полосы алифати-

Элементный состав твердых битумов Войского месторождения

Образец	Возраст вмещающей породы	Содержание битума в породе, %	Элементы, %					Класс твердых битумов
			C	H	S	N	O	
<i>р.Большой Сопляс, Большая Точильная гора</i>								
Ч-1-99	C_{1v}	6,85	81,68	9,11	3,19		6,02	Асфальтит
Ч-2-99	C_{1v}	1,92	78,13	8,66	4,95		8,26	
Ч-5-99	C_{1v}	4,76	83,15	9,20	3,05		4,60	
Ч-6-99	C_{1tr}	1,04	73,91	8,62	14,01		3,46	Керит
Ч-7-99	C_{1tr}	1,59	77,22	8,74	12,24		1,80	
Ч-8-99	C_{1tr}	0,63	73,21	8,25	15,33		3,21	
Ч-9-99	C_{1tr}	0,98	76,53	8,91	9,16		5,40	
<i>р.Воя, карьер</i>								
БО-9743	C_{1v}	1,17	81,24	9,92	3,04	0,62	5,18	Асфальтит
БО-9739	C_{1v}	3,96	82,75	9,98	4,24	0,74	2,39	
БО-9751	C_{1v}	6,98	80,06	9,53	3,35	1,05	6,01	
БО-9737	C_{1v}	27,32	84,64	8,73	3,31	0,86	2,46	
ОК-24-99	C_{1v}	Натеки	86,01	8,20	3,39		2,51	Керит
ОК-27-99	C_{1v}		78,85	8,84	11,98		0,33	
ОК-31-99	C_{1v}		81,90	9,58	7,93		0,59	

Примечание. Аналитик С.А.Забоева.

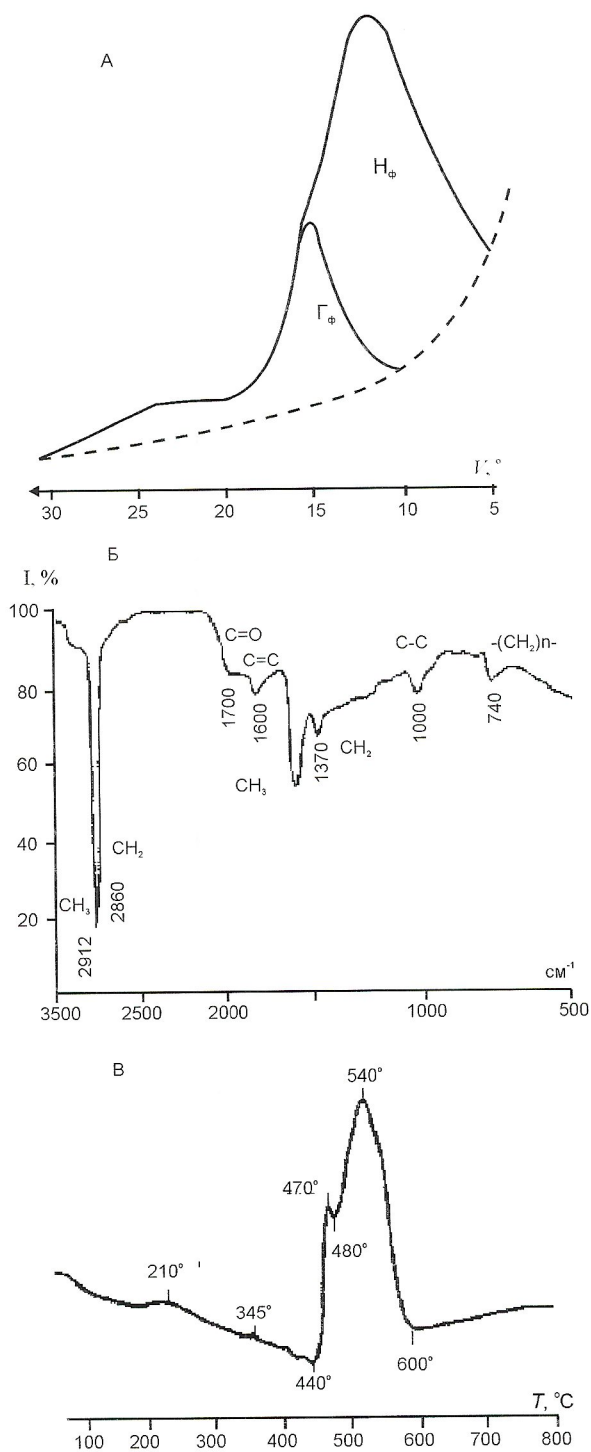


Рис. 2. Дифрактограмма (А), ИК-спектр (Б) и термограмма (В) твердых битумов Войцкого месторождения

ческих структур CH_2 - и CH_3 -групп в областях частот 2960, 2930, 2860, 1455, 1375 cm^{-1} . Имеется также небольшая полоса поглощения при 1600 cm^{-1} . Полоса карбонильной $\text{C}=\text{O}$ -группы отсутствует.

По данным ДТА-исследований асфальтиты и кериты Войцкого месторождения имеют сходные дериватограммы. На их ДТА-кривых (см. рис. 2, В) отмечается серия четырех экзоэффектов 200—300°C; 330—420°C; 420—480°C и 480—600°C, и как следствие, наблюдается четыре этапа потери массы. Первый этап отвечает потере незначительных количеств гигроскопической воды и эф-

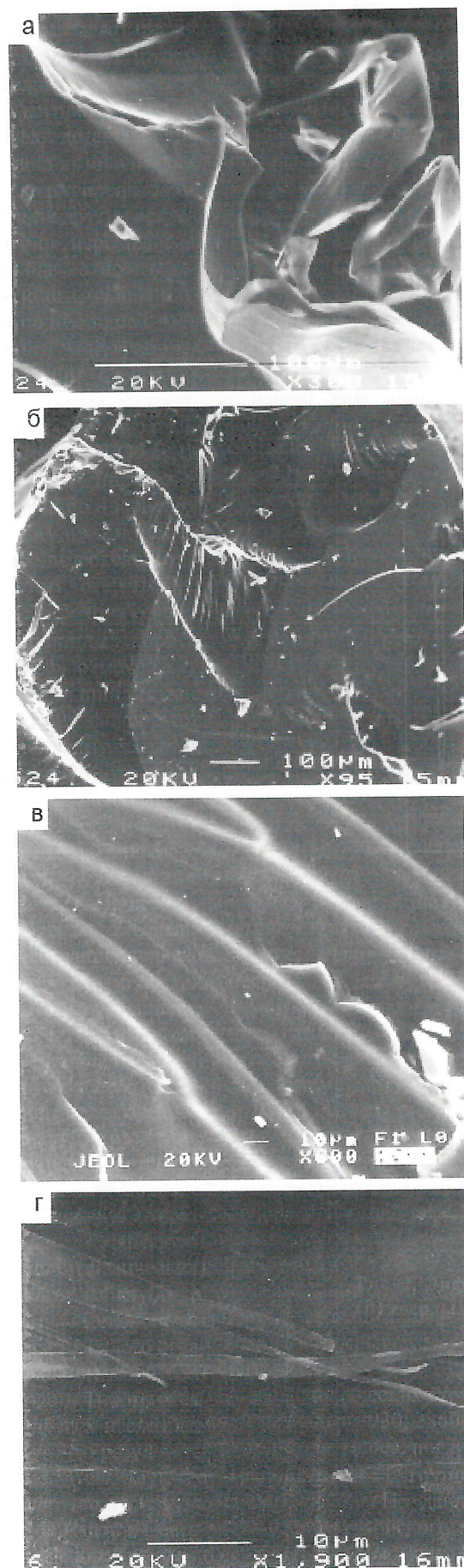


Рис. 3. Поверхности сколов асфальтита (а — $\times 100$) и керита (б, в, г — $\times 100, 600, 1900$) на электронномикроскопических изображениях

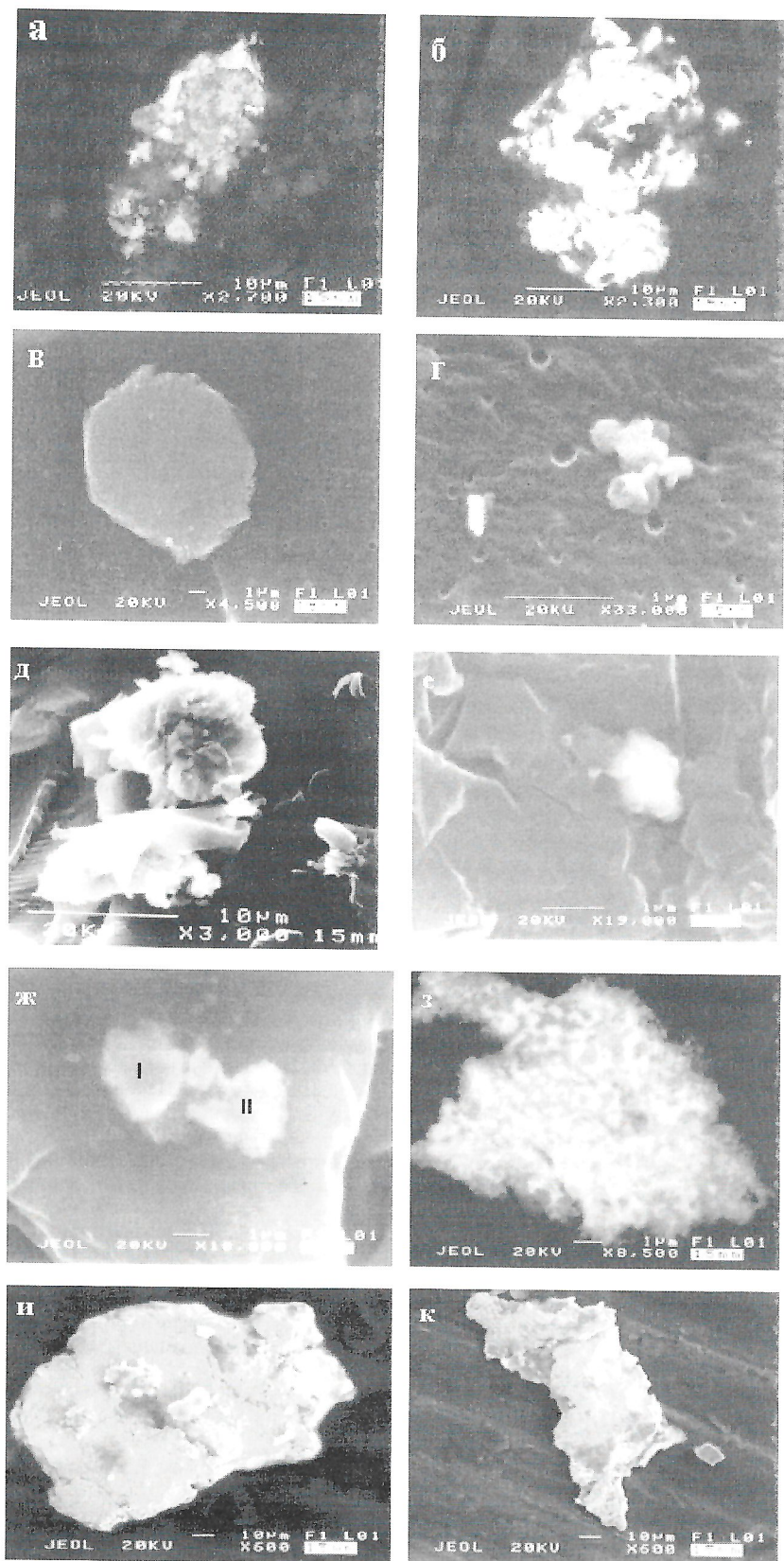


Рис. 4. Электронномикроскопические снимки металлических включений в войских битумах:

а — пирит в сростании с алюмосиликатами, $\times 2700$; б — баритовая фаза, $\times 2300$; в — зерно серы, $\times 4500$; г — шарообразные частицы железа, $\times 33000$; д — железо-никелевые сплавы, $\times 3000$; е — диоксид титана, $\times 19000$; ж — железо (включение I), $\times 10000$; з — олово свинцовое (включение II), $\times 10000$; и — свинцово-оловянная пленка, $\times 8500$; к — золотина округлой формы, $\times 600$; л — золотина изометричной формы, $\times 600$

фекту плавления образца, потеря составляет 14%. Второй этап, возможно, связан с дальнейшим плавлением образца и полимеризацией его расплава с незначительным выделением летучих 10%. Потеря массы идет в две ступени (2 и 8% соответственно). Третий этап, вероятнее всего, отвечает пофракционному выделению и сгоранию летучих (22%) и всего битума. Максимальная потеря массы происходит в четвертый этап и составляет 33%. Это связано с окислением (выгоранием) битума. Общая потеря массы составляет 79%. Процесс сгорания завершается при температуре 600°C .

Исследование битумов методом пиролической газовой хроматографии показало наличие легких предельных и непредельных углеводородов состава C_1 — C_7 , а также присутствие циклических и ароматических структур. Для большинства образцов характерно присутствие метана, этилена, этана, пропилена, пропана, изобутана, бутана. При этом пропан преобладает. В керите содержание пропана практически такое же, как и содержание метана, изобутана больше, чем в асфальтите. Во всех образцах битумов наблюдается закономерность — с увеличением числа атомов углерода уменьшается содержание углеводородов. Распределение продуктов пиролиза отвечает последовательности



и носит «нефтяной» характер. С увеличением степени преобразованности битумов от асфальтитов к керитам наблюдается увеличение содержания метана как основного продукта пиролиза более сложных углеводородов. При этом более тяжелые гомологи метана (C_5 — C_7) представлены в очень малых количествах. От асфальтитов к керитам убывает отношение алкены/алканы от 0,29 до 0,19, поскольку при пиролизе менее устойчивы предельные углеводороды, а более устойчивы непредельные.

На электронномикроскопических снимках асфальтит дает картину застывшего вязкого вещества (рис. 3, а). По В.Ф.Пенькову [8], он состоит из свернутых макромолекул и их пачек. В керитах наблюдаются более структурно совершенные микроучастки. «Полосатая» надмолекулярная структура этих микроучастков (см. рис. 3, б, в) свидетельствует о более совершенном, более твердом состоянии вещества. Наблюдаются также микроучастки со скоплениями гибких расщепленных фибрилл (см. рис. 3, з).

Микронзондовые исследования показали также, что Войские битумы содержат

минеральную составляющую, которая представлена обособленными микровключениями алюмосиликатов, сульфидов, барита, самородной серы, металлическими включениями (пленки, сплавы, оксиды и самородные металлы). Микроминеральные образования заполняют микропоры и микротрещинки в битуме.

Пирит наблюдается в сростании с К-V-Са-алюмосиликатами (рис. 4, а). Встречаются образования барита, состоящие из комковатых частиц (см. рис. 4, б). Сера на снимках РЭМ имеет четкие очертания зерна (см. рис. 4, в). Железо присутствует в битумной матрице в виде игольчато-глобулярных частиц (см. рис. 4, г) или обособлено в шарики размером до 2—3 мкм (см. рис. 4, ж; включение I).

Никелевые включения представлены железо-никелевыми сплавами. Обычно железо-никелевые включения находятся на поверхности скола битума и как бы обособлены от него. На электронномикроскопическом снимке (см. рис. 4, д) наблюдается такое включение, скрученное в клубок. Чуть ниже его включение такого же состава — в виде свернутого лепестка. Размер железо-никелевых включений доходит до 10—15 мкм. Содержание в них Ni 64,82—82,1% и Fe 5,81—7,73% с примесью Al (4,38%), Si (3,71%), S (1,77%). Титановые включения представлены диоксидом титана TiO₂. Они наблюдаются в виде микроскопических облачков размером менее 1 мкм среди свернутых макромолекул асфальтита (см. рис. 4, е).

Свинец и олово или наблюдаются в виде глубоко сидящих в битуме олово-свинцовых сплавов размером до 1,5 мкм (см. рис. 4, ж, включение II), или образуют на поверхности битума свинцово-оловянные пленки, занимающие площадь до 50—60 мкм² (см. рис. 4, з). Олово-свинцовое образование содержит (в %): Pb 62,14—86,54, Sn 6,61—28,49 с примесью Cu (0,47—0,49), свинцово-оловянные пленки Sn 61,09—84,66, Pb 12,02—33,1 с примесью Ag (1,03—1,84).

Золото в битумосодержащем песчанике представлено мелкими округлыми (см. рис. 4, и) и изометричными (см. рис. 4, к) зернами размером до 0,1 мм. Содержание в зернах составляет (в %): Au 86,65—97,30 и Ag 1,43—12,81 с примесью Cu (0,77—4,10).

Состав микроминеральных включений наиболее многообразен в керитах турнейских карбонатных пород. Шарообразная форма и размер позволяют считать большинство микровключений аутигенными минералами.

Из изложенного материала можно сделать следующие выводы:

1. Войское месторождение — пример регрессивного (гипергенного) битумогенеза, для которого характерно образование близповерхностных пластовых скоплений твердых битумов. В зоне гипергенеза произошла карбонизация нефти с последовательным возрастанием содержания углерода нефть—асфальтиты—кериты. Вязкая подвижная нефть к твердому асфальтиту и кериту перешла в результа-

те постепенной потери низкомолекулярных и масляных компонентов.

2. Исследования элементного состава и химической структуры войских битумов показали, что они имеют вещественный состав и такой тип химической структуры, который характерен для твердых битумов невысокой степени преобразованности.

3. Данные структурных исследований на субмикронном уровне свидетельствуют о том, что в твердых битумах, образовавшихся в зоне гипергенеза, наблюдается зародышеобразование более совершенных надмолекулярных структур, которые типичны для твердых битумов, сформировавшихся в жестких термальных условиях по периферии нефтегазозонного бассейна [9, с. 45], т.е. уже на уровне низших керитов (альбертитов) выявлены микроучастки с надмолекулярным строением, характерным для более структурно упорядоченных твердых битумов — антраксолитов.

4. Повышенные содержания в войских битумах элементов-примесей Va, Ni, Ti и Cu объясняются тем, что в зоне гипергенеза при биохимическом и химическом окислении первично металлонесных нефтей происходило концентрирование металлов в твердых битумах. Далее в результате преобразования внутреннего строения войских битумов с тенденцией к усовершенствованию структуры произошло очищение битумов от элементов-примесей, которые обособляются в самостоятельные минеральные фазы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марковский Н.И. Окисленная нефть в отложениях палеодельты (история образования и разрушения) // Природа. 1966. № 10. С. 106—110.
2. Гольдберг И.С. Природные битумы СССР. — Л.: Недра, 1981.
3. Юдович Я.Э., Черных В.А., Пучков В.Н. Геохимические особенности нижнекаменноугольных отложений Усть-Войского месторождения точильного камня // Геохимия осадочных формаций и подземных вод Тимано-Печорской нефтегазозонной провинции. Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 12. — Сыктывкар, 1972. С. 3—23.
4. Безруков В.М. Твердые битумы и их связь с нефтегазозонностью и металлогенией: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. — С-Пб., 1985.
5. Бушнев Д.А., Черевко Н.К., Бурцев И.Н. Твердые битумы Войского месторождения // Химия твердого топлива. 2000. № 4. С. 64—70.
6. Юдович Я.Э. Геохимия органического вещества в палеозойских отложениях Печорского Урала в связи с прогнозом нефтегазозонности. Препринт «Научные доклады». Вып. 17. — Сыктывкар, 1975.
7. Королев Ю.М. Рентгенографические исследования аморфных углеродистых систем // Химия твердого топлива. 1995. № 5. С. 99—111.
8. Пеньков В.Ф. Генетическая минералогия углеродистых веществ. — М.: Недра, 1996.
9. Черевко Н.К. Твердые битумы европейского северо-востока России. — Екатеринбург, 1999.

Модель генерации и аккумуляции сероводорода в глубокозалегающих карбонатных резервуарах

М.В.ДАХНОВА, В.И.ГОРШКОВ, А.А.ИВЛЕВ (ВНИГНИ)

подавляющее число углеводородных залежей с высокой концентрацией сероводорода в газах, которая может достигать десятков процентов, приурочено к глубокозалегающим сульфатно-карбонатным резервуарам, характеризующимся повышенными пластовыми температурами. По мнению большинства исследователей, основным процессом образования сероводорода в этих условиях является термохимическая сульфатредукция, интенсивность которой увеличивается с ростом пластовых температур.

Характерная особенность распространения сероводорода в глубокозалегающих карбонатных резервуарах — резкие локальные колебания его концентрации в газах соседних ловушек, находящихся в одних и тех же температурных условиях [8]. При этом критериев количественного прогноза концентрации сероводорода в газах до последнего времени не найдено.

Цель настоящей работы — обоснование модели генерации и накопления сероводорода, которая может объяснить природные закономерности его распространения и служить теоретической основой прогноза степени осерненности углеводородных газов.

Основные закономерности распространения сероводорода в глубокозалегающих карбонатных резервуарах. Как показал анализ закономерностей изменения концентраций H_2S в газах на примере ряда нефтегазоносных регионов (Прикаспийский, Тимано-Печорский, Амударьинский) при прочих равных условиях наиболее сернистые газы приурочены к тем ловушкам, в которых обеспечивается непосредственный контакт углеводородов с сульфатами и которые удалены от контакта с терригенными породами [8].

Предполагалось, что первая закономерность связана с условиями генерации сернистых газов, поскольку сульфаты — основной источник серы при образовании сероводорода, а вторая — с условиями его консервации. Вблизи контакта с терригенными породами, обогащенными активными формами железа, связывающими H_2S в виде сульфидов, увеличивается скорость его диффузии из залежей. По эмпирическим данным в карбонатных ловушках, контактирующих с терригенными породами, концентрация сероводорода в газах обычно не превышает сотых—десятых долей процента. Наилучшие условия для консервации сернистых газов создаются в карбонатных ловушках, удаленных от контакта с терригенными породами (например, располагающихся в центральных частях карбонатных платформ). В таких ловушках при наличии контакта углеводородов с сульфатами отмечаются максимальные концентрации сероводорода в газах данной температурной зоны в конкретном регионе.

При анализе изменений максимального уровня осерненности газов в ряде конкретных регионов выявлена следующая закономерность при примерно одинаковом типе углеводородных скоплений: 1) газоконденсатные с высоким содержанием конденсата в газе (сотни $г/м^3$); 2) газоконденсатные с низким содержанием конденсата (первые десятки $г/м^3$); 3) сухие газы — такие концентрации закономерно растут с ростом современных резервуарных температур [4]. В раз-

ных регионах температурная зависимость носит одинаковый характер. Описывающие ее кривые, соответствующие разным типам углеводородных залежей, сдвинуты относительно друг друга по температурной оси следующим образом. Кривая, соответствующая залежам первого типа, располагается в области наименьших температур; третьего — наибольших; второго — между ними (рис. 1). Поскольку выделенные типы залежей отличаются друг от друга соотношением жидких и газообразных углеводородов, выявленную закономерность можно объяснить большими энергиями активации реакций с участием газообразных углеводородов по сравнению с реакциями с участием жидких углеводородов. Изменение соотношения жидких и газообразных углеводородов изменяет вклад соответствующих реакций в общую энергию активации процесса, что и приводит к сдвигу кривых вдоль температурной оси.

При рассмотрении абиогенной сульфатредукции, важно обратить внимание на диапазон температур, при которых процесс сульфатредукции идет со скоростью, обеспечивающей накопление сероводорода в залежах углеводородов. В экспериментах по термическому восстановлению твердых сульфатов углеродом и различными органическими редуктантами [9, 12] образование H_2S обнаруживается лишь при температурах свыше $500^{\circ}C$. Предполагается, что в масштабах геологического времени абиогенная сульфатредукция возможна при более низких температурах. Эмпирические оценки минимальных температур реализа-

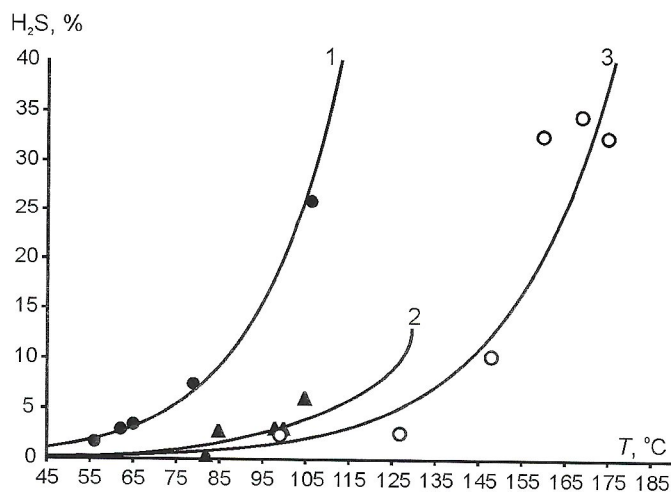
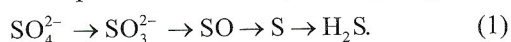


Рис. 1. Вариации максимальных концентраций сероводорода как функция резервуарных температур в нефтегазоносных районах с различным типом углеводородных флюидов:

максимальные концентрации H_2S для разных регионов: 1 — Прикаспийский (месторождения: Астраханское, Нугумановское, Жанажольское, Дмитровское, Чкаловское); 2 — Амударьинский (месторождения: Уртабулакское, Денгизкульское, Семантипинское, Алатское, Северо-Мубарекское); 3 — Абу-Даби (названия месторождений в источнике использованной информации не приведены [14])

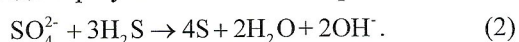
ции процесса в разных нефтегазоносных регионах, основанные на его идентификации по ряду характерных признаков в составе компонентов сероводородсодержащих систем, колеблются от 60 до 140°C [1, 4, 11, 13].

Термодинамические аспекты изучения процесса природной сульфатредукции. Л.А.Анисимов [1, 2] один из первых попытался выяснить, существует ли принципиальная (термодинамическая) вероятность протекания редукции сульфатов при низких температурах. Сульфатредукцию он рассматривал как многоступенчатый процесс:

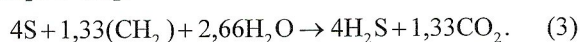


При снижении валентности $\text{S}^{6+} \rightarrow \text{S}^{4+} \rightarrow \text{S}^0 \rightarrow \text{S}^{2-}$, высокая энергия активации которого связана, по мнению автора, главным образом, с превращением SO_2 в SO за счет большой энергии диссоциации связи $\text{S}-\text{O}$ (549 кДж/моль). Именно она обеспечивает основной вклад в приращение свободной энергии Гиббса суммарного процесса. Существенное снижение активационного барьера процесса достигается, согласно Л.А.Анисимову, за счет выигрыша в свободной энергии на последующих стадиях. Он в большой степени зависит от редуцента и делает возможным протекание сульфатредукции при более низких температурах. Между тем известно, что термодинамические характеристики (свободные энергии Гиббса) не могут отождествляться с кинетическими (энергией активации) или (и) использоваться для анализа кинетики процесса. Кроме того, выбранные Л.А.Анисимовым редуценты абсолютно не соответствовали природным углеводородам, а, как следует из расчета самого автора [1], природа редуцента оказывает сильное влияние на приращение свободной энергии, вплоть до изменения знака приращения (изменения направленности процесса).

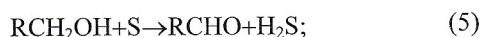
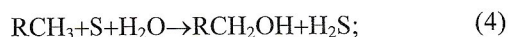
Другую схему абиогенной сульфатредукции предложил В.Л.Орр [11]. По этой схеме при взаимодействии сульфата и сероводорода образуется элементарная сера:



Возможность протекания такой реакции экспериментально показана для температур выше 200°C [12]. При взаимодействии серы с углеводородами нефти и водой образуется H_2S и CO_2 .



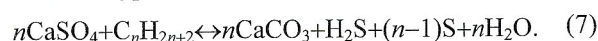
К аналогичной схеме, анализируя термодинамику реакций и данные экспериментов, моделирующих сульфатредукцию, пришли Т.П.Голдстейн и З.Айзенштат [9]. По такой схеме на стадии окисления углеводородов, при которой источником электронов является сера, акцептором электронов — углерод, а источником кислорода — вода, должны образовываться продукты неполного окисления углеводородов по реакциям:



И это подтверждается опытами В.Ж.Толанда [13], в которых при окислении углеводородов образовывались органические кислоты и фенол, а не CO_2 , присутствие которого характерно для природных газов с высоким содержанием H_2S . Согласно модели В.Л.Орра, в ходе редукции сульфатов и сопряженного окисления углеводородов вода должна потреб-

ляться. Однако изучение природных систем показало, что при редукции сульфатов вода выделяется. Это фиксируется по опреснению вод флюидовключений [15].

Р.Ш.Ворден с соавторами [6, 13—15] предложили другую модель, в которой отрицается необходимость иницирующей стадии с участием восстановленных форм серы. Авторы рассматривают редукцию как процесс прямого взаимодействия воднорастворенных сульфатов с углеводородами. Согласно их представлениям редукция сульфатов — развивающийся во времени процесс с разными стадиями, лимитирующими скорость. В начале процесса при низких температурах его суммарная скорость ограничивается скоростью химической реакции и крайне низка. При достижении температуры 140°C и выше скорость химической реакции возрастает и наступает химическое и фазовое равновесие [6]. В зоне активной сульфатредукции сопряженно с образованием H_2S образуется кальцитовая пленка, осаждающаяся на поверхности ангидрита. Скорость процесса все в большей степени начинает контролироваться скоростью диффузии молекул сульфата сквозь пленку в раствор в зону реакции, что, по мнению авторов, в итоге приводит к его полной остановке. По их оценкам, до полного прекращения процесса при 120°C требуется $3 \cdot 10^5$ лет, 150°C — $2 \cdot 10^5$ лет. Именно этим они объясняют сосуществование углеводородных скоплений и сульфатов при температурах выше 140°C. Модель основана на схеме сульфатредукции, в которой реакции описаны уравнениями типа:



Эта схема, как видно из уравнения (7), не может объяснить хорошо известный факт — присутствие в сероводородсодержащих газах значительных количеств CO_2 , поскольку весь углерод связан в кальцит. Не может она объяснить и наблюдаемую корреляцию между концентрациями этих газов, свидетельствующую о сопряженности их образования.

Однако главный недостаток модели Р.Ш.Вордена с соавторами [6] в том, что постулируя равновесие в сульфатредукционной системе при достижении температур 120—140°C и утверждая, что процесс происходит в водной среде, она, по существу, приводит к выводу о невозможности накопления сероводорода. Действительно, согласно принципу Ле-Шателье, для равновесной системы при большом избытке продукта реакции, а им в данном случае является вода (реакция происходит в водной среде), равновесие должно быть сильно смещено в сторону исходных веществ. Именно это и означает невозможность накопления сероводорода.

Для оценки термодинамической вероятности различных реакций, предполагаемых при сульфатредукции и сопоставления образующихся в них продуктов с химическими особенностями природных сероводородсодержащих систем, нами были проведены расчеты приращений свободной энергии Гиббса ΔF для реакций взаимодействия твердых сульфатов с некоторыми типичными представителями разных классов углеводородов, встречаемых в нефтях [5]. Результаты расчетов представлены в табл. 1.

На основании расчетов величин ΔF для реакции 1 и 2 можно сделать вывод, что термодинамически более благоприятно окисление алканов с большим числом углеродных атомов в цепи. Преимущественным окислением алканов с большим числом атомов углерода можно объяснить наблюдаемое при сульфатредукции увеличение сухости

1. Значения приращений свободных энергий F (потенциалы Гиббса) для 300-450°C реакций, моделирующих природную сульфатредукцию

Химическая реакция	ΔF при температуре	
	300°C	450°C
1. $\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + \text{CH}_4(\text{газ}) \rightarrow \text{CaCO}_{3(\text{тв})} + \text{H}_2\text{S}(\text{газ}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	-6,68	-8,56
2. $3\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + 4\text{C}_7\text{H}_{16(\text{газ})} \rightarrow 3\text{CaCO}_{3(\text{тв})} + 4\text{C}_6\text{H}_{14(\text{тв})} + 3\text{H}_2\text{S}(\text{газ}) + \text{CO}_2(\text{газ}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	-40,65	-70,71
3. $\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + 2\text{C}_7\text{H}_{16(\text{газ})} \rightarrow 2\text{C}_6\text{H}_{13}\text{CHO}(\text{газ}) + \text{CaS}(\text{тв}) + 2\text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	+124,11	121,20
4. $3\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + 4\text{C}_7\text{H}_{16(\text{газ})} \rightarrow 4\text{C}_6\text{H}_{13}\text{COOH}(\text{газ}) + 3\text{CaS}(\text{тв}) + 4\text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	+40,8	+6,35
5. $\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + \text{C}_6\text{H}_{11}\text{C}_2\text{H}_5(\text{газ}) \rightarrow \text{CaCO}_{3(\text{тв})} + \text{C}_6\text{H}_9\text{CH}_3(\text{газ}) + \text{H}_2\text{S}(\text{газ}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	+1,02	-9,85
6. $9\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + 2\text{C}_6\text{H}_{12(\text{газ})} \rightarrow 9\text{CaCO}_{3(\text{тв})} + 9\text{H}_2\text{S}(\text{газ}) + 3\text{CO}_2(\text{газ}) + 3\text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	+324,63	+254,76
7. $\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + 4\text{C}_6\text{H}_{12(\text{газ})} \rightarrow \text{CaS}(\text{тв}) + 4\text{C}_6\text{H}_{10(\text{газ})} + 4\text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	-16,32	-18,91
8. $3\text{S}(\text{тв}) + \text{C}_6\text{H}_{12(\text{газ})} \rightarrow 3\text{H}_2\text{S}(\text{газ}) + \text{C}_6\text{H}_6(\text{газ})$	-0,5	-18,7
9. $3\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + 4\text{C}_7\text{H}_{16(\text{газ})} \rightarrow 3\text{CaCO}_{3(\text{тв})} + 4\text{C}_6\text{H}_{14(\text{тв})} + 3\text{S}(\text{тв}) + 3\text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	-10,67	-15,2
10. $\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + \text{C}_7\text{H}_{16(\text{газ})} \rightarrow \text{CaCO}_{3(\text{тв})} + \text{C}_6\text{H}_{15}\text{S}(\text{газ}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	-2,78	-9,65
11. $\text{CaSO}_{4(\text{тв})} + 4\text{C}_7\text{H}_{16(\text{газ})} \rightarrow \text{CaS}(\text{тв}) + 4\text{C}_5\text{H}_{12}\text{CH}=\text{CH}_2(\text{газ}) + 4\text{H}_2\text{O}(\text{ж})$	+64,42	+37,98

газов [10] и отмечавшееся Г.Е.Клэйпулом и Е.А.Мансини [7], смещение максимума в распределении алканов углеводородных скоплений в зонах сульфатредукции в низкомолекулярную область. Высокая термодинамическая вероятность реакций типа (2) позволяет объяснить и факт корреляции содержания H_2S и CO_2 [10].

Расчет приращений свободных энергий [5] показывает (см. табл. 1, реакции 3 и 4), что термодинамика запрещает образование частично окисленных органических соединений при прямом взаимодействии сульфата с алканами и разрешает окисление цепочечных алканов и боковых цепочек, связанных с углеродными кольцами (реакции 2 и 5). В процессе реакции 5 термодинамика менее благоприятна, чем при окислении алканов по реакции 2.

Расчеты также показывают, что реакции окисления углеродных атомов, входящих в нафтеновые кольца, возможность которых допускал Л.А.Анисимов [1], запрещены (реакция 6), а реакции дегидрирования нафтеновых колец благоприятны как для реакций с участием сульфата (реакция 7), так и продукта его восстановления — серы (реакция 8). При этом сера и сераорганические соединения могут образовываться как в результате прямого взаимодействия сульфата с углеводородами (реакция 9 и 10), так и в реакции с участием серы, образующейся при взаимодействии сульфата с сероводородом, которое рассматривал В.Л.Орр и другие авторы. Упомянутые реакции, по-видимому, — одна из причин наблюдаемой при сульфатредукции ароматизации углеводородного флюида, но есть и другая — уменьшение содержания алканов вследствие окисления. В то же время термодинамика запрещает дегидрирование цепочечных молекул сульфатом с образованием ненасыщенных соединений (реакция 11).

Таким образом, рассмотрение термодинамики реакций редукции сульфатов углеводородами, моделирующими основные классы нефтяных углеводородов, с учетом хи-

мических особенностей состава сероводородсодержащих систем позволяет сделать вывод о том, что главным содержанием природного процесса сульфатредукции с участием углеводородных флюидов является окисление цепочечных алканов и боковых цепей, связанных с углеродными кольцами. При этом преимущественному окислению подвергаются длинноцепочечные алканы. Нафтеновые и ароматические соединения участвуют в сульфатредукции за счет реакций окисления углеродных атомов боковых цепей. Кроме того, нафтеновые соединения участвуют в сульфатредукции за счет реакций дегидрирования колец. Ароматические кольца участия в сульфатредукции не принимают. Термодинамические расчеты подтверждают, что в результате сульфатредукции происходит опреснение вод, образуются значительные количества H_2S и CO_2 , элементная сера и ряд сернистых соединений (минеральные и органические сульфиды, тиоловые соединения и продукты последующего взаимодействия серы с углеводородами), а также кальцит. Остаточный углеводородный флюид обогащается ароматическими и нафтеновыми соединениями.

Таким образом, термодинамический подход к изучению процесса сульфатредукции дает возможность смоделировать общую направленность химического процесса и на этой основе объяснить некоторые химические характеристики сероводородсодержащих систем. Однако в рамках этого подхода невозможно построить модель реального процесса генерации и накопления сероводорода, который протекает в открытой системе. Для его описания требуется кинетический анализ. Ниже представлена разработанная нами кинетическая модель абиогенной редукции сульфатов, учитывающая одновременно протекающие генерацию и рассеяние сероводорода.

Кинетическая модель генерации и аккумуляции сероводорода. Учитывая изложенные факты, характеризующие химические особенности природных сульфатредук-

ционных систем и закономерности распространения H_2S в глубокозалегающих карбонатных резервуарах, мы выдвигаем следующие постулаты, положенные в основу модели:

1. Концентрация H_2S в газах углеводородных скоплений, рассматриваемых как открытые по сероводороду системы, контролируется двумя одновременно протекающими процессами — генерацией (химическая стадия) и рассеянием (диффузионная стадия).

2. Сероводород генерируется непосредственно в залежах углеводородов в результате абиогенной редукции контактирующих с ними сульфатов. Скорость генерации H_2S при условии адсорбционного насыщения поверхности сульфатов углеводородами описывается уравнением реакции нулевого порядка:

$$\frac{dC}{dt} = k, \quad (8)$$

где C — концентрация H_2S в газах; t — время, k — константа скорости сульфатредукции.

3. Скорость диффузионного рассеяния H_2S из залежи, согласно закону Фика, равна:

$$J = \frac{D}{L} SC, \quad (9)$$

где J — диффузионный поток H_2S ; D — коэффициент диффузии; C — концентрация H_2S ; S — поверхность рассеяния H_2S ; L — расстояние от залежи до точки, где концентрацию H_2S можно принять равной 0. Тогда скорость накопления H_2S в залежи объемом V можно описать дифференциальным уравнением первого порядка, имеющим вид:

$$V \frac{dc}{dt} = kV - \frac{D}{L} SC. \quad (10)$$

В условиях открытой системы процессы генерации и рассеяния H_2S должны приводить к стационарному состоянию системы, соответствующему равенству скоростей этих процессов. Для условия стационарности уравнение (10) будет иметь вид:

$$kV - \frac{D}{L} SC = 0. \quad (11)$$

Отсюда величина стационарной концентрации равна:

$$C_0 = \frac{kVL}{SD}. \quad (12)$$

После подстановки в уравнение (12) уравнения Аррениуса

$$k = A \exp\left(-\frac{E}{RT}\right), \quad (13)$$

получим:

$$C_0 = \frac{VL}{SD} A \exp\left(-\frac{E}{RT}\right), \quad (14)$$

где A — предэкспоненциальный множитель; $R=8,314$ кДж/моль — универсальная газовая постоянная; T — абсолютная температура, °К; E — энергия активации.

Чтобы оценить время достижения постулируемых моделью стационарных концентраций (t_0) и применимость выражения (14) для расчета содержания H_2S в уравнении (10) мы сделали замену переменных — текущего времени t и текущей концентрации C — на их безразмерные аналоги — $\tau=t/t_0$ и $\eta=C/C_0$ и после небольших преобразований выражение (10) приняло вид:

$$\frac{d\eta}{d\tau} = L - \eta, \quad (15)$$

Интегрируя выражение (15) и возвращаясь к прежним переменным, представим текущее время как:

$$t = \frac{VL}{SD} \ln \frac{1}{1 - C/C_0}. \quad (16)$$

Из формулы (16) видно, что при $C=0$, t равно 0, а при C , стремящемся к C_0 , t стремится к ∞ . Приняв за время установления стационарного состояния время, за которое концентрация в системе достигнет уровня $0,99 C_0$ с помощью уравнения (16) выразим:

$$t_0 \cong 4,6 \frac{VL}{SD}. \quad (17)$$

Пригодность принятых приближений и диапазонов варьируемых параметров, а также пригодность самой модели, как показано ниже, подтверждается ее способностью воспроизвести и объяснить описанные природные зависимости распределения H_2S и наблюдаемые химические характеристики высокосернистых углеводородных флюидов.

Результаты модельных расчетов. Параметры, входящие в выражение (14), выбирали следующим образом. Величину коэффициента диффузии H_2S в водных растворах D приняли равной 10^{-5} см²/с [2]. Величину предэкспоненты A для реакции нулевого порядка, входящую в формулу (14), основываясь на данных С.Бенсона [3], приняли равной 10^{12} с⁻¹. Точное значение предэкспоненциального множителя для выявления типа зависимости не имеет значения. Величину E ввиду неопределенности механизма процесса рассматривали как варьируемый параметр. В качестве его верхней границы принимали значения, при которых в варьируемом диапазоне температур стационарные концентрации C_0 были ненулевыми. Диапазон температур 333—453°К определялся реальными температурами в углеводородных залежах с высокими концентрациями сероводорода. Расстояние L , определяемое удаленностью ловушки от контакта с терригенными отложениями, где концентрацию H_2S принимали равной 0, также рассматривали, как варьируемый параметр, поскольку его величина в конкретных геологических ситуациях может быть разной. Величины V и S входят в выражения (14)—(17) в виде отношения, имеющего размерность длины, поэтому, исходя из известных реальных значений названных параметров, величину V/S варьировали в пределах 10^4 — 10^6 см. Значения концентраций C_0 , рассчитываемые по уравнениям (3) и (4), соответствовали числу молекул в кубическом сантиметре. Для того, чтобы перейти от этой размерности к общепринятому выражению концентрации H_2S в объемных (мольных) долях процентов, полученные значения C_0 делим на число молекул в кубическом сантиметре ($N_0=2,69 \cdot 10^{19}$) и умножаем на 100.

Расчеты времени достижения системой стационарного состояния t_0 и значения стационарных концентраций C_0 представлены в таблицах 2 и 3. Как видно из табл. 2, в области значений варьируемых параметров время t_0 оказалось в пределах 10^5 — 10^7 лет. Эти значения соответствуют короткому, в геологическом смысле, промежутку времени, вполне сопоставимому со временем существования углеводородных залежей, а значит, достижение системой стационарного состояния вполне реально. Полученный результат подтверждает правомерность использования стационарной модели и объясняет наблюдаемую связь макси-

мальных концентраций H_2S в газах с современными, а не с палеотемпературами (см. рис. 1).

В стационарных условиях ($C_0/L = \text{const}$) в соответствии с выражением (12) резкие локальные колебания концентрации H_2S в газах, наблюдаемые в ловушках одной и той же температурной зоны, могут возникать в силу двух причин: 1) связана с разной удаленностью залежей от терригенных толщ, описываемой параметром L , т.е. с различиями локальных градиентов; 2) с различиями параметров ловушек V и S , определяющих колебания другой переменной в уравнении (12) — V/S . По-видимому, более важную роль играет удаленность ловушек от терригенных толщ, поскольку ее связь с концентрацией H_2S неоднократно подтверждалась природными наблюдениями. Связь концентрации H_2S с параметрами ловушки пока не описана, возможно, из-за недостаточной изученности и меньшего влияния параметров на C_0 .

2. Время достижения стационарных концентраций сероводорода при различных значениях варьируемых параметров V/S и L/D

V/S	t_0 , лет	L/D	t_0 , лет
100	$1,45 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^9$	$1,45 \cdot 10^6$
200	$2,92 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^{10}$	—
500	$7,31 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^{11}$	$1,45 \cdot 10^7$
1000	$1,45 \cdot 10^6$	—	—
10000	$1,45 \cdot 10^7$	—	—

Как следует из формулы (14), экспоненциальный характер температурной зависимости стационарных концентраций H_2S может проявиться лишь при условии постоянства величин L и V/S , характеризующих залежи из разных температурных зон.

Легко показать, что в отношении параметра L это условие соблюдается лишь при значениях $C_0/L \rightarrow 0$, что возможно в двух случаях: при $L \rightarrow \infty$ и при $C_0 \rightarrow 0$. В первом из них величины L можно считать одинаковыми, поскольку их различиями можно пренебречь по сравнению с абсолютной величиной L . Вторым случаем можно не анализировать, так как практический интерес представляют только залежи с высоким содержанием сероводорода.

Колебания V/S для разных залежей, по-видимому, не могут замаскировать проявление экспоненциальной температурной зависимости, поскольку, как было уже отмечено, колебания этой переменной менее существенны, чем колебания L . К тому же переменная V/S входит в линейный член выражения (14), влияние которого гораздо слабее влияния экспоненциального члена.

Таким образом, проявление экспоненциальной температурной зависимости возможно лишь для залежей с благоприятными условиями консервации, т.е. при низких диффузионных градиентах. Кривые на рисунке, полученные при анализе природного материала, подтверждают сказанное [4]. Представленные на нем температурные зависимости максимально достижимых концентраций H_2S в газах залежей с однотипным углеводородным флюидом отражают аррениусовскую связь константы скорости редукиции сульфатов с температурой. Сдвиги температурных кривых для разнотипных флюидов (см. рис. 1) обусловлены различием в энергиях активации сульфатредукции в реакциях с их участием, т.е. разными механизмами сульфатредукции.

3. Зависимость стационарных концентраций сероводорода (C_0) от температуры при $V/S=1000$ см, $A=10^{12}$, $L=10^5$ см, $D=10^{-5}$ см²/с

Т, °К	Концентрация H_2S при различных значениях энергии активации, кДж/моль			
	65	70	75	80
333	0,01	0,00	0,00	0,00
343	0,03	0,00	0,00	0,00
353	0,05	0,01	0,00	0,00
363	0,10	0,02	0,00	0,00
373	0,18	0,04	0,01	0,00
383	0,31	0,06	0,01	0,00
393	0,51	0,11	0,02	0,00
403	0,84	0,19	0,04	0,00
413	1,35	0,31	0,07	0,00
423	2,11	0,51	0,12	0,00
433	3,23	0,80	0,20	0,00
443	4,85	1,25	0,32	0,01
453	7,16	1,90	0,50	0,01
463	10,40	2,84	0,77	0,02
473	14,85	4,17	1,17	0,03

Сдвиг кривых в область более низких температур для флюидов с повышенным содержанием жидких углеводородов означает, что сульфатредукция в этом случае характеризуется более низкими энергиями активации, чем с участием газообразных углеводородов. При одинаковых температурах содержание H_2S в газах будет тем выше, чем больше жидких углеводородов в составе флюида.

В табл. 3 приведены результаты расчета стационарных концентраций H_2S в выбранном диапазоне температур с использованием формулы (14), для разных значений энергий активации сульфатредукции при некоторых фиксированных значениях L и V/S из выбранного диапазона их вариаций.

Из результатов расчета, представленных в табл. 3, видно, что верхняя граница значений энергий активации в диапазоне варьируемых параметров, выше которой невозможно накопление H_2S , находится ниже 80 кДж/моль. С одной стороны, столь низкие энергии активации означают, что для гипотетического механизма сульфатредукции очень высокие температуры, из-за которых прямая редукция сульфатов углеводородами отвергалась, не нужны. С другой, такие значения энергий активации предполагают обязательное участие катализаторов. Поскольку катализируется окислительно-восстановительная реакция, то катализатором должно быть природное соединение, обладающее способностью легко восстанавливаться и окисляться и имеющее промежуточный электродный потенциал относительно электродных потенциалов на углеводородном и сульфатном концах системы. Принимая это во внимание, механизм окислительно-восстановительной реакции можно представить как перенос электрона через электрон-транспортную цепь, на одном конце которой находится углеводород — источник электронов, на другом акцептор электронов — сульфат, а промежуточным звеном является катализатор (рис. 2).

Углеводороды передают электроны окисленной форме комплекса, восстанавливая его, а восстановленная форма катализатора передает электроны сульфату, превращая его в сероводород, и вновь возвращается в окисленную форму.

В природной обстановке описанным требованиям лучше всего удовлетворяют соединения, способные аккумулировать значительную энергию и снизить энергию активации. К таким веществам относятся, например, порфириновые комплексы переходных металлов, источником которых является органическое вещество и продукты его преобразования. Они достаточно прочны и не теряют каталитическую активность при повышенных температурах. Их каталитическая активность очень высока, поэтому их присутствие даже в следовых количествах может обеспечить высокую скорость катализа окислительно-восстановительных реакций.

Рассмотренный механизм не претендует на соответствие реальной последовательности элементарных стадий

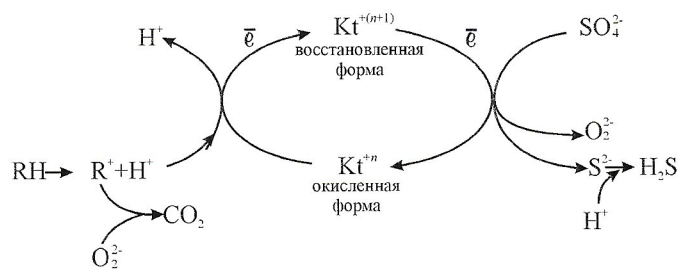


Рис. 2. Гипотетическая схема электрон-транспортной цепи при редукции сульфатов углеводородами

этого сложного многостадийного процесса, но, тем не менее, иллюстрирует возможность создания физико-химической модели абиогенной сульфатредукции.

Из предложенной нами кинетической модели генерации и накопления сероводорода можно сделать следующие выводы:

1. Уровень осерненности газов контролируется двумя одновременно протекающими процессами — термokatалитической редукцией сульфатов пород углеводородами на поверхности контакта между ними и диффузионным рассеянием H_2S из залежей.

2. Наблюдаемые концентрации H_2S в газах — стационарные, т.е. отвечают равенству скоростей его генерации и рассеяния и отражают современные условия протекания этих процессов. Время достижения стационарных концентраций H_2S составляет 10^5 — 10^7 лет.

3. Резкие вариации уровня осерненности газов при одинаковых температурах в залежах связаны с разными градиентами концентрации H_2S в направлении его диффузии из залежей, контролируемые, в первую очередь, близостью карбонатных ловушек к контакту с терригенными породами.

4. Эмпирические температурные зависимости уровня осерненности газов в залежах с благоприятными условиями консервации H_2S объясняются экспоненциальной зависимостью константы скорости его генерации от температуры, проявляющейся при минимальных и приблизительно одинаковых градиентах концентраций в направлении диффузии.

5. Сдвиг по температурной оси эмпирических кривых зависимости концентрации H_2S в газах от температур для залежей с разным соотношением жидких и газообразных углеводородов обусловлен разными энергиями активации процесса сульфатредукции как следствие участия в нем разнотипных углеводородов. С увеличением доли жидких углеводородов в скоплениях снижаются энергии активации процесса сульфатредукции.

6. Теоретическая оценка значений энергии активации процесса термokatалитической сульфатредукции, необходимая для достаточной скорости накопления H_2S не должна превышать 80 кДж/моль. Столь низкие значения энергии активации свидетельствуют о том, что процесс редукции может протекать при температурах гораздо более низких, чем считалось ранее, и об определяющей роли катализаторов в механизме процесса. Вероятным механизмом процесса представляется сопряженные окислительно-восстановительные реакции, в которых перенос электронов от углеводородов к сульфатам осуществляется с помощью комплексов переходных d -металлов переменной валентности, например, порфириновых комплексов.

Предложенная теоретическая модель не только объясняет найденные природные закономерности распространения кислых газов, но и создает базу для обоснования количественного прогноза максимального уровня осерненности природных газов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов Л.А. Условия абиогенной редукции сульфатов в нефтегазоносных бассейнах // Геохимия. 1978. № 11. С. 1692—1702.
2. Астарита Дж. Массопередача с химической реакцией. — М.: Химия, 1971.
3. Бенсон С. Основы химической кинетики. — М.: Мир, 1964.
4. Дахнова М.В. Геохимия серы в связи с проблемой нефтегазоносности: Автореф. дисс... докт. геол.- мин. наук. — М., 1999.

5. *Илев А.А., Дахнова М.В., Шкутник Е.Н.* Механизмы генерации при термохимической сульфатредукции в природных условиях / Геология, геохимия, геофизика и разработка нефти и газа. — М., 1998. С. 162—170.
6. *Bildstein O., Worden R.H., Brosse E.* Assessment of anhydrite dissolution as the rate-limiting step during thermochemical sulfate reduction. — *Chemical geology*. 2001. Vol. 176. P. 173—179.
7. *Claypool G.E., Mancini E.A.* Geochemical relationships of petroleum in Mesozoic reservoirs to carbonate source rocks of Jurassic Smackover Formation, southwestern Alabama. — *AAPG Bull.* 1991. Vol. 73. P. 904—921.
8. *Dakhnova M.V., Gurieva S.M., Shkutnik E.N.* On the distribution of hydrogen sulphide in the carbonate oil and gas fields of the Russian platform. — In: *Generation, Accumulation and Production of Europe's hydrocarbons*. Special publication of the European Association of Petroleum geoscientists. Berlin: Springer-Verlag. 1993. № 3. P. 337—342.
9. *Goldstain T.P., Aizenshtat Z.* Thermochemical sulfate reduction. A review. — *J. Thermal. Anal.* 1994. Vol. 42. P. 241—290.
10. *Krouse H.R., Viau C.A., Elick A.L.S., Ueda A., Halas S.* Chemical and isotopic evidence of thermochemical sulfate reduction by light hydrocarbon gases in deep carbonate reservoirs. — *Nature*, 1988. Vol. 333. P. 415—419.
11. *Orr W.L.* Changes in sulphur content and sulphur isotope ratios during petroleum maturation study of Big Horn basin Paleozoic oils. — *AAPG Bull.* 1974. Vol. 50. P. 2295—2318.
12. *Trudinger P.A., Chambers L.A., Smith J.W.* Low-temperature sulphate reduction: biological versus abiological. — *Can. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 1910—1918.
13. *Toland W.G.* Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate. — *J. Amer. Chem. Soc.* 1960. Vol. 82. P. 1911—1916.
14. *Worden R.H., Smalley P.C., Oxtoby N.H.* Gas souring by thermochemical sulfate redaction at 140°C // *AAPG Bull.* 1995. Vol. 79. P. 854—856.
15. *Worden R.H., Smalley P.C., Oxtoby N.H.* The effect of thermochemical sulfate reduction upon formation water salinity and oxygen isotopes in carbonate reservoirs. — *Geochim et Cosm. Acta*, 1996. Vol. 60. P. 3925—3931.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.494'531.068.5(470.1)

© Коллектив авторов, 2005

Комплексные титаноциркониевые россыпи центральной части Русской платформы — резерв минерально-сырьевой базы золота

Е.В.МАТВЕЕВА, В.П.ФИЛИППОВ, С.В.ЯБЛОКОВА, Н.М.ИВАНОВ, О.А.АГИБАЛОВ, А.В.КОНДРАТЬЕВ (ФГУП ЦНИГРИ)

Комплексные титаноциркониевые россыпи широко распространены в отложениях мезозойско-кайнозойского чехла центральной части Русской платформы. За последние десятилетия установлено, что кроме титаноциркониевых минералов россыпи содержат золото в количестве, нередко представляющем промышленный интерес. Золото выявлено прежде всего там, где объем опробования относительно большой — обычно это наиболее крупные россыпи (табл. 1).

В пределах центральной части Русской платформы потенциально золотосодержащей является подавляющая часть титаноциркониевых россыпей. В случае отсутствия прямых признаков золотоносность россыпей можно предположить по косвенным — во флювиогляциальных и аллювиальных отложениях, распространенных на площадях развития титаноциркониевых россыпей, отмечаются повышенные содержания минералов титана и золота. Так, например, повышенная золотоносность полигенетической четвертичной рыхлой толщи, связанной с площадями развития комплексных мезозойских россыпей, определена авторами статьи на территориях Теплостанской возвышенности, Клинско-Дмитровской гряды, Окско-Цнинского вала.

Наиболее известны комплексные россыпи в пределах Окско-Донского междуречья — пространстве, в геотектоническом отношении отвечающем Пачелмскому авлакогену, который приурочен к сложно построенной структурно-формационной зоне сочленения Воронежского массива и Волго-Уральской антеклизы (рис. 1). На части территории Окско-Донского междуречья (Тамбовская, Рязанская и частично Липецкая области) известно (А.М.Болотов, 1964) около 50 титаноциркониевых россыпей и россыпей проявлений потенциально золотосодержащих.

Для данной территории установлено [3], что областями сноса кластогенного материала (содержащего золото и минералы титана и циркония), поступавшего в бассейны осадконакопления в течение практически всего фанерозоя служили Воронежский массив и Волго-Уральская антеклизы. Существенное значение для формирования золотосодержащих формаций фанерозоя имело резкое изменение тектонического режима развития Русской платформы в среднем девоне—нижнем карбоне [2]: в результате опускания южной части платформы островами стали обособившиеся кристаллические массивы. Так, например, в пределах Воронежского массива известны многочисленные золоторудные и золотосодержащие проявления, а сам кристаллический массив в среднем девоне—нижнем карбоне был одной из основных областей сноса для бассейна осадконакопления рассматриваемой территории. Таким образом, по мере накопления осадков и многократного их перемыва вследствие изменения режима тектонического развития на разных стратиграфических уровнях формировались промежуточные золотосодержащие коллекторы: коры выветривания, прибрежно-морские грубообломочные фации (конгломераты, пески, песчаники), обычно обогащенные минералами тяжелой фракции; фации мелководных морских бассейнов, содержащие фосфорит и глауконит, бокситоподобные породы; горизонты, вмещающие сидерит, лимонитовые руды, пирит разнообразных форм выделений. В прибрежных зонах также образовывались золотосодержащие комплексные титаноциркониевые россыпи, для которых перечисленные промежуточные коллекторы служили источниками золота.

Коренными источниками кластогенного золота для промежуточных коллекторов фанерозоя данной территории предполагаются золоторудные проявления различных ти-

1. Титаноциркониевые россыпи центральной части Русской платформы с установленным золотом

Месторождение	Область	Возраст	Содержания золота, г/т	
			диапазон значений	среднее
Центральное	Тамбовская	K ₂ c	0,05—2,0	0,05—0,1
Кирсановское	Тамбовская	K ₂ c	до 0,15	Не опр.
Корневское	Рязанская	K ₁ a	до 0,7	0,28
Волчинское	Липецкая	K ₁ a	до 0,26	Не опр.
Лукояновское	Нижегородская	J ₂ bt	0,03—0,46	0,18
Новозыбковское	Брянская	P ₃	n 0,01	Не опр.
Балтинское	Волгоградская	P ₂	0,01—0,06	«
Буерак-Поповское	Волгоградская	P ₂	0,01—0,1	«
Русская Журавка*	Воронежская	P ₁	0,02—0,06 (до 2,8)	«

* Перспективно как собственно золотороссыпной объект с повышенными содержаниями ильменита (до 10 кг/м³).

пов, сосредоточенные главным образом в структурно-формационных комплексах докембрия Воронежского кристаллического массива (табл. 2). По данным работ ЦНИГРИ (А.Н.Ясырев, 1975), формации, вмещающие зо-

лотое оруденение, представлены железистыми кварцитами, кварцевыми конгломератами, черными углеродистыми сланцами и породами зеленокаменных толщ.

В результате геологоразведочных работ (А.Н.Ясырев, 1975) для ряда рудопоявлений на сечение 1,1—6,7 м определены средние содержания Au 3,2—7,6 г/т (максимально 32,3 г/т). Сульфиды в рудах представлены пиритом, халькопиритом, пирротином; их содержится 3—12%. В сульфиде присутствуют тонкодисперсные включения золота. Кроме золота в рудопоявлениях установлены платиноиды, содержащиеся в пределах 0,01—0,04 г/т. Общее представление о характере выделений золота можно составить по рудным зарисовкам золота (рис. 2), отобранного из россыпи Русская Журавка (Павловский район Воронежской области) — свободное золото составляет до 50% в виде дендритовых выделений и выделений неправильной формы, размер их 0,1—0,7 мм. Кроме сульфидов в рудах отмечается гематит и магнетит. В частности, магнетит в сростании с золотом установлен в продуктивных титаноциркониевых песках россыпи месторождения Центральное, что подчеркивает тесную связь ее вещественного состава с рудно-формационным комплексом кристаллического основания Воронежского массива.

Как показывает анализ разреза и характер распределения золота осадочного чехла Русской платформы, потенциально золотосодержащие коллекторы формировались в пределах рассматриваемой территории с девона по неоген.

Отложения *нижнего и среднего девона* залегают непосредственно на кристаллическом основании, по породам которого развивалась кора выветривания, несомненно, затрагивая и известные на Воронежском кристаллическом массиве золотосульфидно-кварцевые проявления. В качестве потенциальных золотосодержащих коллекторов нижнего и среднего девона следует рассматривать горизонты разнозернистых песков с гравием и галькой, гравелитов эмского яруса, песков и песчаников эйфельского, кварцевых песков и песчаников с примесью глауконита и сидерита живетского.

В отложениях *верхнего девона* [3] благоприятны для концентрации золота отложения франского яруса, вмеща-

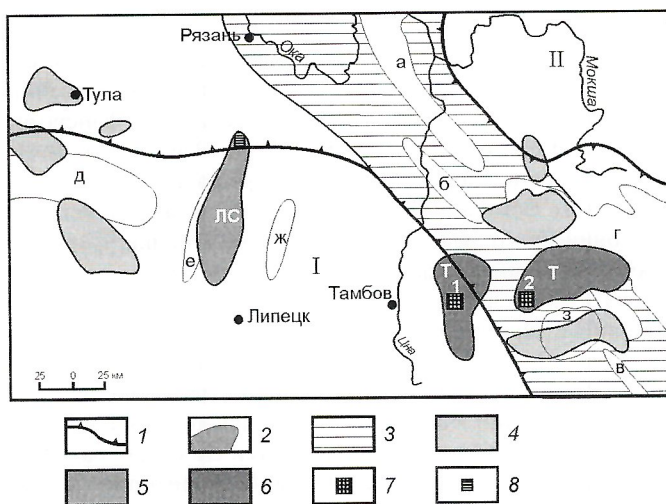


Рис. 1 Схема размещения комплексных золотосодержащих россыпей Окско-Донского междуречья. Структурная основа по данным В.В.Дашевского, Л.И.Фадеева:

1 — контуры антиклиз: I — Воронежская, II — Волго-Уральская; 2 — валы и поднятия; валы: а — Окско-Цнинский, б — Славинский, в — Ртищевско-Баландинский, г — Керенско-Чембарская система валов; поднятия: д — Чернское, е — Данковское, ж — Зимаровское, з — Мачинское; 3 — зона Пачелмского авлакогена; россыпные поля комплексных титаноциркониевых россыпей, в т.ч. районы Липецко-Скотинский (ЛС) и Тамбовский (Т); площади развития комплексных россыпей с ресурсным потенциалом золота (в т): 45 — до 1; 5 — до 10; 6 — до 100; 7 — месторождения титаноциркониевого сырья, близкие к промышленным: 1 — Центральное, 2 — Кирсановское; 8 — комплексная россыпь Корневская

2. Типы золотой минерализации Воронежского массива. По Ю.С.Ляховкину (2002)

Тип	Содержание золота, г/т	
	среднее	максимальное
Золотосульфидный вкрапленный: малосульфидный умеренносульфидный	0,5—2,0 0,3—1,0	33,9 11,3
Медно-никелевый сульфидный	0,5	4,8
Стратиформный золотой	0,5	5,0
Стратиформный медный	0,3	2,8
Стратиформный свинцово-цинковый	0,3	2,8
Золото кварцевый жильный	1,0	32,3
Золотомедно-порфировый	0,5	3,1
Золотоносные «железные шляпы»	0,5	10,9

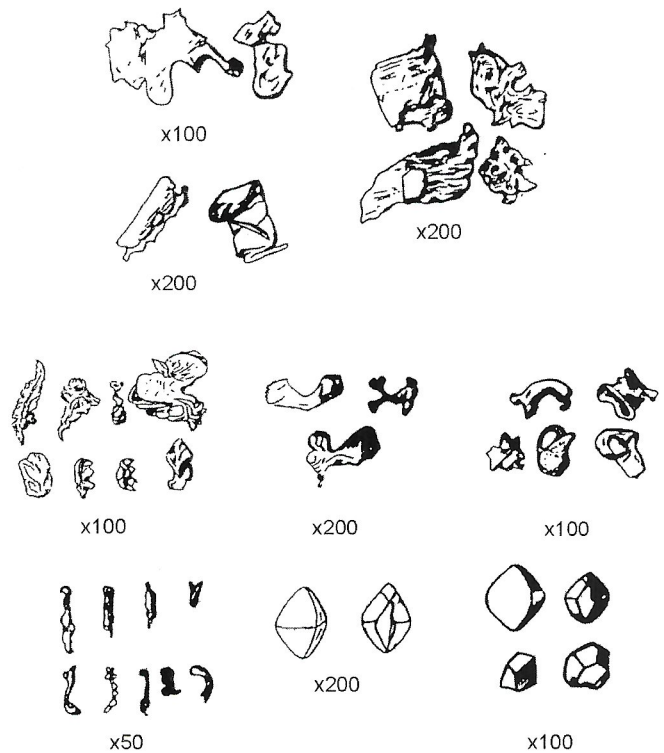


Рис. 2. Формы золотин из песчаных отложений верхнего палеоцена. Зарисовки М.П.Токаревой

ющие кварцевые алевролиты с глинисто-сидеритовым цементом (ястребовский горизонт), красноцветные разнозернистые кварцевые пески и песчаники, иногда гравелиты с обломками фосфоритов (петинский горизонт), конгломераты с галькой бурого железняка, пестроцветные алевролиты с прослоями песков (нижнешигровский горизонт).

В отложениях *каменноугольного возраста* наибольший интерес как промежуточные потенциально золотоносные коллекторы представляют отложения визея, большая часть разреза которого сложена фациями прибрежных равнин, вмещающих угленосные толщи с пиритизированными растительными остатками и желваками пирита, бокситоподобные породы, железные руды. Прибрежно-морские фации яруса обогащены титаноциркониевыми минералами (бобриковский горизонт).

Заслуживают внимания как источники питания также и карбонатные породы раннего и среднего каменноугольного возраста (намюрский и башкирский ярусы) Воронежской антеклизы, где отмечается [5] прожилково-вкрапленная минерализация, представленная пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом, киноварью, антимонитом, арсенопиритом. Аналогичная минерализация в породах карбона (и девона) выявлена в прибортовых частях Пачелмского авлакогена. Содержания золота, которые определены непосредственно в минерализованных породах среднего карбона, достигают 400—600 мг/т (Г.В.Писемский, 1975).

Пермские и триасовые морские отложения на рассматриваемой территории не установлены, так как для Русской платформы в этот период был характерен режим континентального осадконакопления.

Юрские отложения часто залегают на сильно размытой поверхности девонских и каменноугольных пород. В нижней части разреза морских байосских отложений прослеживаются кварцевые песчаники с железистыми оолитами и гравием подстилающих пород, глины с желваками сидерита и прослоями песка. В отложениях келловоя (верхняя его часть) повсеместно преобладают глины, иногда присутству-

ют желваки плотного фосфорита (отмечены содержания Au до 0,5 г/т) и железистых оолитов. В глинах наблюдается значительное количество конкреций пирита, пиритизированные органические остатки. Юрские пески существенно обогащены комплексом титаноциркониевых минералов.

Осадочная толща *мелового возраста* в целом представлена фациями мелководных морских бассейнов и обладает значительным золотоносным потенциалом, который обеспечен золотом, накопившемся в глауконите, фосфорите (содержания Au до 160 мг/т), а также отложениях прибрежно-морских фаций, вмещающих комплексные титаноциркониевые россыпи.

Палеогеновые отложения по генетическим и фаціальным особенностям близки к меловым. Они представлены морскими осадками палеоценовых и эоценовых бассейнов, прибрежные фации которых нередко включают комплексные золотосодержащие россыпи (см. табл. 1).

Отложения *неогена* характерны в основном для западной части Тамбовской области. Преобладают континентальные осадки: элювиальные, аллювиальные, аллювиально-озерные, лиманные и ингрессивно-морские [4]. Толща в значительном объеме представлена кварцевыми, слюдистыми, разнозернистыми песками с прослоями галечника и крупнозернистого песка, местами ожелезненного, чередующимися с погребенными почвами, прослоями бурых углей и глауконитовых алевритов. В шлиховых пробах из неогеновых песков (усманские слои) отмечены повышенные содержания титаноциркониевых минералов, что указывает на возможное присутствие в песках также и золота. В трех пробах, отобранных (ЦНИГРИ, В.И.Романчук, 1998) из усманских песков на территории Липецкой области, отмечено Au с содержаниями (в мг/т): 40, 180 и 212.

В качестве эталонных объектов, на примере которых авторы статьи рассматривают особенности золотоносности комплексных россыпей, взяты титаноциркониевые россы-

пи месторождений Корневское и Центральное (Рязанская и Тамбовская области соответственно).

Следует подчеркнуть, что геологические особенности рассматриваемой территории, пространственно отвечающей северо-восточной части Воронежской антеклизы, сформировались во многом в результате развития системы приразломных валов и поднятий в прибортовых зонах Пачелмского авлакогена и наложенного на него Окско-Донского прогиба. В восточной части территории проявлены структуры Окско-Цнинской системы валов северо-западного простирания (в соответствии со структурами Пачелмского авлакогена). В западной части (вдоль прибортовой зоны Окско-Донского прогиба) возникли два поднятия субмеридионального простирания — Данковское и Зимаровское. Валы и поднятия, осложняющие моноклиналь Воронежской антеклизы, играли определяющую роль при образовании в прибрежно-морских фациях комплексных россыпей на различных стратиграфических уровнях меловой толщи. С указанными системами положительных структур связаны известные россыпные поля золотосодержащих титаноциркониевых месторождений Рязанской, Липецкой, Пензенской и Тамбовской областей.

Месторождение Корневское входит в многочисленную группу титаноциркониевых россыпных объектов Липецко-Скопинской россыпной зоны, охватывающей частично площади Рязанской и Липецкой областей. Дочетвертичный осадочный комплекс россыпной зоны представлен отложениями юры и мела, вмещающими золотосодержащие проявления, связанные с горизонтами кварц-глауконитовых песков, обычно фосфоритосодержащих (Au до 100 мг/т), и собственно фосфоритосодержащих (Au до 160 мг/т). К отложениям аптского яруса нижнего мела приурочены комплексные золотосодержащие титаноциркониевые россыпи с содержаниями (по отдельным пробам) Au до $1,5 \text{ г/м}^3$, образованию которых способствовала благоприятная структурная позиция площади, обусловленная положительными структурами Данковского поднятия. В эрозионных «окнах», характерных для долин рек высоких порядков и их крупных притоков, вскрываются потенциально золотосодержащие коллекторы в девонских отложениях, представленных битуминозными известняками, с содержаниями Au до 600 мг/т.

Положение площади, обусловленное неотектонической активизацией, выражается в приуроченности ее к относительно приподнятой морфоструктуре, где значительно проявлены эрозионно-денудационные процессы. Это, с одной стороны, обеспечило относительно неглубокое залегание различных типов россыпепроявлений нередко с высокими содержаниями золота или их экспонирование на современную поверхность, с другой, создало условия для формирования небольших четвертичных аллювиальных россыпей золота.

Внимание авторов привлекло месторождение Корневское, для которого характерен высокий выход тяжелой фракции, по отдельным интервалам достигавший $400\text{—}600 \text{ кг/м}^3$ (Н.Н.Иконников, 1989), и относительно неглубокое залегание пластов — верхний пласт вскрыт карьером для добычи строительных песков. Авторы опробовали верхнюю залежь россыпи (15 проб массой $40\text{—}60 \text{ кг}$ каждая). Результаты изучения этих проб позволили определить золото по всему опробованному разрезу. Его содержания составляют $80\text{—}1500 \text{ мг/м}^3$, среднее — 280 мг/м^3 . Ситовой анализ самородного золота из навески $16,1 \text{ мг}$ показал, что наиболее крупные разности представлены толстопластинчатыми

овальными или угловатыми частицами размером до $1\times 0,5\times 0,1$ и $0,51\times 0,25\times 0,1 \text{ мм}$. Большая часть золотинок покрыта тонкими пленками гидроксидов железа. Золото незначительно уплощено. Для фракции $-0,5+0,25 \text{ мм}$ характерны удлиненные, вытянутые формы: скипетровидные кристаллы, сростки удлиненных кристаллов, пластинчатые прямоугольные частицы. Среди наиболее мелких разностей (фракция $-0,25 \text{ мм}$) преобладают правильные формы: изометричные и удлиненные кристаллы с хорошо выраженными гранями октаэдра, их скелетные разновидности с отчетливыми скелетными воронками. Присутствуют комковидные губчатые частицы с пленками гидроксидов железа и слюдястыми примазками, а также относительно редкие чешуйчатые пластинчатые золотины. Золото в целом слабо- и полуокатанно. Хотя среди наиболее крупных разностей встречаются средне- и хорошо окатанные частицы, но основная масса золотинок сохраняет скульптуры первичного роста: ступени, воронки, огранные выступы, свидетельствующие о слабой обработанности металла (рис. 3, А, Б). Оно отличается неровной тусклой занозистой поверхностью. Пробность золота изменяется от 720 до 985 (50% — $980\text{—}985$, 25% — $851\text{—}900$, и 25% — $850\text{—}720$). Следует отметить, что золото из Корневской россыпи заметно отличается от золота более северных районов платформы. Для Корневского месторождения характерна слабая степень механической обработанности большей части золотинок, что отражает непосредственную близость коренных источников, локализующихся в структурно-формационных комплексах Воронежского массива. Особенности химического состава золота свидетельствуют о том, что помимо обычно встречающегося в платформенных отложениях химически глубоко преобразованного золота пробностью $980\text{—}999$, в Корневской россыпи 50% составляют золотины пробностью $720\text{—}900$. Они практически не затронуты процессами гипергенного преобразования, что также говорит о близкой связи этого золота с коренными источниками. Относительно высокий уровень средних содержаний золота в продуктивных песках месторождения Корневское позволяет рассматривать его в качестве потенциального промышленного собственно золотороссыпного (по аналогии с месторождением Русская Журавка).

Центральное и Кирсановское месторождения Тамбовского россыпного района — крупные и хорошо изученные золотосодержащие объекты среди титаноциркониевых россыпей центральной части Русской платформы. Кирсановское приурочено к умеренно приподнятой морфоструктуре, осложняющей западную периферию Мачинского поднятия, входящего в систему приразломных структур зоны Пачелмского авлакогена.

В пределах площади россыпного района вскрываются отложения альбского, сеноманского, туронского, коньякского и сантонского ярусов, в результате перемиыва которых и сформировались комплексные золотосодержащие россыпи. В отложениях альбского яруса в целом преобладают разнотельные, глауконит-кварцевые пески с прослоями черных глин, отмечаются включения желваков и прослои гальки фосфоритов. Повсеместно наблюдается переслаивание черных и темно-серых глин, содержащих многочисленные прослои фосфоритовых конгломератов. Средний выход тяжелой фракции — $1,2\text{—}1,7\%$ (при изменении от 1 до 7%). Присутствие в отложениях альба значительного объема фосфоритового материала, кварц-глауконитовых песков, а также местами значительного содержания тяжелой фракции — благоприятные признаки золотосодержащей толщи.

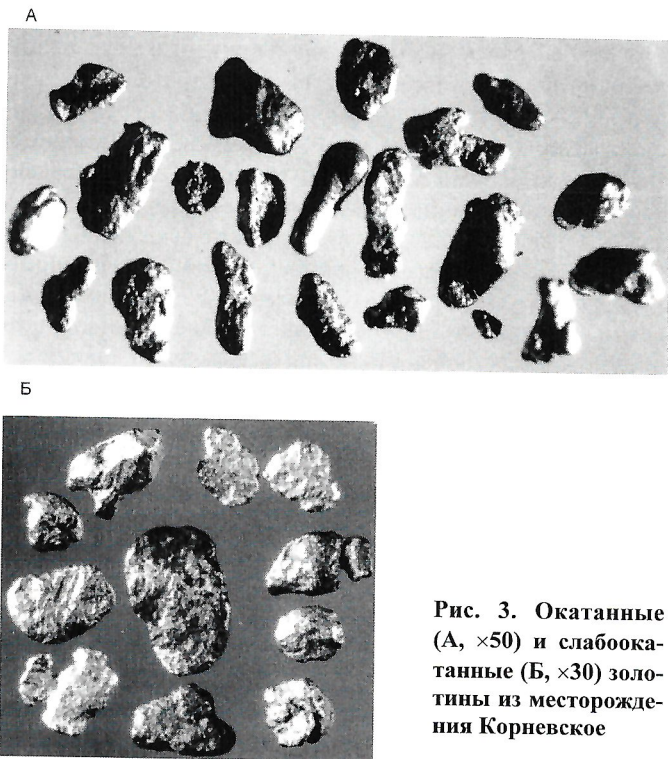


Рис. 3. Окатанные (А, $\times 50$) и слабоокатанные (Б, $\times 30$) золотины из месторождения Корневское

Сеноманские отложения залегают с разрывом на альбские породы, который фиксируется прослоями галечников (в т.ч. галечников фосфоритов). Представлен ярус преимущественно кварцевыми, кварц-глауконитовыми песчаниками, иногда сцементированными. К верхам яруса приурочены скопления желваков фосфоритов. Для сеноманских песков характерен высокий выход (до 11%) тяжелой фракции. Фациальный состав отложений и высокое содержание тяжелой фракции подтверждают их формирование в прибрежно-морских условиях, что подчеркивается также перерывом в осадконакоплении, отраженным в несогласном залегании на альбских отложениях. Альбские отложения по вещественному составу, как уже было показано, — благоприятные источники формирования комплексных (в т.ч. золотосодержащих) прибрежно-морских россыпей. С отложениями сеномана связаны многочисленные титаноциркониевые россыпепооявления (А.М.Болотов, 1964), а также золотосодержащие россыпные месторождения титана и циркония — Центральное и Кирсановское.

Маломощные отложения (до 4 м) туронского и коньякского ярусов сохранились в результате размыва на небольших участках и представлены кварц-глауконитовыми песками, песчанистыми мергелями и фосфоритовой галькой.

Сантонские отложения распространены достаточно широко. В их основании прослеживается горизонт, представленный скоплениями желваков и гальки фосфоритов и остатков губок, заключенных в разнозернистых кварц-глауконитовых песках и песчанистых опоках. В целом толща яруса состоит из прослоев песчанистых опок, опоконидных песчаников, алевролитов и кварц-глауконитовых песков. Породы яруса часто с размывом залегают на сеноманских отложениях, близких им по минеральному составу. В отложениях сантонского яруса, распространенных в пределах россыпных полей месторождений Центральное и Кирсановское, также как и сеноманского, наблюдаются высокие концентрации ильменита, циркона и рутила.

В конце сеномана в пределах рассматриваемого участка и сопредельной территории создаются, судя по характеру отложений, прибрежно-морские условия. Происходит обмеление бассейна, в результате чего сокращаются мощности (до 4 м), а местами выпадают из разреза отложения коньякского и туронского ярусов. Довольно длительный период (с конца сеноманского до начала сантонского времени) существования мелководного морского бассейна на периферии Мачинского поднятия благоприятно влиял на формирование многочисленных комплексных титаноциркониевых россыпепооявлений, из которых Центральное и Кирсановское по своим параметрам близки к промышленным месторождениям.

В 1966 г. сотрудниками ЦНИГРИ из продуктивных песков месторождения Центральное были отобраны пробы для изучения содержания золота (Н.Л.Горенков и др., 1966). По данным пробирного анализа (25 навесок по 200 г) среднее содержание Au составляет 100 мг/т. По результатам технологических испытаний валовой пробы (масса 201,8 кг) установлены средние содержания Au — 93,14 мг/т, что отвечает 228,1 мг/м³. При этом свободного Au — 66,6 мг/м³ (около 30%).

Свободное золото по размерам мелкое и весьма мелкое (0,05—0,25 мм). Преобладают золотины класса $-0,12+0,05$. Форма относительно крупных частиц золота комковидная, комковидно-удлиненная и комковидно-угловатая. Отдельные золотины пластинчатой и неправильной крючковидной формы, иногда дендритовидного очертания. Пробность золота около 890. Более мелкое золото представлено преимущественно каплевидными выделениями, являющимися, по-видимому, монокристаллами. Отдельные зерна с четко выраженными кристаллическими гранями, в единичных случаях встречаются октаэдрические кристаллы. Иногда отмечается золото в сростании с кварцем и магнетитом.

Содержания золота, близкие по значению к месторождению Центральное, установлены в титаноциркониевых месторождениях Волчинское, Корневское, Лукояновское (табл. 3).

3. Характер обогатимости песков титаноциркониевых месторождений. По материалам Н.Л.Горенкова, 1966; А.Н.Ясырева, 1970; Н.Н.Иконникова, 1976

Месторождение	Пробы	Содержание золота, г/т			Извлечение, %
		извлеченное	в хвостах	общее	
Волчинское	1	0,044	0,069	0,113	38,9
	2	0,022	0,003	0,025	88,0
	3	0,044	0,018	0,062	71,0
	4	0,108	0,020	0,128	84,4
	5	0,044	0,006	0,050	88,0
Лукояновское	1	0,018	0,009	0,027	66,7
	2	0,050	0,009	0,059	87,7
	3	0,130	0,330	0,460	28,3
	4	0,067	0,063	0,130	51,5
	5	0,204	0,012	0,216	94,4
Центральное	1	0,028	0,067	0,095	30

О масштабе нереализуемого потенциала золота комплексных месторождений Русской платформы можно судить по данным укрупненной оценки россыпных полей двух наиболее значительных месторождений Тамбовского россыпного района — Центральное и Кирсановское.

Как было показано, средний выход свободного золота месторождений составляет: Центральное 30%; Волчинское и Лукояновское с учетом данных табл. 3 — соответственно 74 и 66%. В итоге по трем месторождениям средний выход свободного золота 56% (без учета современных технологий).

Приведенный материал (см. табл. 3) по ряду золотосодержащих титаноциркониевых россыпей позволяет взять для подсчета прогнозных ресурсов золота в подобных россыпях среднее содержание 100 мг/т (или 200 мг/м³). С учетом известной оценки прогнозных ресурсов продуктивных титаноциркониевых песков месторождений Центральное и Кирсановское (Н.Н.Иконников, 1989), прогнозные ресурсы золота в них по категориям Р₂ — 90 т, Р₃ — 125 т.

Рассмотренные материалы дают представление о том, что комплексные титаноциркониевые россыпи, прогнозные ресурсы которых в центральной части Русской платформы значительны, являются реальным источником попутного золота в случае их эксплуатации. При этом достаточно велика вероятность выявления комплексных россыпей, где золото может быть основным полезным ископаемым (как месторождения Русская Журавка и Корневское).

Следует также отметить, что в настоящее время минерально-сырьевая база титана и циркония (особенно по-

следнего) сильно истощена — многие отрасли, связанные с их потреблением, в значительной степени зависят от импорта титановых и циркониевых концентратов [1]. Наличие на Окско-Донском междуречье и сопредельной площади (территории Рязанской, Тамбовской, Липецкой, Пензенской, Воронежской, Волгоградской и Нижегородской областей) значительных неостребованных ресурсов золотосодержащего титаноциркониевого сырья — благоприятная предпосылка для промышленной добычи попутного золота из комплексных россыпей. В то же время высокий золотороссыпной потенциал усиливает инвестиционную привлекательность комплексных титаноциркониевых россыпей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Быховский Л.З., Зубков Л.Б., Тигунов Л.П.* Проблемы обеспечения промышленности России титановым и циркониевым сырьем за счет освоения россыпных месторождений / Тезисы докладов XII международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. — М., 2000.
2. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Русская платформа. Т. 1.* — Л., 1985.
3. *Гурвич С.И., Болотов А.М.* Титаноциркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. — М.: Недра, 1968. С. 187.
4. *Холмовой Г.В.* Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна верхнего Дона. — Воронеж, 1993.
5. *Чайкин В.Г.* Условия формирования и размещения свинцово-цинковых рудных формаций активизированных областей Восточно-Европейской платформы // Руды и металлы. 2001. № 4. С. 25—30.

УДК 549(1)+553.411 (470.22)

© Л.В.Кулешевич, 2005

Золотоносность Южно-Выгозерского докембрийского зеленокаменного пояса Восточной Карелии

Л.В.КУЛЕШЕВИЧ (ИГ КНЦ РАН)

Многие исследователи занимались изучением геологического строения, магматизма, рудоносности Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Восточной Карелии [1—3, 6—7, 9—11]. В процессе геолого-поисковых работ сотрудников Карельской геологической экспедиции (КГЭ) А.Ф.Горошко (1980), С.Н.Юдина и др. (1991) в этом поясе были выявлены многочисленные проявления золота и небольшое месторождение Рыбозеро. Цель наших исследований — изучение магматизма, окколорудных изменений и оруденения, детальной характеристики месторождения Рыбозеро, в результате чего были установлены две главные стадии накопления золота: ранняя, связанная с формированием порфирирового дайкового комплекса и поздняя — с интенсивными метасоматическими преобразованиями в зонах расланцевания.

Строение Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (рис. 1, табл. 1) обусловлено внедрением Шилосско-Рыбозерского массива плагиогранитов и формированием антиклинальной структуры в центральной его части. Породы верхнеархейского лопийского комплекса обрамляют массив и представлены базальтами вожмозерской свиты, кислыми — средними вулканитами и туфами каменноозерской свиты, базальтами, туфами, коматититами кумбуксинской свиты, в незначительном объеме породами вулканоген-

но-осадочной савинской толщи. В зонах разломов вмещающие толщи осложнены дополнительной складчатостью. Массив разбит запад-северо-западной тектонической зоной на две части — Шилосскую и Рыбозерскую. На его коре выветривания залегают ятулийские осадки и базальты нижнего протерозоя, а лопийские толщи прорваны дайками габброидов.

Шилосско-Рыбозерский массив многофазный. К нему относятся габбро, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты основного массива и более поздняя порфирировая фаза, образующая небольшие тела гранит-порфиров и дайки кварц-плагиопорфиров (риодацитов). Не все исследователи включают в единый комплекс габбро шилосского типа [3]. Кроме того, диоритовые массивы в гранито-гнейсовом обрамлении плохо расчленены, и их возраст несколько древнее.

Радиологическое датирование вмещающих пород структуры и смежных площадей, расположенных в северо-западной части Водлозерского блока, позволяет утверждать (см. табл. 1), что они сформировались 3—2,87 млрд. лет назад [9]. Возраст метабазальтов составляет 2916±70 млн. лет [12]. Плагиограниты главной фазы массива внедрились около 2859±24 млн. лет назад [9]. Возраст

порфиновых даек риодацитов, секущих лопийские толщи, 2807 ± 12 млн.лет, тогда как более ранний дайковый комплекс, секущий диориты р.Выг, образовался около 2999 млн.лет назад и связывается с древним коровым источником. Коровыми характеристиками обладают К-граниты телекинского комплекса, возраст которых около 2700 млн.лет.

Складчато-разрывные деформации в породах лопийского комплекса связаны: 1) с формированием непосредственно самого Шилосско-Рыбозерского массива и облекают его; 2) с сдвиговыми процессами заключительного этапа развития зеленокаменного пояса в архее, усложняющими внутреннее строение отдельных участков и сопровождающимися смещениями в зоне Южно-Выгозерского глубинного разлома и Рыбозерской структуре; 3) с раннепротерозойскими сдвигами запад-северо-западного и северо-западного простираний.

Оруденение. В Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе известны проявления колчеданных, хромитовых, ильменитовых, высокованадиевых титаномагнетитовых руд и сульфидная медно-никелевая минерализация (см. рис. 1). Золоторудная минерализация установлена во вмещающих лопийских толщах в обрамлении Шилосско-Рыбозерского массива в ореоле развития порфиновых даек и зонах рассланцевания, сопряженных с Южно-Выгозерским разломом. В связи с этим комплекс даек и метасоматиты, сопровождающие их и локализованные в зонах наложенных сдвиговых деформаций, представляют интерес при поисках золота, а основные факторы, контролирующие оруденение, — магматический и структурный.

Шилосско-Рыбозерский массив имеет интрузивные контакты с вмещающими толщами: падение плоскости контакта в северном и восточном обрамлении от 35° на север-северо-западе и до $50\text{—}70^\circ$ на северо-востоке. В эндоконтактных зонах встречаются ксенолиты метабазальтов. В северном экзоконтакте породы ранней фазы пропитаны гранитоидным материалом поздней фазы и предполагается здесь субвулканический центр [3]. Рыбозерская часть массива изометричной формы и с более крутыми контактами $70\text{—}80^\circ$.

Главная фаза массива представлена известково-щелочными гранитами и в краевой маломощной зоне диоритами—кварцевыми диоритами. Плагииграниты — породы светло-серые среднезернистые массивные, или сланцеватые с идиоморфнозернистой или лепидо-гранобластовой структурой. Содержание плагиоклаза в них $55\text{—}70\%$, кварца 30% . Количество биотита и амфибола в диоритах увеличивается до 30% . Акцессорные минералы — сфен, апатит, ортит, циркон, вторичные — серицит, хлорит, кальцит, эпидот. Фаза малых интрузий и даек представлена микрогранитами, гранит-порфирами, кварцевыми и плагиоклазовыми порфирами. Породы фельзитовые или порфировые. Порфировые зерна в них сложены кварцем и плагиоклазом в количестве до $15\text{—}20\%$. Плагиоклаз вкрапленников представлен олигоклазом, кварц образует округлые зерна. Кварц-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфиры более широко развиты в северном обрамлении массива, где прорывают все упомянутые свиты и габбро шилосского типа, тогда как фельзиты и микроплагииграниты — в пределах краевой северо-восточной его зоны, а гранит-порфиры — в ближайшем обрамлении. Мощность даек порфиров колеблется от $0,1$ до 7 м, в среднем составляя $0,5\text{—}1,5$ м. Дайки наиболее распространены в рудном поле Заломаевском, где имеют простирание

северо-восточное и субширотное и падение под углом $50\text{—}70^\circ$ на северо-запад. Тела гранит-порфиров редкие, их мощность достигает $25\text{—}30$ м. Больше всего их на участке Тайгиницком и в северном контакте массива. В пределах участка Рыбозеро дайки развиты ограниченно.

Изменения пород. Метаморфические преобразования вмещающих пород и гранитоидов отвечают условиям зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фации. Их изменения представлены следующими типами.

Пропилитизация — раннее низкотемпературное гидротермальное изменение гранитоидов массива, ксенолитов в них и вмещающих пород [4, 5]. На участке Шилосский в зоне воздействия гранитов на габброиды наблюдается интенсивная эпидотизация, образование сфена, биотита, карбоната, сульфидов — халькопирита, пирита, пирротина с вростками пентландита. В эпидозитах увеличивается содержание Cu до $0,3\text{—}1\%$, в гранитах шилосского типа невысокое содержание Au $0,01\text{—}0,03$ г/т.

Дайки порфировой фазы вызывают березитизацию и лиственитизацию вмещающих толщ и пород главной фазы. Изменения проявлены на контактах даек и вблизи области их развития, им сопутствует бедная сульфидная минерализация или тонкие кварцевые прожилки с вкрапленностью сульфидов. Березиты преимущественно состоят из серицитов, карбонатов, кварца, листвениты по базальтам — кварц, карбонат, хлорит, серицит, биотит. В березитизированных гранитах возрастает содержание Au до $0,95$ г/т [4]. В ореоле даек на участке Заломаевский выявлены золоторудные тела.

Более поздние изменения коллизионной стадии связаны с деформациями, сопровождающиеся мигматитами К-гранитов в южной части площади, в т.ч., по гранито-гнейсам волозерского комплекса высокотемпературным метаморфизмом и метасоматическими изменениями. Степень преобразований на юге площади возрастает до амфиболитовой фации. Плагииграниты Рыбозерской части массива огнейсовываются, участками микроклинизируются и прорываются маломощными жилами К-гранитов.

Сдвиговые деформации север-северо-западного простирания в зеленокаменных толщах Южно-Выгозерского разлома и оперяющих их зонах более низкого порядка, как, например, на участке Рыбозеро, связываются с поздней стадией коллизионного этапа. Они также сопровождаются низкотемпературными метасоматическими изменениями березит-лиственитового типа, сульфидной и более редкой минерализацией и золотом, о чем сказано в статье ниже.

Наиболее поздние преобразования связаны с протерозойским (свекофеннским) этапом деформаций. На этом этапе ятулийские породы испытывают блоковые перемещения и метаморфизм зеленосланцевой фации. В гранитах Шилосско-Рыбозерского массива возникают зоны катаклаза и милонитизации, фиксируемые низкотемпературными парагенезисами эпидота, хлорита, карбоната, сфена, серицита, альбита, кварца; в лопийских толщах — низкотемпературные метаморфические преобразования.

Из всех приведенных типов метасоматических преобразований можно выделить два основных, с которыми связано золотое оруденение: 1) гидротермально-метасоматические, сопровождающие порфировые дайки поздней фазы шилосского комплекса, и 2) в зонах сдвиговых деформаций.

Локализация и характеристика золоторудной минерализации. Наиболее перспективные площади развития

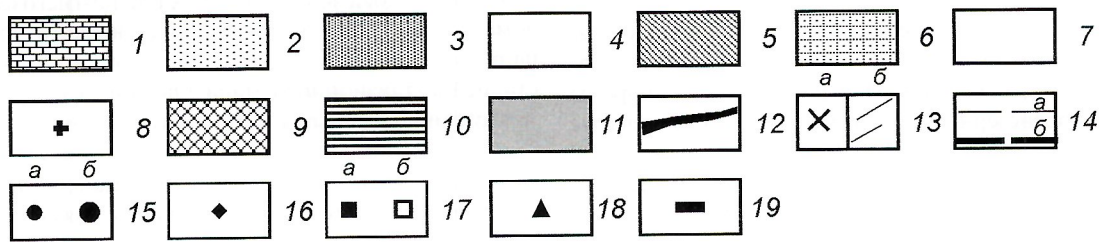
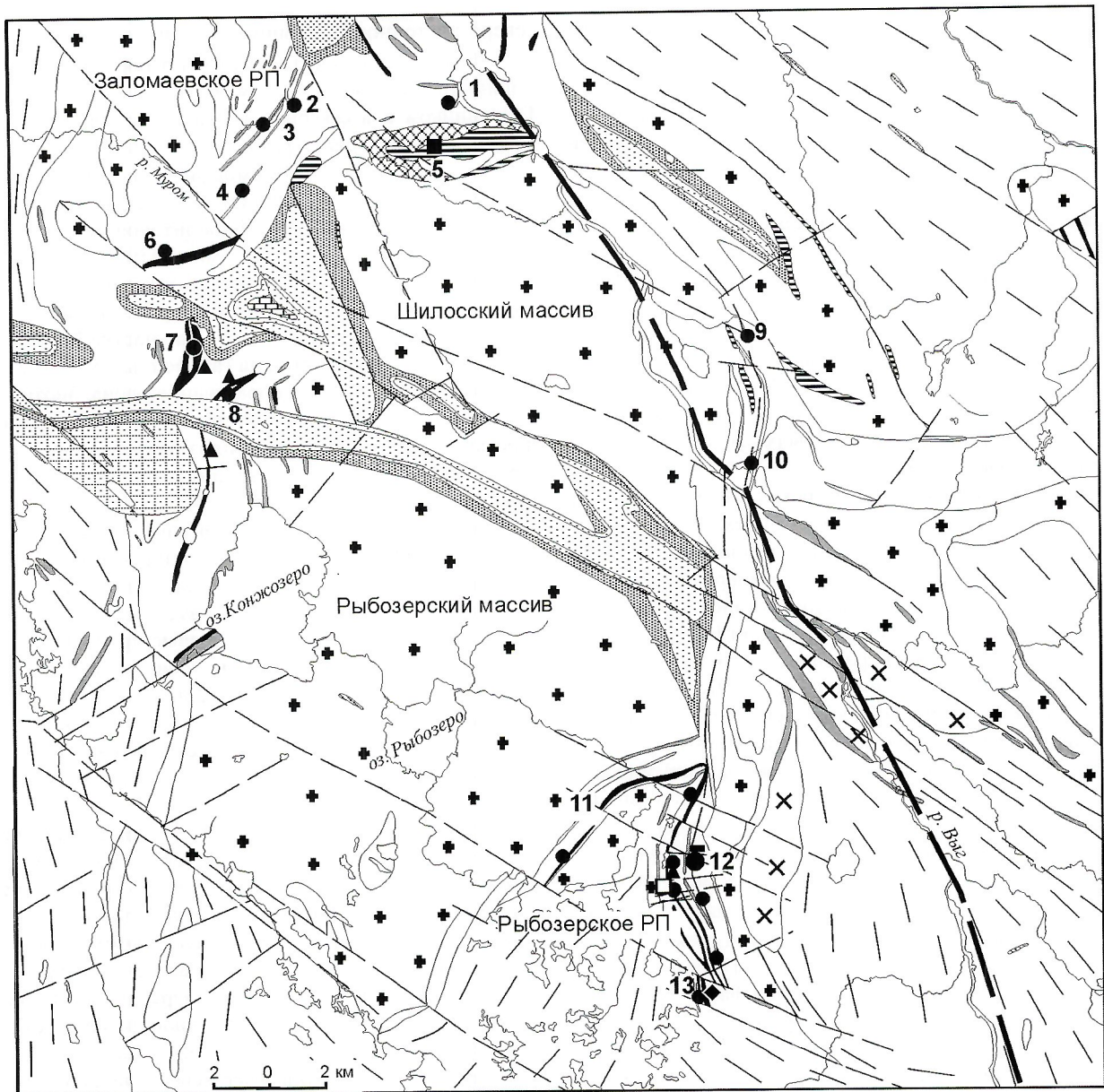


Рис. 1. Схема проявлений золота в Шилоско-Рыбозерской структуре Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса. Составлена на основе карты С.Н.Юдина, КГЭ, с дополнениями:

нижний протерозой, ятулийский комплекс, свиты: 1 — телекинская (алевролиты, песчаники, доломиты), 2 — конжозерская (базальты, роговообманковые порфиры, туфы, песчаники), 3 — янгозерская (кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники); верхний архей, 4 — лопийский комплекс (2913 млн. лет), свиты: вожозерская (базальты, андезитобазальты), каменноозерская (средние-кислые вулканиты и их туфы), кумбуксинская (метабаазальты, коматииты), савинская (сланцы); интрузивные образования: нижний протерозой: 5 — габбро-долериты конжозерского комплекса; верхний и нижний архей, интрузивные комплексы: 6 — телекинский (граниты); шилосский комплекс: 7 — дайки кварц-плагиопорфиров (2807 млн. лет), гранит-порфиры, 8 — плагиограниты, тоналиты (2859 млн. лет), 9 — диориты, кварцевые диориты, 10 — высокотитанистые габбро; каменноозерский: 11 — нерасчлененные габбро, 12 — интрузии ультрабазитов, а также коматииты; волозерский комплекс: 13 — диориты (а), гранито-гнейсы, мигматиты, нерасчлененные гранитоиды (б); 14 — разновозрастные тектонические нарушения второго (а) и первого (б) порядка; 15 — рудопроявления (а) и месторождения (б) золота: 1 — Петровоямское, 2 — Восточно-Заломаевское, 3 — Заломаевское, 4 — Южно-Заломаевское, 5 — Шилосское, 6 — С-58, 7 — Конжозерское, 8 — Ламбозерское, 9 — Кабашинское, 10 — Тайгиницкое, 11 — Повенчанское, С-95, 12 — Рыбозеро, 13 — Рыбозерское, С-9; 16 — хромитовые, 17 — титановые (а), титан-ванадиевые с минералами платиновой группы (б), 18 — сульфидно-медно-никелевые, 19 — колчеданные

1. Стадийность золотого рудообразования в общей последовательности геологических событий, фиксируемых в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе

Этап развития	Геодинамическая обстановка; режим	Осадочно-вулканогенные образования; возраст, млн.лет; источник	Интрузивные комплексы; возраст, млн.лет; источник	Структурно-тектоническая перестройка, метаморфизм, метасоматоз	Металлогеническая специализация
Палеопротерозой		Осадки и базальты ятулийского надгоризонта	Конжозерский комплекс: габбро	В лопийских толщах и гранитах расщепление, катаклаз, эпидиот-альбитовые изменения. Разломы запад-северо-западные	
Верхний архей, L2, 2650—2700	Постколлизонная		Телекинский комплекс К-гранитов; Конжозерский массив. Водлозерский блок: Кубовский и Охтомозерский массивы 2680—2700 [9]	Деформации	
2700—2800	Коллизонная; слабо проявлена		Мигматит-граниты в обрамлении. Пегматиты	Метаморфизм зеленосланцевой амфиболитовой фации. Сдвиговые зоны деформаций в пределах глубинных разломов, расщепление, метасоматиты березит-лествинитового типа	Рыбозерское рудное поле: Au-S- руды (2700 млн.лет). Переполненное S-Cu-Ni-оруденение
2800—2850	Островодужный. Приращение коры за счет мантийного источника [9]		Заломаевский комплекс: дайки риодацинтов, дацитов, андезитов, гранит-порфиров; 2807±12 [9]; 2807±14 [8] Шилосский комплекс: плагиограниты, диориты, габбро; 2859±24 [9] Пироксениты	Зоны расщепления в контактах даек. Березит-лествинитовые изменения. Деформации в контактовом ореоле плагиогранитов, зеленосланцевая — эпидиот-амфиболитовая фация; пропилиты	Заломаевское рудное поле: Au-S-кварцевое, Au-S-оруденение. Au-S бедная минерализация. Ti, Cu Ti, V, S-Cu-Ni, Pt
Верхний лопий, L2, 2800—2900	Субдукционная; островодужный	Вожмозерская свита: базальты, андезиты, дациты, риолиты; Каменнозерская свита: дациты, риолиты, туфы, сланцы; 2875±2 [13]		Гидротермальные изменения	Рыбозерское рудное поле: колчеданные руды, фондовые концентрации Au
Нижний лопий, L1, 2900—3000	Рифтогенная. В обрамлении — приращение континентальной коры за счет корово-мантийного источника	Кумбуксинская свита: коматититы, коматититовые базальты, туфы; 2892±130; 2916±117 [13] Базальты Шилосской структуры; 2916±70 [12]; 2913±13 [9] Савинская толща (?)	Зеленокаменный пояс: перидотиты, габбро. Северо-западное обрамление Водлозерского блока: дайки риолитов р.Выг, северные диориты; 2999 [9] Водлозерский блок: Лайручейский комплекс габбро-долеритов (2987±11) Тоналиты-диориты оз.Черного (2971±11) — р.Калья (2961±26); 2961—2987 [9]	Ранние деформации	S-Cu-Ni, Cr
Нижний архей >3000	Приращение континентальной коры за счет гранитообразования		Водлозерский блок: тоналиты—мигматиты; гранитоносное обрамление зеленокаменных поясов; 3150—3320 [9]		

Примечание. Шриффт полужирный — рудовмещающие, золотосодержащие и золоторудные формации.

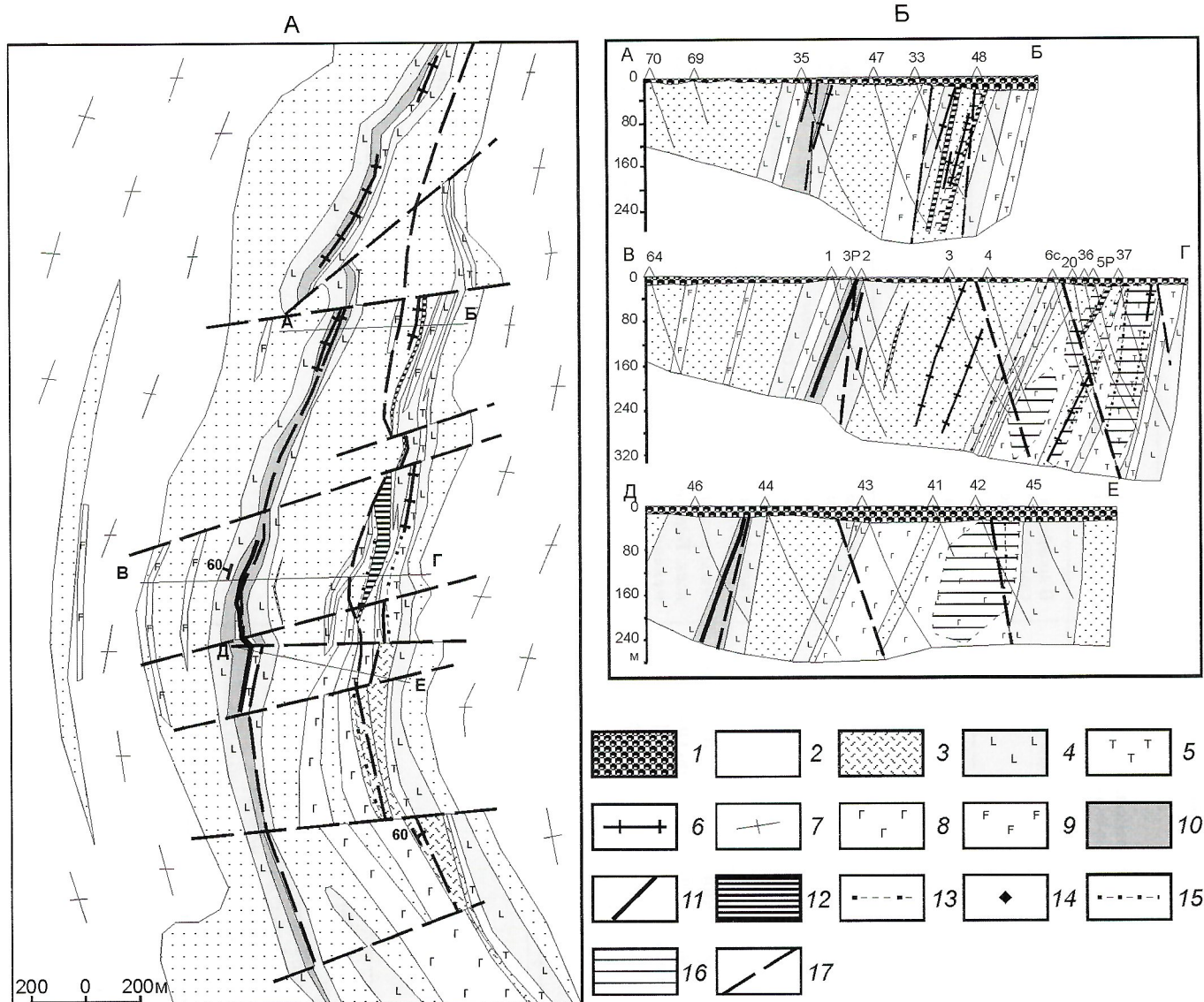


Рис. 2. Схема геологического строения и распространения оруденения на участке Рыбозеро (А) и геологические разрезы к ней (Б):

1 — четвертичные отложения; метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы: 2 — нерасчлененная толща среднего состава, 3 — вулканиты и их туфы среднего состава, 4 — базальты, 5 — коматииты, хлорит-талк-карбонатные сланцы; шилосский комплекс: 6 — дайки кварц-плагипорфиров (риодацитов); 7 — плагииграниты; 8 — габбро, лейкократовые габбро; 9 — недифференцированное габбро; 10 — амфиболиты по пироксенитам, частично коматиитам; руды: 11 — магнетитовые высокованадиевые, содержащие минералы платиновой группы, никель; 12 — колчеданные; 13 — вкрапленность пирита (зоны благоприятные для обнаружения золотого оруденения), 14 — арсенопиритовая минерализация, 15 — золотосульфидные; метасоматииты (на разрезах): 16 — листовники и березиты. 17 — тектонические нарушения (сдвиговые зоны); А—Б, В—Г, Д—Е — геологические профили; цифры на разрезах — скважины

золоторудной минерализации золото-сульфидного формационного типа — Заломаевское и Рыбозерское рудные поля, участки Петровоямский, Тайгиницкий, Повенчанский и Конжозерский.

Заломаевское рудное поле расположено в северо-западной части Шилосско-Рыбозерского массива (см. рис. 1), оно объединяет рудопоявления Заломаевское, Восточное и Южное Заломаевское, Петровоямское. Здесь в зонах изменений на контакте даек с вмещающими породами (мощностью от 1 до 8 м, реже до 40 м) сульфидная минерализация представлена пиритом, пирротинном (в сумме от 1 до 30%), галенитом (1—3%), халькопиритом, сфалеритом, шеелитом. Насыщенность дайками значительная (по скважине С-23 до глубины 224 м их число составляет 11).

Изменения наиболее отчетливо фиксируются в метабазалятах, при этом в них увеличивается содержание К до 1,5—2%, что четко обнаруживается при гамма-каротаже скважин.

Опробование, проведенное Кольской геологоразведочной экспедицией в пределах рудного поля Заломаевского, показало содержание Au от 0,1 до 25 г/т. В полях развития даек на участках Конжозерский и Повенчанский установлены содержания Au 0,78—1,4 и 0,36 г/т. В восточном обрамлении массива в зоне Южно-Выгозерского разлома на участках Кабашинский и Тайгиницкий в зонах расланцевания в кислой толще и габброидах Au до 0,1—4,6 г/т (данные ИГ КНЦ и КГЭ), а на участке Ворожозерский выявлены перспективные зоны березитизации.

Рыбозерское рудное поле. Южно-Выгозерского зелено-каменного пояса наибольший интерес в отношении золота представляют проявления Рыбозерской структуры и непосредственно небольшое месторождение Рыбозеро (рис. 2) с прогнозными ресурсами 15 т. На этом месторождении была обнаружена эпигенетическая золоторудная минерализация, ассоциирующая с субмеридиональной сдвиговой зоной в восточной ветви участка. Субмеридиональная сдвиговая система участка Рыбозеро относительно Южно-Выгозерского разлома является оперяющей второго порядка. Геологическое строение этого участка [1, 3, 6] осложняется субмеридиональными взбросами с амплитудой смещения около 80 м и падением плоскости сместителя на восток под углом 60—80°, а также смещениями по вертикальным субширотным разломам. Вмещающие толщи круто падают под углом 55—80° на запад на севере и в центре, тогда как в юго-восточной части — под углом 60° на восток. Толщи прорваны интрузией и дайками габбро и пироксенитов. Ширина структуры 0,5—2 км, длина около 7 км.

Золоторудная минерализация на месторождении Рыбозеро установлена в восточной ветви центральной части участка в двух ситуациях (см. рис. 2, Б): рудное тело 1 — в зонах расланцевания метакоматиитов и на их контакте с вулканогенно-осадочной толщей (С-36, 37); рудное тело 2 — в зоне перекристаллизации колчеданных руд (С-36, 5Р). В пределах рудного поля известно также небольшое проявление Западного фланга (скважины С-1—4) и содержания золота, превышающие фоновые значения в скважинах С-5, С-7Р, 45, 87 и южнее в контакте даек порфиоров, секущих ультрабазиты.

Западная ветвь участка сложена амфиболизированными базальтами и метакоматиитами кумбуксинской свиты. С габбро-пироксенитами, секущими вмещающие толщи [11], связаны магнетитовые руды ($Fe_{вал}$ 17—50%) с повы-

шенными содержаниями V_2O_5 (0,2—0,8%), P_2O_5 (0,04—0,2%), TiO_2 (0,2—0,4%), минералов платиновой группы (в сумме до 1,29 г/т) и сульфидная медно-никелевая минерализация (Ni 0,11—0,49%), выходящая во вмещающие толщи.

Восточная ветвь, представленная выше по разрезу вулканогенно-осадочными толщами кислого—среднего составов — туфы, туффиты, дациты, андезиты и сланцы по ним каменноозерской свиты. Восточнее этих толщ в плане вновь наблюдаются горизонты коматиитов и метабазальты кумбуксинской свиты, возникшие в процессе складчатости. К восточной ветви приурочено богатое колчеданное оруденение, образующее два сближенных горизонта. Руды массивные, полосчатые, реже вкрапленные и прожилковые, содержат пирит (15—90%), пирротин (5%), реже магнетит. К северу на выклинивании залежи преобладает полосчатый и вкрапленно-прожилковый тип руд с содержанием сульфидов 35—50%, без полиметаллов и с фоновыми содержаниями золота. К югу колчеданная залежь срезается телом габброидов, здесь в зоне изменения образуется пирит новой генерации. В центре участка развиты массивные руды.

Порфиоровые дайки в Рыбозерской структуре встречаются редко. Они прорывают вулканогенно-осадочную толщу, метабазальты, коматииты и хромитоносную интрузию. В их ореоле содержания золота превышают фоновые значения (0,28—0,56 г/т). Однако значимые количества данного металла локализуются преимущественно в зонах расланцевания и метасоматического преобразования пород (см. рис. 2). Возраст оруденения оценивается по галениту из золотосодержащих сульфидных прожилков, секущих хлорит-талк-карбонатные сланцы, в 2700 млн. лет (образец С-73/40,5; Рb/Рb метод, ИГФМ, г. Киев).

Зоны наложенных преобразований участка Рыбозерский отвечают условиям березит-лиственитовой формации [6]. Листвениты развиваются по коматиитам и габбро,

2. Главные рудные минералы месторождения Рыбозеро, %

Минерал	Образец	Порода	Элемент						Сумма	
			Cu	S	Fe	Co	Ni	Zn		Cd
<i>Рудное тело 1; золотосульфидные руды в метасоматитах</i>										
Пирит	С-37/112,2	Хлорит-талк-карбонатные сланцы, листвениты по коматиитам	Не опр.	53,16	46,32	0,323	0,165	Не опр.	Не опр.	99,96
	С-38/64,5	То же	Не опр.	53,11	45,75	0,254	0,167	Не опр.	Не опр.	99,28
	С-42/151,2	«	Не опр.	53,17	46,00	0,080	0,119	Не опр.	Не опр.	99,36
	С-36/210	Березиты по кислым породам вблизи контакта с метакоматиитами	0,018	53,17	45,53	0,104	0,149	Не опр.	Не опр.	98,98
<i>Рудное тело 2; колчеданные руды с золотом</i>										
Пирит	С-36/87	—	Не опр.	52,55	46,34	0,253	0,077	Не опр.	Не опр.	99,22
	С-36/87,1	—	0,33	53,80	46,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,43
Халькопирит	С-36/87,1	—	34,20	34,47	30,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,72
Сфалерит	С-36/87,1	—	0,79	32,80	6,70	Не опр.	Не опр.	58,10	0,53	98,92

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены в НПО «Севзапгеология» и Кольском научном центре.

3. Содержание микропримесей в пиритах месторождения Рыбозеро, г/т

Образец	As	Co	Ni	Cu	Zn	Ag	Sb	Вид анализа	Au
<i>Рудопроявление Западный фланг</i>									
1. С-1/209,3	270	1310	300	Не опр.	Не опр.	3,4	0,82	Нейтронно-активационный	0,21
2. С-2/125	500	925	220	Не опр.	Не опр.	1,9	1,42		1,92
3. n=1	Не обн.	1000	150	150	220	Не обн.	Не обн.	Спектральный	Не опр.
<i>Месторождение Рыбозеро, рудное тело 2, золотосодержащие колчеданные руды центральной части</i>									
4. n=3	4627	2233	403	3700	83	22	Не обн.	Спектральный	Не опр.
<i>Колчеданные руды, северная и южная части залежи</i>									
5. С-34/31,5	1220	144	860	Не опр.	Не опр.	1,9	1,06	Нейтронно-активационный	0,22; 0,117
6. С-34/55,1	490	530	260	Не опр.	50	0,66	1,3		0,04
7. n=29	436	276	244	215	112	2,7	Не обн.	Спектральный	0,021—0,372
<i>Сульфидная вкрапленность в метасоматитах по лейкогаббро</i>									
8. С-27/215,4	170	430	780	Не опр.	40	0,8	2,3	Нейтронно-активационный	0,032
9. С-39/148,7	760	380	710	Не опр.	Не опр.	0,6	Не обн.		0,1
10. С-39/272	190	274	220	Не обн.	Не обн.	1,5	21,2		0,12
11. n=19	234	761	395	149	94	0,78	Не обн.	Спектральный	0,012—0,069
<i>Рудное тело 1, золотосульфидная минерализация в хлорит-талк-карбонатных сланцах и листовниках</i>									
12. С-37/201	7600	2400	1600	Не опр.	Не опр.	Не обн.	0,88	Нейтронно-активационный	0,1
13. С-38/64,5	2200	1200	400	100	Не опр.	1,3	1,1		0,09
14. n=14	431	2973	399	756	121	2,6	Не обн.	Спектральный	0,017—0,35
<i>Золотосульфидная минерализация в березитах на контакте кислых и метакоматиитов</i>									
15. С-37/59,4	1100	530	780	110	110	27	260	Нейтронно-активационный	14; 0,77
16. С-36/203	220	177	170	Не обн.	Не обн.	2	0,86		0,23
17. n=2	1090	1440	840	390	280	11,5	Не обн.	Спектральный	Не опр.

Примечание. 1. Au — атомно-абсорбционный анализ. 2. Среднее (n) по данным спектрального анализа рассчитывалось для образцов: 4 по С-5, 36, 49; 7 — по С-34, 47, 48, 49, 52, 53, 54, 55; 11 — по С-27, 39, 42, 43, 61, 62; 14 — по С-37, 38, 49, 51, 53, 54, 56, 73; 17 — по С-27, 37.

березиты по туфам и дайкам риодацитов. Карбонат в хлорит-талк-карбонатных сланцах представлен брейнеритом, Fe-доломитом или параанкеритом, хлорит — пеннином, появляется кварц. Пирит образует уплощенные кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса. В основных породах развит доломит, кальцит, магниезиальный прохлорит. Изменения по лейкогаббро представлены альбитом, скаполитом, кальцитом, пеннином, парагонитом, кварцем, пиритом. Березиты по вулканогенно-осадочным породам содержат серицит, доломит, кальцит и сопровождаются сырьем пирита. Колчеданные руды центральной части участка, сохраняя свою стратификацию, перекристаллизуются и обогащаются As, Co, Au, Cu и более редкими элементами при привносе их гидротермальными растворами.

Характеристика золотого оруденения. В восточной ветви месторождения установлены два золоторудных тела золото-сульфидного рудно-формационного типа.

Первое рудное тело представлено линзовидно-пластовой залежью золото-сульфидных вкрапленных руд в хлорит-талк-карбонатных сланцах и листовниках по коматиитам. Оруденение визуально фиксируется по развитию пиритовой вкрапленности (10—20%). Мощность залежи 0,8—3,3 м (в среднем 1,5 м), протяженность 850 м. Содержание золота колеблется от 1,4 до 3,87 г/т (в среднем 2,32 г/т, по данным опробования КГЭ). Минеральный состав руд представлен пиритом, единичными выделениями халькопирита и золотом. Пирит имеет пентагондодекаэдрический слегка уплощенный габитус, размер зерен 0,1—0,5 см, содержит Co 0,08—0,323%, Ni 0,119—0,167% (табл. 2), микропримеси As 2200-7600 г/т, Sb 0,88—1,1 г/т. Содержание в нем Au 0,09—0,35 г/т (табл. 3; 12—14). Здесь и далее приводятся данные определения микропримесей, выполненные атомно-абсорбционным, количественным спектральным или нейтронно-активационным методами анализа.

4. Редкие рудные минералы второго рудного тела месторождения Рыбозеро

Образец	Минерал	Элементы													Сумма							
		Cu	Ag	Bi	S	Fe	Ni	As	Zn	Sb	Pb	Te	Se	Hg								
C-36/87,1	Бурнонит	13,10	He обн.	0,58	21,10	0,08	0,01	He обн.	He обн.	25,40	39,90	0,12	He обн.	He обн.	100,29							
C-36/87,1		13,00		0,43	21,00	0,17	26,10			39,00	0,09	99,79										
C-36/87,1		12,80		0,66	19,30	0,15	27,90			39,00	0,04	99,85										
C-36/87		13,06		He обн.	18,72	He обн.	23,91			43,14	He обн.	1,13			99,95							
C-36/87	Sb-Bi-теллурид	He обн.	16,96	0,19	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	100,55							
C-36/87			17,36	0,14											23,29	0,47	59,30	0,46	101,02			
C-36/87			17,22	0,12											23,25	0,57	55,37	0,36	95,88			
C-36/87	Ag-Sb-теллурид	17,6	19,10	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	97,43							
C-36/87,1	Тетраэдрит	31,20	7,34	0,17											26,00	4,74	0,12	0,26	1,64	30,60	He обн.	102,21
C-36/87,1		33,40	5,43	0,02											26,00	5,27	0,03	1,81	1,38	27,20		100,68
C-36/87,1		33,50	5,61	0,28											25,90	5,15	0,02	2,53	1,37	26,30		100,76
C-36/87,1	Алтаит	He обн.	He обн.	0,61	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	60,80	38,60	100,01									
C-36/87,1	Ульманнит	0,31	He обн.	He обн.	13,47	0,26	26,85	1,24	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	101,25							
C-36/87,1		0,51			14,01	0,47	26,66	0,85							57,57	100,10						
C-36/87,1		0,38			14,50	0,45	26,48	3,06							56,75	101,64						
C-36/87,1	Мелонит	He обн.	0,37	0,22	0,37	15,93	He обн.	0,41	0,53	81,83	99,70											
C-36/87	Герсдорфит (4,91% Co)	He обн.	He обн.	19,6	6,19	24,7	44,7	He обн.	He обн.	He обн.	100,1											
C-36/87,1	Колорадоит	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,13	38,40	He обн.	61,6	100,13										

Примечание. 1. Образцы C-36/87,1 из коллекции А.Ф.Горошко. 2. Микронзондовые анализы выполнены в НПО «Севзапгеология» и Кольском НЦ.

В березитах по кислым породам на контакте с метакаматитами пирит более мелкозернистый, содержит более низкие концентрации Ni, Co и микропримеси As 220—1100 г/т, Sb 260—0,86 г/т. Содержание в нем Au 14 г/т, Ag 27 г/т (см. табл. 3; 15—17). Золото встречается как тонкодисперсное в сростаниях с пиритом, так и входит в его состав.

Пирит из листовенитов по габбро содержит As 170—760 г/т, Co 274—430 г/т, Ni 220—780 г/т, Ag 0,8—1,5 г/т, Sb 2,3—21,2 г/т, Au 0,012—0,12 г/т (см. табл. 3; 8—11).

Второе рудное тело приурочено к нижнему контакту серноколчеданной залежи. Его протяженность 340 м и мощность 0,8 м. Содержание Au 1—6 г/т (среднее 1,8 г/т). Количество микропримесей колеблется: Co 0,04—0,13%, Cu 0,1—0,6%, Ag до 27 г/т, As до 0,76%, присутствуют Bi, Pb, Zn, As. Руды представлены тонкодисперсным золотом, пиритом (80%), пирротинном (5—10%) халькопиритом (5—10%), галенитом, сфалеритом (до 3%), ильменитом, рутилом, маложелезистым касситеритом (оксиды в сумме до 1,5%), тетраэдритом, алтаитом, бурнонитом, Sb-Bi-тел-

луридами, в т.ч. серебросодержащими, колорадоитом, ульманнитом, мелонитом, герсдорфитом (см. табл. 2; 4). Колчеданные руды северной и южной залежи характеризуются более низкими содержаниями микропримесей и присутствием в пиритах (в г/т) As 436—1220, Au до 0,372, Ag до 2,7, Sb до 1,3 (см. табл. 3; 5—7).

В пиритах из золоторудной залежи содержится Co 0,253%, Ni 0,077% (см. табл. 2). Среди микропримесей преобладают As до 4627 г/т и Ag до 22 г/т (см. табл. 3; 4). Халькопирит и сфалерит встречаются вместе (см. табл. 2). В сфалерите присутствуют Fe 6,7, Cu 0,79, Cd 0,53%. Температура образования сфалерита оценивается в 270°C (по количеству FeS, молекулярная доля %). Халькопирит не содержит микропримесей. Редкая минерализация (табл. 4) обеспечивает в рудах повышенные концентрации Sb, Bi, Ag, Te, Se, Hg. В бурноните установлены Bi, Fe, Te, либо Se. Стибиовисмутотеллурид содержит примеси Pb, S, Se, кроме того, обнаружено соединение с изоморфизмом Sb и Ag (17,6 Ag и 12,6% Sb). В тетраэдрите присутствует (в %) Ag до 5,43—7,34, Fe 4,74—5,27, Zn 1,37—1,64 и микропримеси Ni,

Те. В алтаите (PbTe) содержится до 0,61% Bi. Минералы никеля представлены ульманнитом, мелонитом, герсдорфитом. В ульманните (NiSbS) присутствуют примеси Cu, Fe, As до 0,85—3,06%, в мелоните (NiTe) — Bi, S, Fe, Sb, Pb. Герсдорфит содержит до 4,91% Co. Редкий ртутный минерал колорадоит (HgTe) содержит Sb до 0,13%.

Рудопроявление Западный фланг приурочено к зоне перераспределения сульфидной минерализации, подсеченной в скважинах С-1—4 восточнее оз.Черного. Оруденение здесь локализуется в вулканогенно-осадочной толще вблизи с амфиболитами кумбуксинской свиты и представлено: пиритом, пирротином (в сумме до 10—30%), единичными выделениями халькопирита, арсенопирита. Содержания Au 2,1 г/т. Для пирита залежи характерно присутствие (в г/т) Au 0,91—1,92, As 27—500, Co 925—1310, Ni до 300, Ag 1,9—3,4, Sb 0,82—1,42 (см. табл. 3; 1—3).

В заключение следует отметить, что Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс — структура перспективная на обнаружение золота, генетически связанного как с порфировыми дайками (2807 млн.лет) — рудопроявления Заломасевского рудного поля, так и особенно с метасоматитами зон сдвиговых деформаций заключительной стадии развития зеленокаменных поясов (около 2700 млн.лет) — это месторождение Рыбозеро, рудопроявления Кабашинокское, Тайгиницкое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горошко А.Ф., Кайряк А.И. Рудная минерализация в структуре зеленокаменного пояса юго-восточной Карелии / Зеленокаменные пояса древних щитов. — М., 1982. С. 157—165.
2. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. — Л.: Наука, 1981.
3. Земная кора и металлогения Восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1983.
4. Костин В.А. Древнейшая золоторудогенерирующая плагиогранит-пропилитовая система в архейских зеленокаменных поясах Карелии / Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Тез. докл. — Петрозаводск, 2001. С. 114—115.
5. Костин В.А., Костина Н.А. К вопросу о пропилитизации и ее роли в металлогении архейских зеленокаменных поясов Карелии / Металлогения Карелии. — Петрозаводск, 1982. С. 125—132.
6. Кулешевич Л.В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. — Петрозаводск, 1992.
7. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д. Золотоносность Восточно-Карельской подвижной зоны / Проблемы золотоносности и алмазности севера Европейской части платформы. — Петрозаводск, 1997. С. 32—40.
8. Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / Изотопная геохронология докембрия. — Л.: Наука, 1989. С. 63—72.
9. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 156—173.
10. Слюсарев В.Д., Кайряк А.И., Богачев А.И., Горошко А.Ф., Морозов В.В., Кулешевич Л.В. Новый генетический тип железных руд в Выгозерском зеленокаменном поясе юго-восточной Карелии / Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. — Л.: Наука, 1981. С. 39—51.
11. Слюсарев В.Д., Пекуров А.В., Богачев А.И. и др. Металлогенетические особенности архейских зеленокаменных поясов района Уросозера-Выгозера / Металлогения Карелии. — Петрозаводск, 1982. С. 92—125.
12. Сочеванов Н.Н., Арестова Н.А., Матреничев и др. Первые данные о Sm/Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // ДАН СССР. 1991. Т. 318. № 1. С. 175—180.
13. Puchtel I.S., Hofman A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic shield: Isotope and trace element constraints // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. N 21. P. 3579—3595.

УДК 553.43'536.044

© В.С.Звездов, 2005

Крупные и сверхкрупные месторождения медно-порфирового семейства в ранговых рядах запасов и содержаний

В.С.ЗВЕЗДОВ (ФГУП ЦНИГРИ)

Прогнозно-поисковые комплексы (ППК), созданные в ЦНИГРИ применительно к месторождениям цветных и благородных металлов ведущих геолого-промышленных типов [8, 9, 12 и др.], включая медно-порфировый, позволяют выделять разноранговые прогнозно-металлогенетические категории (таксоны) перспективных площадей — металлогенетические провинции и зоны, рудные районы и поля, поисковые участки — и оценивать их металлогенетический потенциал и прогнозные ресурсы. Для расчета прогнозных ресурсов применяются методы количественного прогнозирования и геолого-экономической оценки [1, 4, 17, 23 и др.], дающие возможность не только оценить общие перспективы выделенных территорий, но и определить число и размерность (масштабность) объектов, которые могут быть обнаружены в их пределах. При этом основным дискуссионным вопросом остается «положение» крупных и сверхкрупных (гигантских и супергигантских) месторождений. Являются ли они по своим характеристикам уникальными объектами или отли-

чаются от рядовых лишь масштабами и поэтому не требуют особой методики поисков и оценки? Данному вопросу посвящена настоящая статья, в которой описаны некоторые приемы количественного прогнозирования ресурсов полезных ископаемых и приведены результаты статистического анализа распределения месторождений медно-порфирового семейства по запасам и содержаниям металлов.

При описании условий возникновения промышленных скоплений металлов, включая гигантские, применяются методы прикладной металлогении, позволяющие оценивать масштабность проявления процессов рудонакопления. Они основаны на анализе зависимостей между содержаниями полезных компонентов в рудах, запасами месторождений, их числом и содержаниями элементов в земной коре. Для количественного выражения таких зависимостей используются разного рода показатели.

Основная мера оценки относительного накопления элементов — *кларк* концентрации, определенный А.Ферсманом

[14] как среднее значение соотношений содержания элемента в руде к его кларку в земной коре. Процедура нормирования содержаний элементов на кларки или на их концентрации в породах широко применяется в прикладной металлогении. Такой подход использован А.И.Кривцовым [4] для расчета уровней накопления ряда элементов в рудах месторождений ведущих геолого-промышленных типов, что позволило сравнить степень обогащения—обеднения руд элементами при разнородных рудогенерирующих процессах, оценить предельные (максимальные и минимальные), промежуточные и остаточные концентрации. Сопоставление месторождений по названным характеристикам дало возможность оценить интенсивность рудонакопления применительно к различным металлам и типам месторождений, которая в основном зависит от специализации процессов рудообразования и природы источников рудного вещества.

Соотношения между средними содержаниями элементов в земной коре и их мировыми и геохимическими запасами проанализированы Л.Н.Овчинниковым [11], В.В.Ивановым и Р.В.Панфиловым [2]. Ими предложены коэффициент накопления K_n элементов, равный отношению суммарных мировых запасов того или иного элемента в месторождениях (R) к его геохимическим запасам (Q), которые рассчитываются через кларк элемента в земной коре мощностью 40 км, а также коэффициент пропорциональности K_p , вычисляемый через отношение частного значения K_n к его среднему значению по всем включенным в выборку элементам. Низкие значения K_p , рассчитанные таким образом для ряда элементов (Co, W, Al, Ba, F, Be, Li, Nb, Ta, Pd, Th, Cs, V, Bi, Sr), по мнению авторов, свидетельствуют о значительных перспективах открытия новых месторождений перечисленных элементов, включая крупнообъемные. С определенными ограничениями, прежде всего касающимися методики расчета значений K_n [4], названные показатели могут быть использованы для оценки уровней концентрирования элементов (интенсивности накопления) при различных процессах рудогенеза и, соответственно, для оценки перспектив наращивания их минерально-сырьевой базы.

Несколько иной подход для оценки масштабов металлонакопления применен П.Лазничкой [18, 19], который ввел индекс аккумуляции, отражающий отношение запасов металла в месторождении к его кларку. Этот коэффициент физически соответствует массе «усредненной» земной коры, содержащей бы такое же (эквивалентное) количество металла, что и анализируемое месторождение. Таким образом, индекс аккумуляции, фактически зависящий от объемов вовлеченных в рудогенез коровых блоков, является индикатором геохимической продуктивности процессов и обстановок рудоотложения, а также их металлогенической уникальности (в приложении к проблеме формирования гигантских скоплений металлов). Он может использоваться в качестве общего знаменателя для сравнения и ранжирования масштабов накопления металлов с высококонтрастными (относительно друг друга) кларковыми содержаниями, как, например, Au, Cu и Fe.

С помощью значений индекса аккумуляции упомянутый автор установил нижние границы значений соотношений запасов металлов и их кларков для классов крупномасштабных месторождений: крупных — 1×10^{10} т усредненного корового эквивалента, гигантских — 1×10^{11} т и супергигантских — 1×10^{12} т. Для включения в классы гигантов и супергигантов необходимый минимальный порог запасов металлов в месторождениях для каждого из металлов разли-

чен, поскольку различны их кларки в земной коре. Так, для гигантского месторождения этот порог равен: для Mn $7,2 \times 10^7$ т (при кларке $7,2 \times 10^2$ ppm), Cu — $2,5 \times 10^6$ т ($2,5 \times 10^1$ ppm), а Au — 250 т ($2,5 \times 10^{-3}$ ppm). Соответственно, для супергигантских объектов эти значения на порядок выше. В итоге, в 446 рудных районах мира П.Лазничкой [18, 19] были выделены 486 гигантских и 61 супергигантское месторождение, из которых 103 — Cu, 55 — Pb, 41 — Mo, 24 — Sb и 22 — Sn. Для 11 металлов месторождений-гигантов не установлено. Сделан вывод о том, что основная причина наличия или отсутствия гигантских скоплений металлов — их геохимическая характеристика, т.е. «поведение» на различных стадиях формирования земной коры.

Методы количественной оценки прогнозных ресурсов металлических полезных ископаемых, применяемые в настоящее время, подробно описаны Г.А.Булкиным и И.А.Неженским [1]. Эти методы, объединенные в группы аналогий и моделей — качественных и количественных, различаются целевым назначением, характером используемой и получаемой на выходе информации, а также процедурами реализации. Применительно к проблеме поисков крупнообъемных (гигантских и супергигантских) скоплений металлов наибольший интерес представляет метод ранговых рядов, используемый для формирования геолого-промышленных количественных (статистических) моделей (ГПКМ) рудных месторождений. Методика их построения и использования в прогнозных целях рассмотрена в работах Н.Роулэндса, Д.Сэмпи, Д.Кокса, Д.Сингера, Ф.Кларка, П.Лазнички, К.Лонга, Дж.Янга, Г.А.Булкина, А.Э.Конторовича, А.И.Кривцова, И.А.Неженского, Д.В.Рундквиста и др. В основу создания таких моделей положен статистический анализ запасов руды, металлов и их содержаний по представительным выборкам месторождений, расположенных в отдельных крупных регионах, странах, континентах, или в мире в целом.

Возможность применения ГПКМ для прогноза числа и запасов «неоткрытых» объектов, а также ресурсов отдельных территорий, определяется выявленной гиперболической зависимостью между запасами известных месторождений и частотой их встречаемости, т.е. ранговыми номерами, в кумулятивных (искусственно упорядоченных по убыванию запасов) рядах распределения в представительных статистических выборках. Эта зависимость описывается законом Ципфа и соответствует частному случаю распределения Парето (при $K=1$), что означает — произведение запасов месторождений на их ранговые номера — постоянная величина [4]:

$$R_m m = R_n n = const,$$

где R_m и R_n — значения запасов разноранговых объектов; m и n — порядковые номера.

Суть методики прогноза с помощью ГПКМ, впервые примененной Н.Роулэндсом и Д.Сэмпи [23] для оценки прогнозных ресурсов медных месторождений Замбии и золоторудных Австралии, состоит в ранжировании известных месторождений по крупности и принятии максимального значения произведения запасов на номера рангов в качестве постоянной величины, соответствующей объекту первого ранга. В случае отсутствия такого месторождения в фактической выборке предполагается его существование и возможность обнаружения. Расчет запасов остальных объектов анализируемого рангового ряда производится делением найденной величины на ранговые номера (2, 3, 4,

и т.д. до крайнего значения ранга, соответствующего минимальным запасам промышленно значимого месторождения). Вычисленные таким образом теоретические значения запасов сравниваются с запасами и рангами месторождений в реальной выборке. В итоге ранговые номера известных объектов меняются на расчетные и устанавливаются номера необнаруженных (пропущенных) месторождений, для которых с определенной степенью достоверности прогнозируются запасы.

Другой вариант реализации описываемой методики — отображение в логарифмическом масштабе зависимости запасы—ранги известных месторождений; определение на результирующем графике значения запасов объекта первого ранга (R_{\max}), которое принимается за постоянную величину; расчет по этой величине теоретических значений запасов месторождений; построение графика их распределения, представляющего собой прямую, наклоненную к осям координат под углом 45° ; сопоставление его с реальным и прогноз необнаруженных объектов с оценкой их возможных запасов.

Общие (теоретические) прогнозные ресурсы оцениваемых территорий (R), т.е. суммарные запасы расположенных в их пределах известных и прогнозируемых разноранговых месторождений, могут быть рассчитаны по значениям запасов наибольшего R_{\max} и наименьшего R_{\min} объектов [1]:

$$R = R_{\max} \ln (R_{\max} / R_{\min})$$

Приведенное математическое выражение может использоваться также и для вычисления общих ресурсов площадей по объектам с «заданными» значениями запасов, например, только крупным, параметры которых будут отвечать определенным отрезкам ранговых рядов распределения.

Работ по оценке прогнозных ресурсов отдельных континентов и крупных регионов с использованием закономерностей распределения месторождений по запасам, описываемых законом Ципфа, достаточно много. Подобным образом определены прогнозные ресурсы ряда месторождений: свинцово-цинковых и золоторудных Канады [17], медно-цинковых [28], оловянных [24] и урановых [17] Австралии, свинцово-цинковых Индии [22]. По мировым выборкам ГПКМ построены практически для всех ведущих типов рудных месторождений [4, 9, 13, 16 и др.]. Накопленная практика позволяет: разделять месторождения того или иного геолого-промышленного типа на группы (классы) по крупности и частоте встречаемости; сравнивать продуктивность разнородных рудообразующих процессов в различных обстановках их проявления; определять металлогенический потенциал крупных геотектонических единиц, специализированных на какой-либо тип оруденения; оценивать металлоносность различных отрезков геологической истории Земли; определять предельные масштабы концентрирования рудного вещества как по содержаниям полезных компонентов в рудах, так и их запасам; прогнозировать число и параметры (прогнозные ресурсы и содержания) «неоткрытых» месторождений [9]. Кроме того, в разработанных ГПКМ приведено количественное определение крупных и сверхкрупных (гигантских и супергигантских) месторождений, наиболее привлекательных для инвестиционных проектов.

С целью выявления числа необнаруженных объектов в комплексе с ГПКМ можно применять *метод оценки плотности месторождений* на единицу площади, заключающийся в интерполяции числа известных месторождений,

приходящихся на 1 км^2 сопредельных, хорошо изученных территорий (с расчетом частоты их встречаемости), на исследуемую площадь, где ожидается обнаружение объектов того же геолого-промышленного типа с расчетом процентного уровня вероятности их открытия [21].

Вместе с тем, кроме названных преимуществ, ГПКМ обладают и рядом недостатков. Главное из них, по мнению Г.А.Булкина и И.А.Неженского [1], — сложность определения соответствия построенных моделей ранговых рядов распределения месторождений конкретным геологическим условиям прогнозирования, под которыми подразумеваются: единство и цельность проявления (завершенность) процесса рудообразования; адекватность ему реально наблюдаемых исходных эмпирических данных; различная денудация объектов, включенных в статистические выборки; мера представительности среди них месторождений известного интервала глубинности; неоднозначность выделения границ металлогенических таксонов — провинций, зон, рудных районов и полей.

А.И.Кривцов [4] отметил следующие ограничения применения моделей данного типа для прогноза рудных месторождений:

с их помощью могут быть предсказаны как объекты, находящиеся на недостижимых для обнаружения и освоения глубинах, так и месторождения, к настоящему времени уничтоженные эрозией;

открытие каждого нового крупного месторождения, по запасам превосходящего самый крупный объект в ранговом ряду распределения, нарушает его последовательность, приводя к прогнозу все большего числа необнаруженных месторождений и соответственно их суммарных ресурсов;

возможность обнаружения новых месторождений нередко ограничена дефицитом пространства анализируемой территории.

В дополнение к ним можно отнести часто отмечающееся (для статистических выборок по континентам и миру в целом) наличие нескольких месторождений какого-либо типа с примерно равными запасами, т.е. соответствующих одному рангу в фактических рядах распределения, из чего следует, что возможен прогноз не одного, а нескольких необнаруженных объектов «вакантного» ранга. Более подробно это будет показано на примере медно-порфировых месторождений.

Перечисленные проблемы применения ГПКМ частично решаются с помощью метода *эмпирической зависимости ресурсов оцениваемой площади от запасов крупнейшего месторождения* и метода определения влияния *геологоразведочного фильтра* (ГРФ). Приемы их использования и методика необходимых математических вычислений подробно описаны в монографии [1].

Метод эмпирической зависимости дает возможность по запасам наиболее крупного месторождения и кларковому содержанию соответствующего элемента в земной коре рассчитать ресурсы металлогенической провинции или зоны, в пределах которой объект находится. Он пригоден в основном для региональных прогнозных оценок, а также для контроля полученных иными способами результатов. Главный недостаток метода — влияние неоднозначности определения границ и площадей оцениваемых территорий и уровней их эрозии.

Метод геологоразведочного фильтра, предложенный В.И.Шпильманом [15] для количественного прогноза нефте-

газоносности перспективных территорий, позволяет: учитывать систематические расхождения между теоретическим и реальным ранговыми рядами распределения месторождений, вызываемые проведением геологоразведочных работ; рассчитывать вероятность пропуска объектов с заранее заданными порогами запасов; сопоставлять металлогенические провинции, зоны и рудные районы по запасам среднестатистического месторождения; сравнивать их по числу и запасам, приходящимся на объекты определенной размерности (например, крупные), и по перспективам открытия новых месторождений и, в итоге, оценивать эффективность и целесообразность проведения геологоразведочных работ. Как и для ГПКМ, основное ограничение к применению метода геологоразведочного фильтра — неоднозначность определения соответствия моделей анализируемых ранговых рядов геологическим условиям прогнозирования, о которых было уже сказано. Главные достоинства — возможность оценки прогнозных ресурсов территорий с различной степенью изученности и контроль прогнозных оценок, полученных другими методами.

Изложенное свидетельствует о том, что достоверная оценка металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов разномасштабных территорий (от металлогенических провинций до рудных районов), а также числа и запасов необнаруженных месторождений в их пределах, включая крупные и сверхкрупные, возможна лишь при комплексном использовании описанных методов прикладной металлогении. Учитывая данные соображения, рассмотрим опыт применения ГПКМ медно-порфировых месторождений.

Месторождения медно-порфирового семейства играют ведущую роль в мировой добыче меди, составляя значительную долю как текущих глобальных запасов, так и начального металлогенического потенциала (НМП) этого металла. За десятилетия исследований по ним накоплен гигантский объем информации, что делает эти объекты наиболее интересными для разработки методов количественного прогнозирования ресурсов и запасов металлов, в частности для построения ГПКМ.

По данным Д.Сингера [25], на медно-порфировые месторождения приходится около $0,9 \times 10^9$ из $1,52 \times 10^9$ т НМП меди, а также около 13% НМП серебра. По оценкам П.Лазнички [19] НМП меди составляет около $1,35 \times 10^9$ т, исторически накопленная добыча $0,35 \times 10^9$ т, а учтенные запасы и прогнозны ресурсы около 1 млрд.т. С учетом тоннажа добытого металла и его запасов в недрах этот исследователь разделяет крупные месторождения меди на три группы: собственно крупные ($2,5 \times 10^5$ — $1,8 \times 10^6$ т), гигантские ($2,5 \times 10^6$ — $1,8 \times 10^7$ т) и супергигантские ($2,5 \times 10^7$ — $1,8 \times 10^8$ т), а наиболее крупным из медно-порфировых объектов считает Эль Теньенте (Чили) с запасами Cu $6,6 \times 10^7$ т (около 5% глобального НМП). К категориям гигантских и супергигантских он отнес 6 золотомедно-порфировых, 90 молибден-медно-порфировых и 17 молибден-порфировых месторождений. Из них 4 объекта (суммарные запасы $3,72 \times 10^7$ т) ассоциируют с диорит-монцитонитовыми формациями, а 58 ($6,13 \times 10^8$ т Cu) — с гранодиорит-кварц-монцитонитовыми.

К.Лонг [20] оценил НМП 72 медно-порфировых месторождений США в 250 млн.т Cu, а суммарную стоимость НМП меди 10 крупнейших из них в 350 млрд.долл. США (цены 1987 г.). В то же время, по 116 объектам НМП золота превышает 2 000 т, а серебра 40 000 т. Масштабы среднего медно-порфирового месторождения на территории

США оцениваются в 4 млн.т Cu, 20 т Au, 400 т Ag. При этом накопленная добыча меди составляет около трети остаточных запасов, масса которых близка прогнозным ресурсам.

В ГПКМ, разработанных Д.Коксом и Д.Сингером [16] для ведущих геолого-промышленных типов месторождений, включая медно-порфировый (выборка из 324 объектов), проанализировано распределение запасов руд и содержаний основных и попутных полезных компонентов применительно к кумулятивному числу месторождений в выборках. По локальным идентификационным признакам медно-порфировое семейство разделено на ряд подтипов: молибден-порфировый (подтип Клаймакс), молибден-порфировый «низкофористый» (подтип Эндако), медно-молибден-порфировый (подтип Бренда), медно-порфировый (подтип Бингхэм), медно-порфировый со скарнами (подтип Рут), золото-медно-порфировый (подтип Ок-Теди). По выборкам объектов каждого из выделенных подтипов рассчитаны средние значения запасов руды и содержаний главных и второстепенных металлов с оценкой стандартных отклонений. С помощью построенных графиков зависимости запасов руд и содержаний от частоты встречаемости соответствующих объектов показано, что различия в минимальных и максимальных значениях запасов месторождений разных подтипов, а также в концентрациях металлов в рудах отражаются как в размещении гиперболических кривых распределения, так и в крутизне их наклона к оси абсцисс. Независимо от масштабов объектов данные кривые имеют в целом однотипную форму и близкие углы ориентировки, что свидетельствует о подчиненности распределения месторождений семейства общим закономерностям. Это позволяет не только устанавливать усредненные запасы и содержания металлов для месторождений каждого подтипа по «медианным» значениям, но и определять их предельные значения. Очевидно и решение обратной задачи — прогноз диапазона вариаций запасов и содержаний, а также их средних значений при установлении геологическими методами принадлежности месторождения к тому или иному подтипу.

В моделях А.И.Кривцова с соавторами [7, 9] проанализировано распределение меднопорфировых месторождений по запасам меди и возрастам. В выборке из 273 объектов семейства (суммарные запасы Cu около 500 млн.т) учтены максимальные значения запасов по каждому месторождению — первоначальные (до эксплуатации), полученные при доразведке, или сумма погашенных и оставшихся в недрах запасов. При анализе структуры запасов из выборки исключены данные по «медным гигантам» — Чукикамате — 64,0 млн.т Cu, Эль-Теньенте — 51,5 и Бингхэму — 21,6 (сумма около 137 млн.т Cu). Построение графиков и гистограмм распределения запасов меди «оставшихся» 270 месторождений (общие запасы 360,4 млн.т Cu) позволило разделить их на классы по крупности. К классу мелких объектов с запасами 0,0—0,8 млн.т отнесено 151 месторождение с суммарными запасами 45,9 млн.т, составляющими 12,7% общих запасов семейства. При сравнительной равномерности распределения объектов этого класса (по всем отрезкам гиперболической кривой распределения) их средние запасы составляют 0,30 млн.т. На группу классов объектов с запасами 0,8—4,8 млн.т приходится 107 месторождений (225,9 млн.т; 62,7% общих запасов) при средних запасах в 2,11 млн.т. Запасы 12 месторождений группы классов 4,8—11,2 млн.т со средними запасами свыше 7 млн.т составляют 88,6 млн.т (24,6% об-

щих запасов). Масштабы усредненного объекта по всей выборке из 270 месторождений — 1,3 млн.т Cu. В целом из выявленных кумулятивных рядов и соответствующих графиков следует, что с уменьшением числа месторождений от классов с мелкими запасами к крупным средние запасы меди, приходящиеся на один объект, возрастают по закону гиперболы, что в итоге позволяет прогнозировать диапазоны вариаций запасов «неоткрытых» месторождений.

Проведенный названными исследователями анализ распределения во времени 142 месторождений (с установленным абсолютным возрастом оруденения) с суммарными запасами 241,0 млн.т Cu и возрастом менее 200 млн.лет показал, что медно-порфировые объекты известны в 16 временных интервалах длительностью около 10 млн.лет. Наибольшие их количества — 9,9; 37,3 и 14,8% от общего числа — приходятся, соответственно, на диапазоны 200—190, 70—50 и 10—0 млн.лет. Максимальная интенсивность рудонакопления выявлена для временного отрезка 70—50 млн.лет, на который приходится 53 месторождения с суммой запасов 88,7 млн.т. Этот интервал выделяется по наибольшему числу месторождений, приходящемуся на 1 млн.лет (2,65), максимальному значению скорости накопления запасов меди (4,436 млн.т за 1 млн.лет), а также по весьма высокому значению этой величины в приведении к 1 месторождению (0,083 млн.т Cu на 1 объект за 1 млн.лет).

Методические приемы, использованные А.И.Кривцовым с соавторами, могут быть применены для сравнения продуктивности различных металлогенических эпох. Приведение запасов к длительности эпох позволяет получать конкретные значения интенсивности металлонакопления и использовать их в качестве объективных критериев оценки продуктивности. Наибольший эффект такой подход дает при учете площадей распространения соответствующих геологических формаций. Значения металлоносности разных временных отрезков (m) в этом случае определяются через суммарные запасы металла (M), длительность временного интервала (T) и площадь распространения формаций (S): $m=M/TS$. Получаемые значения металлоносности (в млн.т металла на 1 км^2 за 1 млн.лет) при использовании для оценки прогнозных ресурсов могут обеспечить большую объективность по сравнению с площадной продуктивностью (млн.т металла на 1 км^2) [7, 9].

В 2002 г. Д.Сингер, В.Бергер и В.Моринг [27] представили обновленную базу данных по 381 месторождению медно-порфирового семейства, которые разделены на три основных типа: медномолибден-порфировый (49 объектов), медно-порфировый (217) и золото-медно-порфировый (115). На сегодняшний день это наиболее полная сводка по миру в целом, в которой учтена информация последних лет по запасам руды этих месторождений, а также по средним содержаниям и запасам металлов (Cu, Mo, Ag, Au). Число гигантских и супергигантских месторождений в данной выборке по сравнению с ранее опубликованными существенно возросло, поскольку авторы учитывали общее количество добытого сырья, запасы и ресурсы по самым низким бортовым содержаниям меди. Так, к 10 особо крупным объектам — супергигантам (запасы более 25 млн.т Cu по градации П.Лазнички [19]) — отнесены уникальные чилийские медномолибден-порфировые месторождения Чукикамата (111,15 млн.т) и Эль Теньнте (108,56), а также принадлежащие к тому же типу Континентал-Бьютт, США (35,13), Моренси-Меткалф, США (33,90), Кананеа, Мексика (29,99) и Коллахуази, Чили (26,66). Среди медно-порфировых место-

рождений в этот список входят Рио Бланко, Чили (40) и Бингхэм, США (28,49); среди золото-медно-порфировых — Ла Эскондида, Чили (47,14) и Саффорд, США (32,02). Кроме того, в выборку включены весьма мелкие объекты с запасами менее 0,10 млн.т Cu.

В ГПКМ, построенных названными авторами для месторождений каждого из выделенных типов, проанализированы: корреляционные зависимости запасов руды и содержания металлов; распределение по классам крупности и содержаниям металлов в рудах; частота встречаемости по металлогеническим эпохам и их продуктивности (по Cu, Mo, Ag, Au); распределение по распространенности различных типов магматических и осадочных пород, а также главных и второстепенных рудных, жильных и метасоматических минералов; зависимость запасов меди от площадей сульфидных ореолов; распределение по частоте встречаемости «месторождений-сателлитов» (медно-порфировые, медные и свинцово-цинковые скарновые, полиметаллические регенерированные и жильные, золоторудные эпitherмальные и россыпные) на расстоянии до 5 и 10 км от известных месторождений.

Особенности распределения месторождений медно-порфирового семейства по перечисленным геолого-промышленным характеристикам, установленные Д.Сингером, В.Бергером и В.Морингом [27], на более обширном и современном материале подтверждают закономерности, описанные ранее в работах Д.Кокса и Д.Сингера [16], Д.Сингера [25], А.И.Кривцова с соавторами [7, 9]. Сделан вывод о возможности их использования для прогнозирования числа и масштабности необнаруженных объектов, а также усредненных концентраций полезных компонентов в их рудах.

Для оценки эффективности применения ГПКМ для прогноза месторождений, включая крупные и сверхкрупные, нами с использованием упомянутой наиболее современной базы данных по 381 объекту проведен дополнительный анализ распределения медно-порфировых месторождений по запасам руды, металлов и их содержаниям, рассчитаны коррелятивные связи между названными параметрами. При этом группировка объектов медно-порфирового семейства в базе данных по типам сохранена, поскольку в целом, за исключением терминологических расхождений (в частности медно-порфировый тип правильнее называть молибден-медно-порфировым), она соответствует классификации медно-порфировых месторождений, разработанной в ЦНИГРИ в 80-х годах прошлого столетия [3, 5 и др.]. В итоге, на основе построенных диаграмм и расчетов сделаны следующие выводы:

1. Для всех выделенных типов месторождений — Cu-Mo-, Mo-Cu- и Au-Cu-порфировых — и для медно-порфирового семейства в целом отмечается обратная гиперболическая зависимость между запасами (руда и металлы) и частотой встречаемости (доли в выборке) месторождений различной крупности, подтверждающая существование ранее установленных кумулятивных ранговых рядов их распределения. По запасам меди в проанализированной выборке можно выделить несколько групп (классов) разномасштабных (разноранговых) объектов (см. таблицу, рис. 1): очень мелких — усредненные запасы меди месторождений семейства и входящих в него Cu-Mo-, Mo-Cu- и Au-Cu-порфировых объектов этого класса — 0,067, 0,059, 0,063 и 0,078 млн.т, соответственно; мелких — 0,18, 0,26, 0,17 и 0,18; средних — 1,10, 2,19, 1,84 и 0,99; крупных — 4,46, 16,61, 4,35 и 3,23; сверхкрупных — 21,58,

72,19, 10,74 и 16,44. Сверхкрупные (гигантские и супергигантские) месторождения — конечные составляющие закономерных рядов распределения, начинающиеся мелкими и весьма мелкими объектами, и в этом смысле не уникальны, т.е. «подчиняются» выявленным закономерностям.

2. Среди 381 объекта, включенного в базу данных, наибольшее число приходится на средние по запасам меди месторождения (190 или 50%). Мелкие и крупные составляют по 15% выборки (по 57 объектов), а очень мелкие и сверхкрупные — по 10% (39 и 38 объектов). Ведущую роль в структуре мировых запасов меди медно-порфирового семейства, оцененных в 1295,37 млн.т, играют гигантские и супергигантские месторождения (820,01 млн.т или 63,3%). На долю крупных, средних, мелких и очень мелких объектов приходится, соответственно, 254,14 млн.т (19,62%), 208,21 (16,08%), 10,42 (0,80%) и 2,59 (0,20%).

3. Во всех классах крупности (кроме класса очень мелких объектов) Cu-Мо-порфировые месторождения превосходят Мо-Cu- и Au-Cu-порфировые по среднестатистическим запасам руды, Cu, Mo и Ag: в классах мелких и средних объектов — в 1,5-2 раза, крупных и сверхкрупных — в 4—7 раз. По названным параметрам Мо-Cu- и Au-Cu-порфировые существенно не различаются, но по запасам Mo первые превосходят вторые, а по запасам Au — уступают (см. таблицу; рис. 2, 3).

Среди Cu-Мо-порфировых месторождений отмечается наибольшее число уникальных объектов (6) с запасами более 25 млн.т, среди которых Чукикамата (111,15 млн.т) и Эль Теньенте (108,56 млн.т). Нижний порог запасов меди, установленный по гиперболическим кривым распределения для сверхкрупных месторождений данного типа в 5,5—6 раз превышает пороги, вычисленные для Мо-Cu- и Au-Cu-порфировых.

4. Прерывистость кумулятивных ранговых рядов распределения запасов руды и металлов месторождений медно-порфирового семейства отчетливо не проявлена. Между классами разноранговых объектов, включая сверхкрупные, четких границ нет. Наиболее высокие значения «шага» в рядах распределения запасов руды, Cu, Mo и Ag характерны для Cu-Мо-порфировых месторождений (Au — для Au-Cu-порфировых), а минимальные — для Мо-Cu-порфировых объектов.

5. По средним содержаниям меди в рудах разнотипные месторождения семейства существенно не различаются. Самыми высокими средними содержаниями Mo и низкими — Au и Ag (тем не менее, они обладают наибольшими запасами Ag за счет значительных запасов руды) характеризуются Cu-Мо-порфировые. Самыми высокими средними содержаниями Au и Ag и низкими Mo отличаются Au-Cu-порфировые (см. таблицу; рис. 4, 5). Отчетливой зависимости между запасами руды и средними значениями содержаний металлов не выявлено. Лишь для объектов Cu-Мо- и Мо-Cu-порфирового типов определена низкая положительная корреляция по меди.

6. Условная стоимость запасов металлов в недрах среднестатистического месторождения, рассчитанная по среднемесячной (сентябрь 2004 г.) цене металлов на Лондонской бирже, наиболее высока для группы Cu-Мо-порфировых объектов (7396 млн.долл. США), поскольку они лидируют по запасам Cu, Mo и Ag. Для месторождений Мо-Cu- и Au-Cu-порфировых, которые отличаются более значи-

тельными запасами Au, но существенно меньшими запасами Cu, она составляет, соответственно, 4637 и 3821 млн.долл. США.

В условной стоимости запасов среднестатистического месторождения для всех типов семейства ведущую роль играют запасы Cu, а второстепенную (в порядке убывания): для Cu-Мо-порфировых — Mo, Ag, Au; Мо-Cu-порфировых — Mo, Au, Ag; Au-Cu-порфировых — Au, Mo, Ag.

Построение ГПКМ позволяет показать существенное различие запасов разнотипных месторождений медно-порфирового семейства, особенно в классах средних, крупных и сверхкрупных объектов. Границы классов зависят от значений запасов самых крупных (гигантских и супергигантских) и наиболее мелких месторождений, что обусловлено спецификой метода ранговых рядов. При исключении из анализируемых выборок таких объектов эти границы в абсолютном выражении существенно изменяются. Вместе с тем, анализ положения точек, соответствующих запасам конкретных объектов на гиперболических кривых распределения, и расчеты «шагов» между ними приводят к выводу о непрерывности кумулятивных ранговых рядов, т.е. об отсутствии резких «ступеней» между классами разноранговых объектов. Таким образом, в геолого-промышленном смысле крупные и сверхкрупные месторождения, занимающие крайнее положение в рядах распределения, отличаются от рядовых лишь масштабами, а в геолого-генетическом — они являются производными тех же рудообразующих процессов, но в наивысшей степени проявления, обусловленной сочетанием ряда благоприятных факторов — наличием мощных магматических очагов, продуцирующих крупнейшие порфировые интрузивы, длительностью функционирования гидротермальных рудообразующих систем, первичной обогащенностью вмещающих пород рудным веществом и др.

Соотношения запасов месторождений выделенных типов, выявленные с помощью ГПКМ, подтверждают ранее установленную по средним содержаниям металлов зависимость вещественного состава руд от геотектонической обстановки нахождения объектов, которая является одной из основ классификации рудных, в т.ч. медно-порфировых, месторождений. Эти соотношения отражают вариации мощностей и строения блоков земной коры, вовлеченных в процессы рудообразования, а также геохимический профиль слагающих их пород. Действительно, самыми значительными запасами Cu, Mo и Ag обладают Cu-Мо-порфировые месторождения в зонах окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов, характеризующихся мощным сиалическим слоем, в то время как наибольшие запасы золота сосредоточены в объектах Au-Cu-порфирового типа островодужных обстановок.

Месторождения Cu-Мо-порфировые «лидируют» по числу сверхкрупных объектов. Индекс аккумуляции (масса корового эквивалента), рассчитанный по методике П.Лазнички [19] по среднестатистическим запасам меди месторождений данной группы размерности (72,19 млн.т) и кларку этого металла в земной коре (25 г/т), составляет около $2,89 \times 10^{12}$ т, что соответствует объему пород (принятая плотность $2,7 \text{ т/м}^3$) в 1070 км^3 . Геометрически этот объем может быть представлен в виде куба, размер сторон которого более 10 км. Те же параметры, вычисленные для группы Мо-Cu-порфировых сверхкрупных объектов (10,74 млн.т Cu), равны, соответственно, $0,43 \times 10^{12}$ т, 159 км^3 и 5,42 км, а для Au-Cu-порфировых (16,44 млн.т Cu) — $0,66 \times 10^{12}$ т, 244 км^3 и 6,25 км. Понятно, что сделан-

Распределение месторождений медно-порфирового семейства по запасам руды, металлов и их содержаниям. Рассчитано по данным Д. Сингера с соавторами [27]

Доля месторождений в выборке, %	Запасы					Содержания металлов в рудах			
	Руды, млн.т	Cu, млн.т	Mo, тыс.т	Ag, т	Au, т	Cu, %	Mo, %	Ag, г/т	Au, г/т
Медно-молибден-порфировые месторождения, $n=49$									
10	$\frac{>5220}{17,63}$	$\frac{>30,00}{20,55}$	$\frac{>1000}{9,34}$	$\frac{>15090}{11,22}$	$\frac{>148,90}{19,85}$	$\frac{>0,77}{1,64}$	$\frac{>0,064}{2,46}$	$\frac{>5,00}{3,85}$	$\frac{>0,057}{3,17}$
50	296	1,46	107	1345	7,50	0,47	0,026	1,30	0,018
90	$\frac{<30}{0,10}$	$\frac{<0,16}{0,11}$	$\frac{<15}{0,14}$	$\frac{<170}{0,13}$	$\frac{<1,44}{0,19}$	$\frac{<0,25}{0,53}$	$\frac{<0,010}{0,38}$	$\frac{<0,52}{0,40}$	$\frac{<0,004}{0,22}$
Молибден-медно-порфировые месторождения, $n=217$									
10	$\frac{>1140}{5,43}$	$\frac{>6,14}{6,32}$	$\frac{>256}{6,10}$	$\frac{>5470}{8,32}$	$\frac{>280,00}{5,97}$	$\frac{>0,80}{1,86}$	$\frac{>0,032}{2,13}$	$\frac{>5,25}{2,63}$	$\frac{>0,300}{1,88}$
50	210	0,97	42	657	46,90	0,43	0,015	2,00	0,16
90	$\frac{<30}{0,14}$	$\frac{<0,09}{0,09}$	$\frac{<4}{0,09}$	$\frac{<94}{0,14}$	$\frac{<5,55}{0,12}$	$\frac{<0,26}{0,60}$	$\frac{<0,006}{0,40}$	$\frac{<0,83}{0,42}$	$\frac{<0,031}{0,19}$
Золотомедно-порфировые месторождения, $n=115$									
10	$\frac{>1015}{5,13}$	$\frac{>5,07}{5,70}$	$\frac{>113}{10,27}$	$\frac{>2934}{4,58}$	$\frac{>504,40}{7,71}$	$\frac{>0,97}{2,22}$	$\frac{>0,012}{3,00}$	$\frac{>7,90}{3,22}$	$\frac{>0,770}{1,86}$
50	198	0,89	11	638	65,40	0,45	0,004	2,45	0,415
90	$\frac{<27}{0,14}$	$\frac{<0,10}{0,11}$	$\frac{<2}{0,18}$	$\frac{<148}{0,23}$	$\frac{<12,00}{0,18}$	$\frac{<0,23}{0,51}$	$\frac{<0,001}{0,25}$	$\frac{<1,00}{0,41}$	$\frac{<0,165}{0,40}$

Примечания: 1. n — число учтенных объектов в выборке. 2. В числителе — граничные значения запасов руды, металлов и их содержаний для 10, 50 и 90% учтенных объектов в выборках; в знаменателе — соотношение этих значений для 10 и 90% месторождений с медианными значениями (50%).

ные расчеты отражают лишь максимально возможное количество металла в блоках земной коры, «вовлеченных» в процессы рудогенеза. Более реальные оценки должны учитывать металлогеническую специализацию рудоносных формаций и, соответственно, исходные (фоновые) содержания металлов в породах провинций и зон медно-порфирового оруденения, а также масштабы заимствования (степень экстракции) металлов из вмещающих пород и уровни их накопления в рудных телах. Тем не менее, можно предположить, что и в этом случае продемонстрированная с помощью ГПКМ зависимость запасов и содержания металлов месторождений медно-порфирового семейства от геотектонической позиции сохранится.

По поводу достоверности результатов применения ГПКМ для прогнозирования числа и ресурсов обнаруженных месторождений, включая крупные и сверхкрупные, имеются диаметрально противоположные мнения [1, 10, 22—28]. Для выяснения эффективности таких моделей применительно к прогнозу медно-порфировых объектов нами в соответствии с законом Ципфа и на основе данных по 381 месторождению мира рассчитаны теоретические ряды распределения запасов меди как по семейству в целом, так и по отдельным его типам. В качестве наиболее крупных объектов первого ранга, по запасам которых проведены необходимые вычисления, приняты: Чукикамата (111,15 млн.т Cu) — для Cu-Mo-порфировых месторождений и семейства в це-

лом; Рио Бланко (40) — для Mo-Cu-порфировых; Ла Эскондида (47,14) — для Au-Cu-порфировых.

Сопоставление полученных теоретических рядов с реальными (эмпирическими) показало их наибольшую сходимость в верхних частях гиперболических кривых распределения, что объясняется, как ранее отмечалось в работе [1], тем, что крупные месторождения легче открываются и более известны, чем мелкие. Отсутствие объектов какого-либо ранга в реальных рядах по сравнению с теоретическими свидетельствует о принципиальной вероятности их существования. В классах крупных и особо крупных месторождений таких объектов: по семейству (общее число известных объектов в выборке — $n=381$) всего одно (запасы Cu 18,5 млн.т); Cu-Mo-порфирового типа ($n=49$) — пять (55,6, 18,5, 13,9, 11,1 и 9,3 млн.т); Mo-Cu-порфирового ($n=217$) и Au-Cu-порфирового ($n=115$) — по одному (20 и 15,7 млн.т, соответственно). Основное число обнаруженных месторождений со средними запасами приходится на Cu-Mo-порфировый тип (оно превышает число известных в 4 раза, что обусловлено «ураганным» влиянием уникальных запасов месторождения Чукикамата, принятых при расчетах в качестве объекта первого ранга). Среди Mo-Cu- и Au-Cu-порфировых месторождений таких объектов единицы. Более того, известно значительное число средних месторождений с примерно равными запасами,

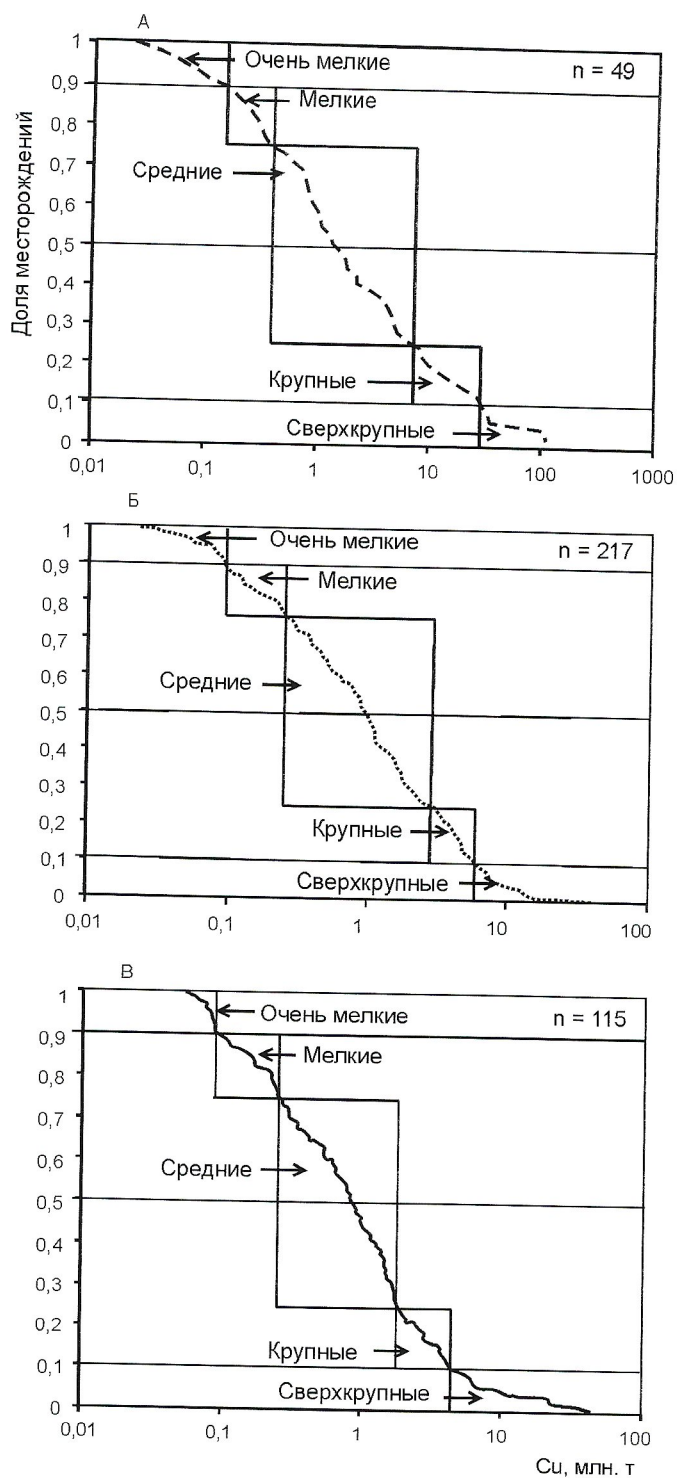


Рис. 1. Распределение месторождений медно-порфирового семейства по классам запасов меди: медномolibден-порфировых (А), молибден-медно-порфировых (Б) и золотомедно-порфировых (В)

т.е. соответствующих одним и тем же ранговым номерам в теоретических рядах распределения.

В классах мелких и очень мелких объектов для всех типов и семейств в целом установлено значительное превосходство числа «неоткрытых» месторождений над известными, которое достигает, соответственно, двух и трех порядков, что может быть объяснено несколькими причинами. Одна часть из некогда сформировавшихся объектов

могла быть уничтожена эрозией или находится на недоступных глубинах, другая — к настоящему времени действительно не обнаружена или должным образом не оценена и поэтому «не попала» в проанализированную базу данных. И, наконец, число прогнозируемых объектов напрямую зависит от «полноты» статистических выборок и запасов самых крупных месторождений. При исключении из выборок супергигантов, таких как Чукикамата, Эль Теньенте, Рио Бланко и Ла Эскондида, число необнаруженных объектов снижается в несколько раз.

Необходимо отметить, что при расчетах кумулятивных кривых распределения запасов по медно-порфировому семейству и отдельно по Cu-Mo-порфировому типу к первому рангу было отнесено не одно, а фактически два супергигантских месторождения с примерно одинаковыми запасами меди — Чукикамата (111,15 млн.т) и Эль Теньенте (108,56 млн.т). Если строго следовать методике Н.Роулэндса и Д.Сэмпи [23], их надо бы считать объектами второго ранга. В этом случае ресурсы меди гипотетического месторождения первого ранга должны были бы составить не менее 220 млн.т, а общее число необнаруженных объектов возрасти в два раза. Между тем, оба месторождения расположены в достаточно хорошо изученной Андийской провинции [5, 6]. Трудно представить, что в ее пределах пропущено месторождение с подобными ресурсами. Остается предполагать, что, если такой объект и существовал, то к настоящему времени уничтожен эрозией или находится на недоступных глубинах, либо одно из названных крупнейших меднорудных месторождений мира наполовину эродировано. Иначе следует признать неоднозначность результатов, получаемых с помощью ГПКМ.

Таким образом, ранжирование медно-порфировых месторождений по запасам меди, проведенное по мировой статистической выборке, показало, что число и вероятные параметры «неоткрытых» месторождений прежде всего зависят от числа учтенных объектов и запасов наиболее крупных из них. Наличие в реальных рядах распределения месторождений, равноценных по запасам (одноранговых), в принципе «не запрещает» прогноз не одного, а нескольких объектов «вакантного» ранга. Поэтому к использованию ГПКМ для оценки прогнозных ресурсов по глобальным выборкам месторождений следует относиться с осторожностью. С одной стороны, эти модели позволяют сравнивать продуктивность металлогенических эпох и сопоставлять разнотипные месторождения по запасам руд, металлов и их содержаниям, с другой, — строго определить число и ресурсы «пропущенных» объектов с их помощью невозможно. По сути, в выборках по миру и континентам «совмещены» данные по более мелким металлогеническим таксонам, чем, в частности, объясняется наличие значительного числа месторождений с близкими запасам. Следовательно, применение ГПКМ в прогнозных целях более оправдано в пределах отдельных металлогенических провинций, зон и рудных районов, возможно, с исключением из анализируемых баз данных рудных гигантов, подобных упомянутому чилийскому месторождению. Причем наиболее достоверные результаты могут быть получены при комплексном использовании геолого-промышленных моделей с другими методами количественного прогнозирования минеральных ресурсов и в первую очередь с методом определения влияния геологоразведочного фильтра.

Что касается крупных и сверхкрупных месторождений, то в ранговых рядах они занимают крайнее положение, но

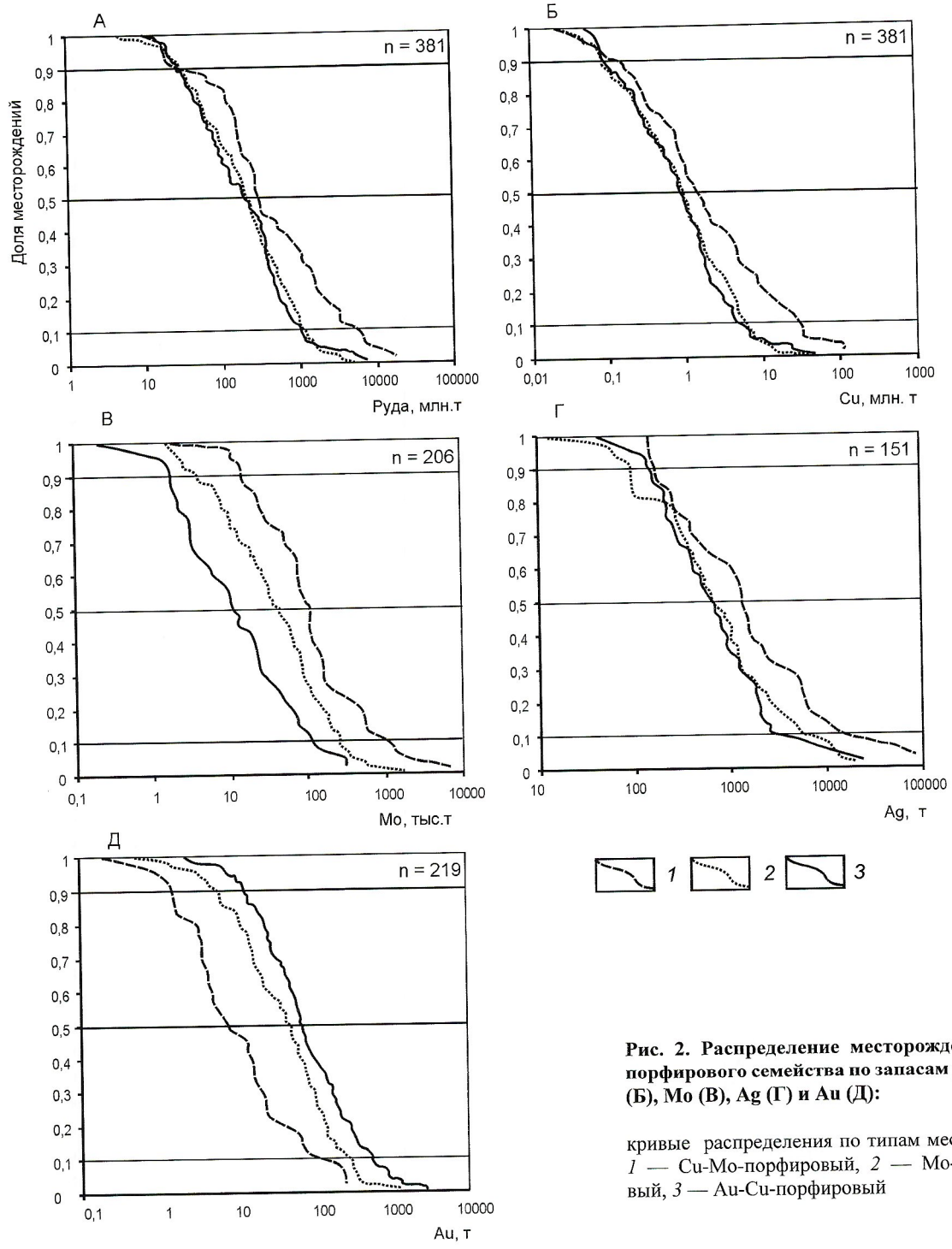


Рис. 2. Распределение месторождений медно-порфирового семейства по запасам руды (А), Си (Б), Мо (В), Ag (Г) и Au (Д):

кривые распределения по типам месторождений: 1 — Си-Мо-порфировый, 2 — Мо-Си-порфировый, 3 — Au-Си-порфировый

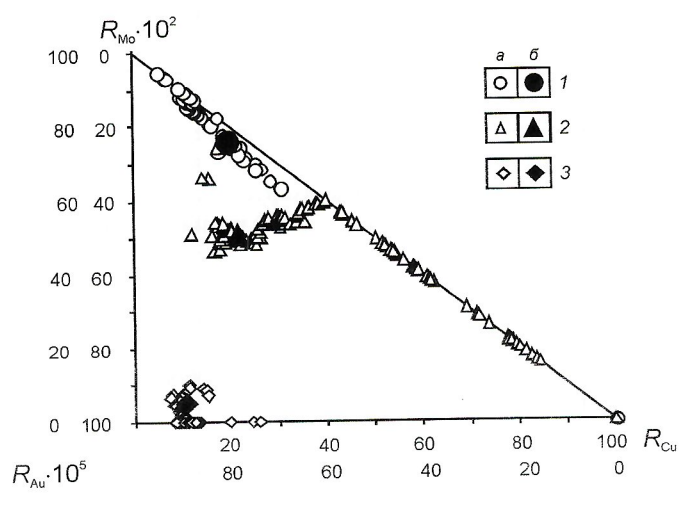


Рис. 3. Соотношение запасов Си, Мо и Au месторождений медно-порфирового семейства:

месторождения: 1 — Си-Мо-порфировые, 2 — Мо-Си-порфировые, 3 — Au-Си-порфировые; запасы металлов: а — по конкретным объектам, б — среднестатистические по выборкам месторождений каждого из типов семейства; R_{Cu} , R_{Mo} и R_{Au} — запасы Си (в млн.т), Мо (в тыс.т) и Au (в т); при построении баричесентрической диаграммы запасы Мо увеличены в 10^2 , а Au в 10^5 раз

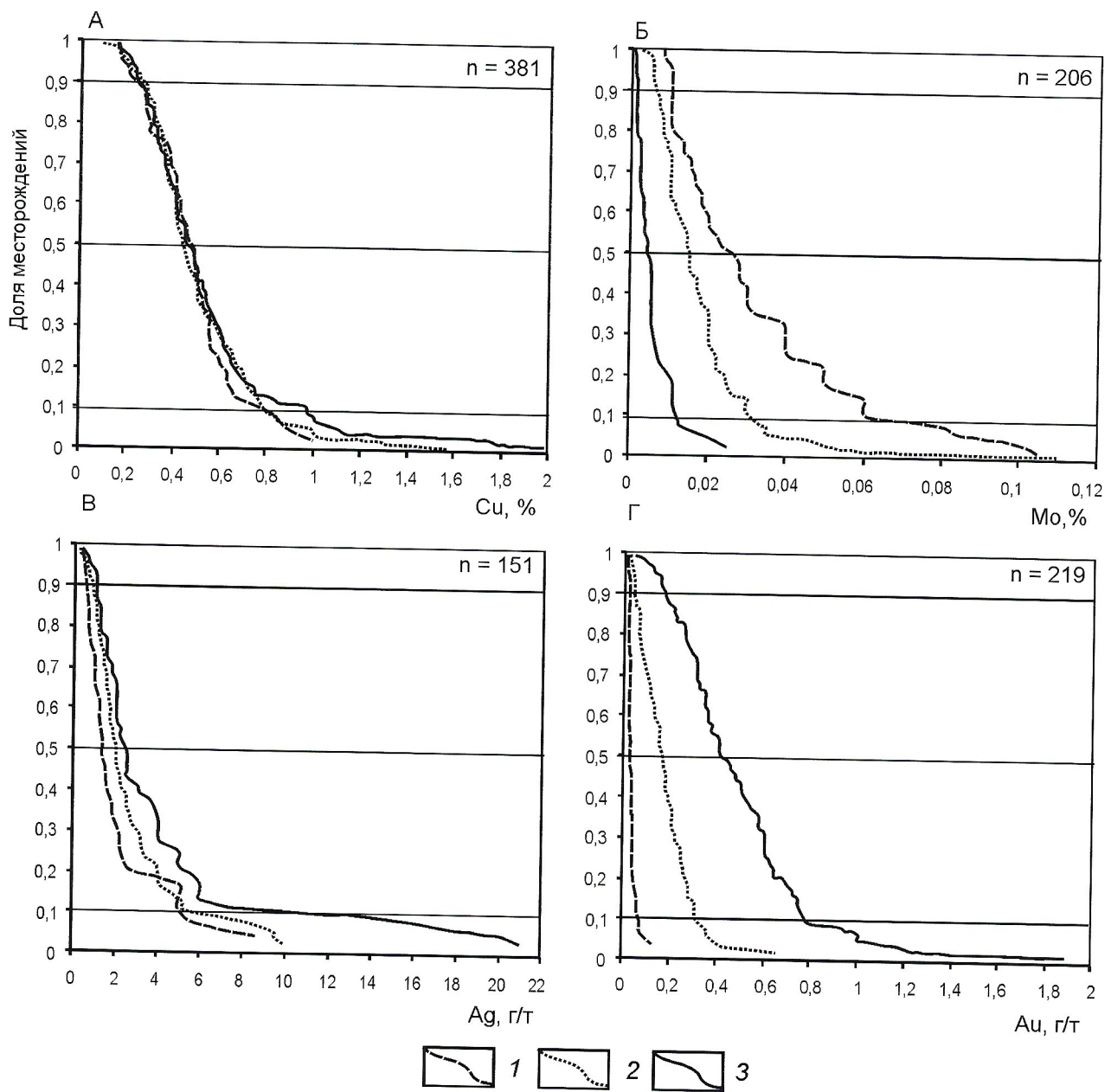


Рис. 4. Распределение месторождений медно-порфирового семейства по содержаниям металлов: Cu (А), Мо (Б), Ag (В) и Au (Г):

см. услов. обозначения к рис. 2

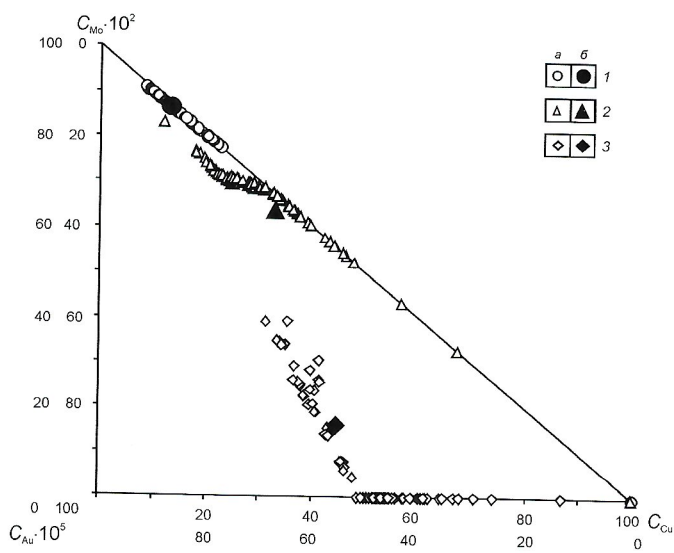


Рис. 5. Соотношение средних содержаний Cu, Мо и Au в рудах месторождений медно-порфирового семейства:

месторождения: 1 — Cu-Мо-порфировые, 2 — Мо-Cu-порфировые, 3 — Au-Cu-порфировые; содержания металлов: а — по конкретным объектам, б — среднестатистические по выборкам месторождений каждого из типов семейства; C_{Cu} , C_{Mo} и C_{Au} — средние содержания Cu (в %), Мо (в %) и Au (в г/т); при построении баричесентрической диаграммы содержания Мо увеличены в 10^2 , а Au в 10^5 раз

«подчиняются» тем же закономерностям в распределении запасов, что и рядовые. Четких геологических признаков отличия таких месторождений от более мелких, которые с достаточной уверенностью могли бы быть установлены при поисковых работах, нет. Основное различие заключается в масштабах проявления рудной минерализации, а их достоверная оценка возможна лишь на завершающих стадиях геологоразведочных работ. При благоприятном стечении обстоятельств изучение перспективных объектов на глубину и на флангах в сочетании со снижением бортовых содержаний полезных компонентов в рудах может привести к наращиванию запасов и ресурсов вплоть до крупных и гигантских. В качестве примеров можно упомянуть такие медно-порфировые месторождения как Чукикамата (Чили), Коунрад (Казахстан) и Алмалык (Узбекистан). Отработка двух первых из них начиналась с зон вторичного обогащения, когда действительные запасы гипогенных руд, несоизмеримо превышающие запасы гипергенных, не были известны. Разведка и эксплуатация месторождения Алмалык начиналась с юго-восточного фланга (Кальмакыр), хорошо вскрытого эрозией. Впоследствии, в результате проведения геологоразведочных работ были обнаружены и оценены его слабо эродированный юго-западный фланг (Северо-Западный Балыкты) и не выходящий на дневную поверхность северный (Дальнее). Снижение бортового содержания меди позволило «объединить» названные участки в одно гигантское по запасам месторождение.

Таким образом, для поисков и оценки крупных и особо крупных месторождений не требуется разработки особой методики, а должны применяться те же традиционные методы, что и для рядовых. По образному сравнению П. Лазнички [19], поиск месторождений-гигантов подобен рыбной ловле, при которой (при правильном выбранном месте) среди пойманных рыб может оказаться особо крупная. Действительно, в мире не известны случаи обнаружения подобных объектов в результате целенаправленного поиска. Ни одно из сравнительно недавних открытий крупнейших месторождений, таких как железорудное Серро Дос Караджас (Бразилия) и месторождение пятиэлементной формации (Fe-Cu-U-Au-Ag) Олимпик Дэм (Австралия), не явилось следствием успешно реализованных проектов, с самого начала ориентированных на поиск рудных гигантов.

Как показывает мировой опыт проведения геологоразведочных работ, крупномасштабные месторождения обычно обнаруживаются в первую очередь, поскольку их труднее «пропустить». В качестве примеров можно привести уже названные медно-порфировые объекты, а также золоторудное месторождение Карлин (США), медно-цинково-колчеданное Гайское (Россия) и др. Поэтому вопрос прогнозирования минеральных ресурсов по ранговым рядам распределения запасов известных месторождений может быть поставлен в виде «обратной» задачи — не прогноз гигантов по наличию мелких объектов на перспективной территории, а прогноз именно мелких при уже обнаруженных крупных, а, если последних нет, то объяснение причин их отсутствия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булкин Г.А., Неженский И.А. Модели для количественного прогнозирования минерального сырья. — Л.: Недра, 1991.

2. Иванов В.В., Панфилов Р.В. О геохимической корреляции минеральных ресурсов // Доклады АН СССР. 1979. Т. 249. № 1. С. 193—196.
3. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. — М.: Недра, 1983.
4. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
5. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Меднопорфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
6. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения андезитоидных вулканоплутонических поясов. Ч. 1. — М.: ЦНИГРИ, 1997.
7. Медно-порфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, В.С.Звездов, О.В.Минина, И.Ф.Мигачев. — М.: ЦНИГРИ, 2001.
8. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов / В.И.Ваганов, А.Г.Волчков, М.М.Константинов и др. — М.: ЦНИГРИ, 1989.
9. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов благородных и цветных металлов. Вып. «Медь» / А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачев, А.Г.Волчков и др. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
10. Мигачев И.Ф., Сальников А.Е. О невозможности количественной оценки прогнозных ресурсов с помощью закона Зипфа // Разведка и охрана недр. 1986. № 8. С. 23—27.
11. Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. — М.: Наука, 1992.
12. Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта / М.Б.Бородаевская, А.И.Кривцов, А.П.Лихачев и др. — М.: Недра, 1987.
13. Пространственные металлогенетические таксоны. Серия «Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». Справочное пособие / В.И.Ваганов., А.Г.Волчков, В.И.Кочнев-Первухов и др. / Под ред. А.И.Кривцова, Г.В.Ручкина. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
14. Ферсман А.Е. Геохимия / Избранные труды академика А.Е.Ферсмана. — М.: АН СССР, 1960.
15. Штильман В.И. Количественный прогноз нефтегазоносности. — М.: Недра, 1982.
16. Cox D.P., Singer D.A., Eds. Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bull. 1986. Vol. 1693.
17. Folinsbee R.E. World's view — from Alpha to Zipf // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. Vol. 88. P. 897—907.
18. Laznicka P. Giant ore deposits: A quantitative approach: Global Tectonics and Metallogeny. 1983. Vol. 2. P. 41—63.
19. Laznicka P. Quantitative relationships among giant deposits of metals // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. P. 453—473.
20. Long K.R. Significant deposits of gold, silver, lead, and zinc in the United States // Econ. Geol. 2000. Vol. 95. P. 629—644.
21. Mineral deposit density — an update / Singer D.A., Menzie W.D., Satphin D.M., Mosier D.L., Bliss J.D. / Contributions to global mineral resource assessment research. // U.S. Geological Survey Professional Paper 1640-A. 2001.
22. Paliwal H.V., Bratnagar S.N., Haldar S.K. Lead-zinc prediction in India: an application of Zipf's law // Math. Geol. 1986. Vol. 18. № 6. P. 539—549.
23. Rowlands N.I., Sampey D. Zipf's law — an aid to resource inventory prediction in partially explored areas // Journal of the International Association for mathematical geology. 1977. Vol. 9. № 4. P. 383—391.
24. Rudenno V. The probability of economic success in exploring for the tin deposits // CIM Bull. 1981. Vol. 74. № 828. P. 99—101.
25. Singer D.A. World-class base and precious metal deposits — a quantitative analysis // Econ. Geol. 1995. Vol. 90 P. 88—104.
26. Singer D.A., De Young L.H. What can grade-tonnage relations really tell us? / International Geological Congress. XXVI session. Jour. Mining Resources. 1980. Vol. 1. P. 91—101.
27. Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry copper deposits of the world: database, maps, and preliminary analysis // U.S. Geological Survey Open-File Report 02-268. Online version. 2002.
28. Tapp B.A., Moniuszko V. Application of Zipf's law to mineral distribution patterns in the northern Australian orogenic provinces: Eleventh Commonwealth Mining and Metallurgical Congress. IMM. 1978. P. 35.

Михеевское месторождение медно-порфириновых руд на Южном Урале

Б.М.ШАРГОРОДСКИЙ, И.М.НОВИКОВ (ОАО «Южно-Уральская горнорудная компания»), С.А.АКСЕНОВ (МПР России)

Михеевское месторождение расположено в Челябинской области северо-восточнее г.Карталы, на границе Варненского и Карталинского районов (рис. 1). В геологическом отношении оно приурочено к протяженной минерагенической зоне, которая связана с системой субмеридиональных долгоживущих разломов и грабенов, разделяющих структуры Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия (зона Челябинского глубинного разлома).

В отношении медно-порфиринового оруденения эта зона наиболее продуктивная на Урале. Здесь выявлены: Михеевское и Томинское медно-порфириновые месторождения; ряд недоизученных рудопроявлений и участков со значительными ресурсами: Зеленый Дол, Биргильдинское, Тахталымское и др. Наряду с медным оруденением к этой зоне тяготеют проявления и месторождения благородных металлов (Березняковское золото-порфириновое месторождение), полиметаллов, марганцевых руд и других полезных ископаемых. Медно-порфириновые месторождения и проявления Челябинской области отвечают «диоритовой» модели (по В.Холлистеру, 1975).

Михеевский рудный район расположен в южной части минерагенической зоны. В пределах района известны Михеевское медно-порфириновое месторождение и Новониколаевское медно-железо-скарновое месторождение, а также ряд проявлений со значительными ресурсами медно-порфириновых руд.

Михеевское месторождение прослежено по простиранию на 3000 м, вкrest простирания на 750 м. Большая часть скважин глубиной до 300—330 м не вышла из рудного штокверка (см. рис. 1, 2).

Особенности геологического строения рудного штокверка, выявленного на участке, изучены в 1981—1983 и 1984—1987 гг. под руководством С.А.Аксенова, С.А.Черкашева.

В 1997—2002 гг. ОАО «ЮУГРК» выполнило на месторождении оценочные работы, которые позволили уточнить зональность, морфологию и другие характеристики медно-порфиринового оруденения, и подсчет запасов. С поверхности месторождение перекрыто чехлом кайнозойских отложений мощностью 2—6 м. Ниже развиты рыхлые щебнисто-глинистые образования мощностью от 15 до 90 м (линейно-площадные коры выветривания). Изучение таких образований показало, что к гипергенным рудам

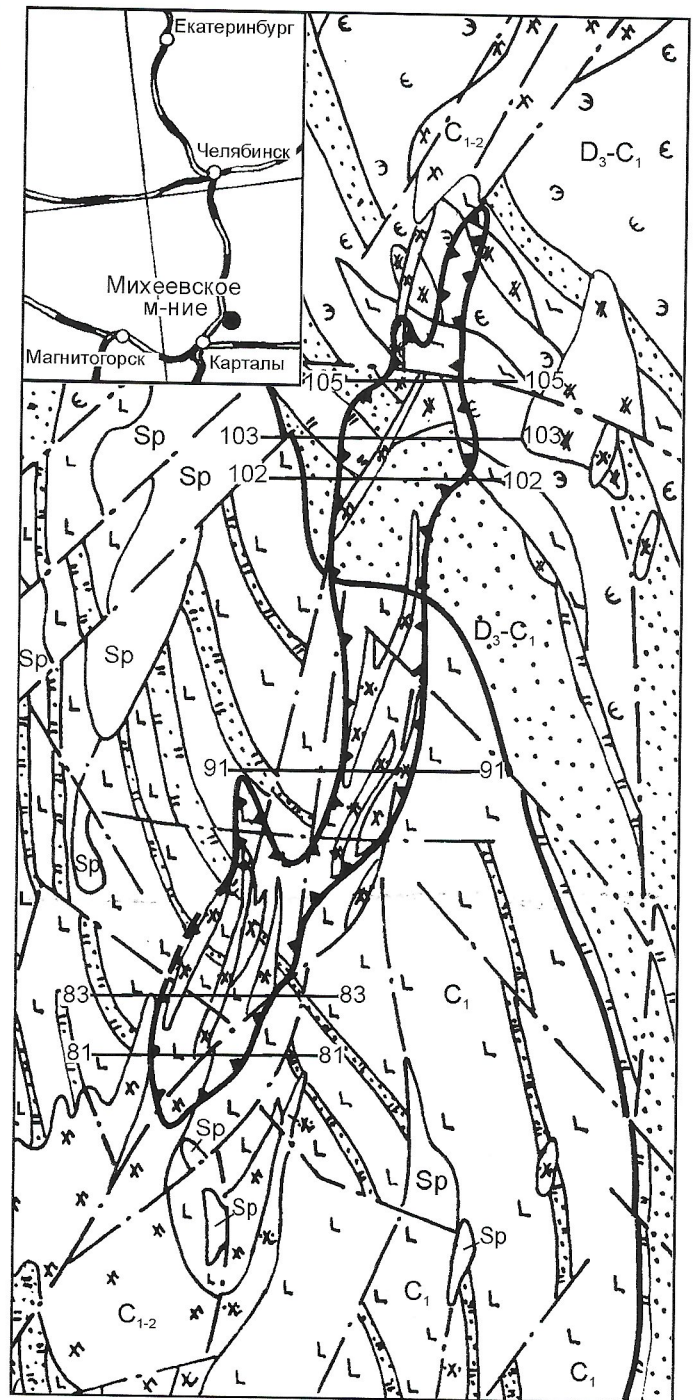
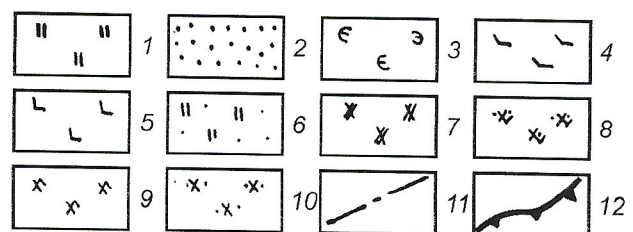


Рис. 1. Геологическая карта Михеевского месторождения:

вулканогенно-осадочная толща D_3-C_1 : 1 — силициты; 2 — песчаники, туфопесчаники, 3 — грубообломочные вулканокластические породы (туффиты, туфы), 4 — порфириновые андезитобазальты; вулканогенная толща C_1 : 5 — афировые базальты, лаволаститы, 6 — кремнистые и углисто-кремнистые породы, песчаники; 7 — диоритовые порфириды и дациты Ульяновского субкомплекса D_3-C_1 ; малые интрузии и дайки Михеевского субкомплекса C_{1-2} : 8 — плагиогранодиорит-порфиры, 9 — кварцевые диориты, 10 — диоритовые порфириды; 11 — разрывные нарушения; 12 — границы штокверка медно-порфириновых руд с бортовым содержанием 0,3% Cu; на врезке — Михеевское месторождение; Sp — серпентиниты



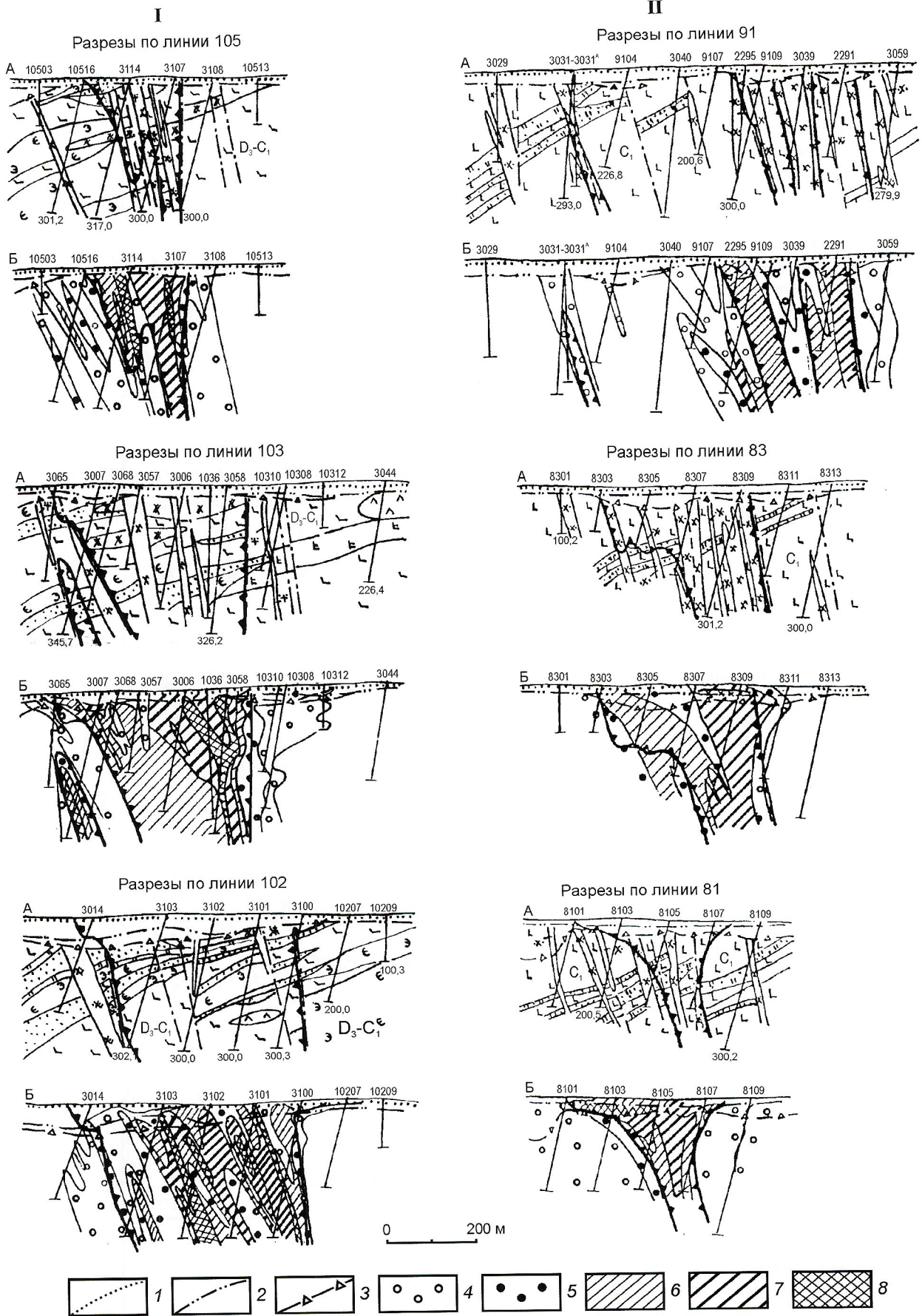


Рис. 2. Геологические (I) и геохимические (II) разрезы:

нижняя граница: 1 — покровных отложений, 2 — зоны окисления, 3 — кор выветривания; содержание меди по данным анализа керновых проб (в %): 4 — 0,03—0,1; 5 — 0,1—0,3; 6 — 0,3—0,5; 7 — 0,5—1,0; 8 — >1

Минеральный состав руд Михеевского месторождения

Типы руд	Рудные минералы		
	Главные	Второстепенные	Редкие
Окисленные	Малахит, лимонит, гётит	Азурит, ковеллин	Хризоколла, халькантит
Рыхлые сульфидные	Пирит, халькопирит	Халькозин, мельниковит, магнетит	Малахит, гётит, ковеллин
Скальные (первичные) сульфидные	Халькопирит, пирит	Борнит, молибденит, магнетит, сфалерит, галенит, пирротин, рутил, сфен, ильменит	Блеклые руды, арсенопирит, халькозин, самородная медь, ковеллин, теллуриды золота и серебра (сильванит, гёссит, петцит, калаверит), самородное золото, сульфоарсениды и сульфиды никеля и кобальта (герсдорфит, кобальтин, миллерит, ваэсит, пентландит)

уверенно можно отнести только руды зоны окисления в верхних горизонтах кор выветривания. Ниже на большей части месторождения залегают светло-серые рыхлые породы с неокисленными первичными сульфидами. Возможно, они образовались в результате наложения гипергенной аргиллизации на гипогенную.

В геологическом строении палеозойских пород месторождения принимают участие: нижняя вулканогенно-осадочная толща D_3-C_1 (силициты, кварцевые и аркозовые песчаники, туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты, порфиновые базальты, андезитобазальты, андезиты, их туфы) и верхняя вулканогенная толща C_1 (афировые базальты, вариолиты, их лавокластиты, прослой силицитов и песчаников). В кровле нижней толщи выявлен маркирующий горизонт, сложенный главным образом аркозовыми песчаниками и силицитами.

Стратифицированные образования прорваны многофазными порфировыми интрузиями (дайки, штоки), которые обособляются в два субкомплекса. Ранний ульяновский (D_3-C_1) представлен субвулканическими габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами, риодацитами. Поздний михеевский (посленижнетурнейский) — порфировыми и порфировидными диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами [2].

В северном и южном флангах месторождения на современный эрозионный срез выведены два штокообразных тела кварцевых диоритов. Между этими телами расположено дайковое поле с преобладанием гранитоидов того же состава. Геологические и геофизические данные позволяют предполагать, что штоки и дайковые тела на глубине соединяются в единый массив, кровля которого, осложненная многочисленными апофизами и дайками, в центральной части погружена до глубин 600—700 м. Вероятно, промышленное медно-порфировое оруденение в центральной части месторождения имеет вертикальную мощность такого же порядка.

Основная магмо- и рудолокализирующая тектоническая структура месторождения — S-образная Михеевская сдвиговая зона север-северо-восточного простирания. Она представляет собой эшелонированную зону (правый сдвиг), в пределах которой фиксируется серия кулисообразно расположенных разрывов растяжения (раздвигов) северо-восточного направления. К ним приурочены дайки гранитоидов и эпицентры рудного штокверка (рудные столбы). Падение этих структур крутое восточное 60—85°.

Метасоматические ореолы и рудная минерализация на месторождении образовались в результате пульсирующей магматической и флюидальной деятельности глубинного источника и связаны главным образом с внедрением гранитоидов михеевского субкомплекса [2]. Преимущественно развиты слабые и умеренные метасоматические изменения пород серицит-кварцевой формации. Медно-порфировое оруденение чаще приурочено к зонам окварцевания, хлоритизации, серицитизации и эпидотизации.

В результате исследований, выполненных сотрудниками ОАО «ЮУГРК» и ИМИН УрО РАН, на Михеевском месторождении (см. таблицу) выделены следующие промышленно-технологические типы руд [1].

Окисленные руды приурочены к верхней части зоны гипергенеза месторождения. Представлены элювиальными образованиями кварцево-глинистого состава коричневатого и желтоватого цвета с рассеянной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией малахита, реже азурита. В приповерхностных горизонтах обычно присутствует подзона выщелачивания с преобладанием кварца. По всей вероятности, часть меди находится в сорбированном виде и связана с глинистыми частицами и лимонитом. Для окисленных руд характерно большое содержание окисленных форм меди (более 70%). В целом следует отметить, что как окисленные, так и рыхлые сульфидные руды макроскопически обычно не отличаются от вмещающих безрудных пород, поэтому контуры рудных зон проводятся по результатам опробования. Вторичное медное обогащение проявлено в единичных скважинах.

Анализ химического состава показывает изменение характера связи между медью и серой с глубины около 20 м. Отчетливо наблюдающаяся отрицательная связь между медью и серой, типичная для верхних горизонтов, ниже сменяется положительной. Приблизительно с этой отметки в рудах наблюдается пирит.

Рыхлые сульфидные руды представляют собой аргиллитоподобные белесо-серые породы с тонкой вкрапленностью сульфидных минералов, залегающие между скальными рудами сульфидного штокверка и окисленными на западном, южном и, в меньшей степени, восточном флангах месторождения, где их мощность может достигать 20 м и более. Рыхлые сульфидные и окисленные руды макроскопически разделяются на основании наличия тонкой вкрапленности пирита в сульфидных, а при отсутствии видимых сульфидов — по изменению окраски породы с хо-

лодной зеленовато-серой, характерной для сульфидных руд, на теплую желтоватую в окисленных рудах. Однозначно граница между ними проводится по результатам анализа фазового состава меди.

В минеральном составе рыхлых сульфидных руд определены кварц, смектитизированный хлорит, гидратированный серицит (иллит), рентгеноаморфное вещество с каолиновым мотивом структуры, который выявляется при термическом изучении вещества. От окисленных рыхлые сульфидные руды отличаются меньшим количеством каолинита и его полной структурной разупорядоченностью. Рудные минералы представлены пиритом размером зерен первые десятые доли миллиметра кубического габитуса с блестящими гранями, очень редко удается наблюдать халькопирит. Фазовый анализ меди показывает более 70% Cu в сульфидной форме. В генетическом плане рыхлые сульфидные руды относятся к нижней части глинистой коры выветривания, развитой по серицит-хлоритовым метасоматитам, аргиллизитам (?). Для зоны рыхлых руд характерно отсутствие значимых корреляционных связей между элементами.

Главную промышленную ценность месторождения представляют *первичные (скальные) сульфидные руды* (около 90% запасов). Они локализируются в надинтрузивной части магматической системы, тяготея главным образом к периферии гранитоидных тел и в меньшей степени к дайковым телам, которые фиксируют верхнюю часть рудно-магматической системы.

В общем случае рудный штокверк месторождения, оконтуренный по данным химических анализов, приурочен к экзо-эндоконтактовым частям дайковых и штокообразных тел и конформен им.

Первичные сульфидные руды характеризуются вкрапленными и прожилково-вкрапленными текстурами. В целом содержания рудных минералов редко превышают 3—5%. Размеры выделений сульфидов колеблются от сотых долей до 1 мм, в среднем составляя 0,3—0,1 мм. Сульфиды, как правило, выполняют интерстиции между зернами породы матрицы, тяготея к периферии кварцевых вкрапленников и тончайшим кварцевым, карбонатно-кварцевым жилкам.

В зависимости от пространственной приуроченности оруденения к различным частям рудно-метасоматической системы Михеевского месторождения в его пределах выделяют три блока (участка) — Северный, Центральный, Южный. Морфология каждого из них отличается от других локализацией в различных комплексах пород, а также содержанием полезных компонентов.

Количество меди и попутных компонентов в скважинах часто изменяется синусоидально с 2—4 пиками содержания Cu до 1,5—4%. В целом по месторождению отмечается незначительное снижение содержания меди сверху вниз, но в южной части Северного блока и Центральном блоке местами отмечаются и обратные тенденции.

Наиболее крупный участок сравнительно равномерного мощного оруденения отмечается в северной части месторождения — *Северный блок* — и протягивается на 850 м. Здесь среднее содержание Cu 0,56% при бортовом 0,3%. Запасы меди до глубины 300 м по категории C₁ — более 500 тыс.т (см. рис. 2).

В пределах Северного блока выявлен участок (рудный столб) с компактным расположением богатых руд (среднее содержание Cu 0,9—1%) и запасами около 200 тыс.т металла.

Общая особенность рудного штокверка месторождения — резкая субвертикальная восточная граница и нерезкие, неровные северная, западная и южная границы. Падение лежачего блока штокверка здесь соответственно южное, восточное и северное, с уменьшением площади сечения руд на нижних горизонтах.

Центральный блок характеризуется менее концентрированным и компактным оруденением. *Южный блок* по морфологии рудного штокверка аналогичен *Северному* (см. рис. 2). В плане штокверк напоминает изогнутую гантель: эллипсовидные мощные Северный и Южный участки соединяются более узким Центральным участком. В объеме штокверк промышленных руд месторождения напоминает клин, обращенный острием вниз. Таким образом, штокверк Михеевского месторождения имеет форму, благоприятную для отработки открытым способом.

На месторождении отмечается четкая *латеральная геохимическая и минералогическая зональность*. Высокие концентрации Cu, Mo, Au в пределах рудного штокверка с прожилково-вкрапленной молибденит-борнит-халькопиритовой минерализацией окаймлены гнездово-прожилковой пиритной и золото-полиметаллической минерализацией. Зональность в целом асимметрична в широтном направлении и симметрична в субмеридиональном.

Как правило, наиболее богатые и мощные медно-порфировые руды расположены в восточной части штокверка, вблизи восточной границы, где предполагается главная рудопроводящая и рудовмещающая зона месторождения. Эти руды характеризуются ассоциацией Cu+Au+Ag+Mo, полиметаллы здесь практически отсутствуют. Западная часть штокверка имеет более низкие средние содержания основных полезных компонентов, местами отмечается незначительная вкрапленность сфалерита, галенита.

Главная рудопроводящая зона и резкая восточная граница рудного штокверка, связаны, вероятно, с резким температурно-геохимическим барьером области максимальных температурных градиентов. На месторождении отмечается следующий ряд латеральной геохимической зональности (от центра к периферии): Cu, Mo, Ag, Au (Sn)—Cu, Mo, Au, Ag (Zn, Pb)—Fe, S (As)—Zn, Pb, Cu, As, Au, Ag (Ba, Mn, Sb). Минералогическая латеральная зональность в обобщенном виде соответствует геохимической: халькопирит, пирит, борнит, молибденит (золото) — халькопирит, пирит (сфалерит, золото) — пирит (арсенопирит) — пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, (арсенопирит, золото).

Руды месторождения комплексные. Кроме меди промышленное значение имеет Au, а также Mo, Ag, Re. Среднее содержание компонентов при бортовом содержании Cu 0,3%: 0,53% Cu, 0,0076% Mo, 0,23 г/т Au, 1,87 г/т Ag, 0,20 г/т Re. Рений содержится главным образом в молибдените. Анализ двух проб молибденита показал содержание Re 2505 и 3025 г/т. Выполнен химический анализ Re, Mo и Cu в 39 керновых пробах Михеевского месторождения. Среднее содержание в этих пробах Re 0,273 г/т. Была выявлена прямая корреляционная зависимость между содержанием Mo и Re в рудах (коэффициент корреляции 0,944). С помощью этого коэффициента и уравнения регрессии вычислено среднее содержание рения в рудах месторождения.

При лабораторных испытаниях технологических проб первичных руд методом флотации был получен медный концентрат сорта КМЗ. Выход концентрата 2,05% с содержанием Cu 25,3% (извлечение 86,44%), Mo 0,075% (извлечение 66%), Au 5,2 г/т (извлечение 37,72%).

Для переработки окисленных руд планируется применить гидрометаллургический метод (SX—EW) — выщелачивание—жидкостная экстракция—электролиз. Этот метод позволяет перерабатывать труднообогатимые окисленные руды при меньших капитальных и эксплуатационных затратах по сравнению с обычной схемой и при более высоком качестве получаемой меди (99,99%).

По технологической пробе из окисленных руд проведены лабораторные исследования технологии перколяционного выщелачивания, разработан режим выщелачивания и определены показатели извлечения в продуктивный раствор основных компонентов руды. Сквозное извлечение Cu в катоды при кучном выщелачивании составляет 74—75%, извлечение Au в металл Доре — 60,5%.

Подсчет запасов и прогнозных ресурсов выполнен традиционным способом и с использованием пакета программ GEMCOM for Windows (набор модулей Resource Evaluation фирмы GEMCOM Software International (Канада)) и комплекса геостатистического моделирования GST. Для подсчета запасов геостатистическими методами с использованием пакета программ GEMCOM и комплекса GST созданы электронная база данных и объемная геологическая модель, проведен структурный анализ (вариография) и блочное моделирование месторождения. Сравнительный анализ результатов подсчета запасов различными методами показал, что расхождение по обоим способам, как правило, не превышает 10%.

По общим запасам меди (1—1,5 млн.т) Михеевское медно-порфировое месторождение относится к рядовым [6]. Запасы попутных компонентов (Au, Re) в контурах медных руд составляют десятки тонн. Медные руды месторождения относятся к рудам среднего качества по классификации ГКЗ [4], однако в отдельных блоках выявлены богатые медно-порфировые руды, залегающие компактно на глубинах 5—200 м.

На флангах месторождения в радиусе 5 км известны проявления и перспективные аномалии со значительными ресурсами окисленных и первичных медно-порфировых руд (Западное, Восточное и др.), оценка которых позволит увеличить сырьевую базу проектируемого горнообогатительного производства.

Изучение Михеевского медно-порфирового месторождения показало, что его основные геологические особенности (минералогическая и геохимическая зональность, структурный контроль оруденения и его генетическая связь с малыми интрузивными телами среднего состава и

др.) полностью соответствуют геолого-генетической и геолого-промышленной моделям медно-порфировых месторождений [5, 6]. Проведенное изучение имеет не только научное, но и большое практическое значение: на смену дорабатываемым медноколчеданным месторождениям Урала, составляющим на сегодняшний день основу сырьевой базы медеперерабатывающих предприятий региона, закономерно приходят месторождения медно-порфировых руд, основного источника меди в мире. Михеевское месторождение — первое в России месторождение медно-порфировых руд, его запасы оценены по промышленным категориям и подготовлены к постановке на государственный баланс, а экономическая целесообразность промышленного освоения подтверждена расчетами.

Медно-порфировые месторождения Челябинской области, в первую очередь, Михеевское, обладающие крупными ресурсами медно-порфировых руд [3, 7], пригодные для отработки открытым способом и расположенные в районах с развитой инфраструктурой, в непосредственной близости от медеперерабатывающих предприятий, должны рассматриваться в настоящее время в качестве современной, долговременной сырьевой базы медной промышленности Урала, как первоочередные объекты для геологического доизучения и подготовки к промышленному освоению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозуб Е.В., Новоселов К.А., Шаргородский Б.М. Вертикальная зональность и технологические типы руд Михеевского медно-порфирового месторождения на Южном Урале / Металлогения древних и современных океанов. История месторождений и эволюция рудообразования. — Миасс, 2001. С. 188—195.
2. Грабежнев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). — Екатеринбург: Наука, 1992.
3. Заверткин В.Л., Лазарев В.Н. Состояние и тенденции развития минерально-сырьевой базы меди в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2001. № 5. С. 16—27.
4. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям медных руд. — М., 1983.
5. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Меднопорфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
6. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977.
7. Прошин Ю.М., Хитрик М.С. Состояние и перспективы развития сырьевой базы цветной металлургии. Медь // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1996. № 6. С. 8—14.

Генезис апатит-перовскитового и ильменит-титаномагнетитового оруденения в якупирангитах Задоя по данным изучения керна глубокой скважины

А.А.КОНЕВ, М.А.КОНЕВА (ИЗК СО РАН)

Задойский массив относится к щелочно-ультраосновной карбонатитовой формации, к тем редким ее представителям, которые в основном сложены рудными пироксенитами типа якупирангитов. Один из основных вопросов их генезиса — вопрос о происхождении рудных минералов, особенно апатита и перовскита. Кристаллизовались ли они из магматического расплава, как и пироксен, или образовались позднее под воздействием щелочных растворов, порождаемых ийолитовыми и фойяитовыми расплавами? В первом случае повышенное содержание редких земель, ниобия и стронция в якупирангитовом расплаве было изначальным, а во втором — логично было бы приписать его щелочным растворам. До настоящего времени этот вопрос не решен однозначно — в литературе высказаны мнения как о первично-магматическом характере рудных минералов [7, 2, 5], так и об их наложенном происхождении под воздействием более поздних щелочных расплавов [1, 3]. Большинство исследователей решали этот вопрос на примере массивов Кольского полуострова — Африканда, Вуориярви, Ковдор, которые испытали значительные метасоматические преобразования. Задойский массив кристаллизовался на меньшей глубине, его породы характеризуются явлениями закалки, и в основной своей массе якупирангиты не затронуты процессами метасоматоза, что благоприятствует решению основного генетического вопроса. Поэтому авторы статьи решили изложить некоторые новые материалы по Задойскому массиву, полученные нами в 1994—1997 гг. В 2000 и 2002 гг. были опубликованы две интересные работы по Задюю. Группа японских ученых выполнила интересные изотопные исследования (Toshiro Morikiyo et al., 2000). В результате этих исследований они пришли к выводу о смешении ийолитового и пироксенитового расплавов. Ученые подчеркнули, что дайки долеритов, известные в районе массива, генетически не связаны с Задойским щелочно-ультраосновным карбонатитовым комплексом, что и доказывали авторы данной работы ранее. В то же время группа российских ученых (А.В.Иванов и др., 2002) уточнила возраст Задойского массива, который был определен в 546,7 млн.лет.

Задойский массив находится в Присяянье южнее г.Ангарск в бассейне р.Бол.Задой (на старых топографических картах Жидой). Массив известен с 1959 г. и сравнительно хорошо изучен [5]. В 1980 г. массив разведывался Нижнеудинской экспедицией, тогда были пробурены две колонковые скважины глубиной 100 и 270 м. В 1988 г. Тункинская партия Ангарской экспедиции пробурила на массиве две более глубокие скважины — 700 и 960 м. Авторам удалось изучить kern самой глубокой скважины, которая так и не вышла из массива (скв. 10, рис. 1). Были выполнены 30 химических анализов якупирангитов с различной глубиной, а также 700 определений типоморфных элементов в этих породах. Получены также 100 микронзондовых анализов различных минералов. Особый интерес представляет исследование зональности пироксенов, весьма информативной для решения главного генетического вопроса. Четверть века назад во время дискуссии такой

возможности не представилось. При этом выявлен ряд минералов, ранее не известных на массиве, проанализированы минералы, состав которых ранее не определялся.

Все минералогические исследования, в т.ч. изучение зональности пироксенов, выполнены М.А.Конеvой на электронном микроскопе SAMSAN с микронзондовой приставкой Linc Analytical в МГУ им. М.В.Ломоносова на кафедре минералогии. Другие анализы проведены в ИЗК СО РАН.

Геология массива. Задойский массив залегает в архейском гранитогнейсовом основании Сибирской платформы в зоне ее сочленения со складчатым обрамлением. По последним радиологическим данным время его формирования определяется в 547 млн.лет.

Массив в плане имеет несколько искаженную разломами дугообразную форму при длине около 2 км и ширине 800—200 м (см. рис. 1). По геофизическим данным и результатам бурения, это крутонаклоненный к юго-западу интрузивный полукольцевой пласт; угол наклона — не менее 70°. На поверхности массив в основном сложен якупирангитами (apatит-перовскитовыми и апатит-ильменитовыми рудными пироксенитами), а южный фланг — нефелин-пироксеновыми метасоматитами по якупирангитам. Тонкие жилы и дайки микرويолитов, фойяитов, щелочных сиенитов и карбонатитов рассекают якупирангиты, но в сумме составляют не более 10% объема. Жильные тела фойяитов отмечены и за пределами массива в радиусе до 1,5 км. Наиболее крупное тело крупнозернистых фойяитов размером около 100×150 м расположено в 600 м к югу от южного фланга массива. Большинство даек фойяитов за пределами массива закаленные, фонолитоподобные, а внутри массива встречаются как мик-

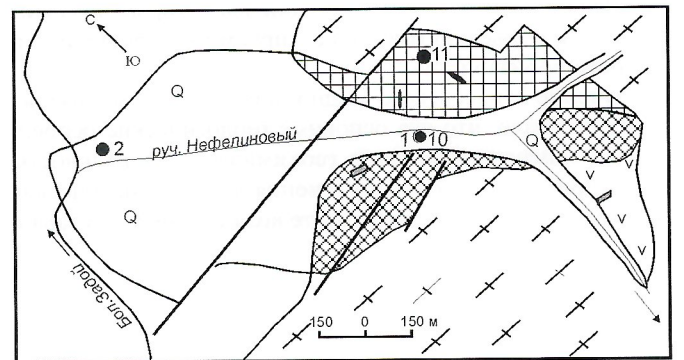


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Задойского массива:

1 — кристаллические сланцы и гранитогнейсы архея; якупирангиты; 2 — апатит-ильменит-титаномагнетитовые, 3 — апатит-перовскит-титаномагнетитовые; 4 — ийолиты и нефелин-пироксеновые метасоматиты; жилы: 5 — карбонатитов, 6 — микرويолитов и микрофойяитов; 7 — рыхлые аллювиальные отложения; 8 — колонковые скважины; 9 — линии тектонических нарушений

розернистые, так и крупнокристаллические. Это свидетельствует о том, что щелочные расплавы внедрялись после консолидации якупирангитового массива неоднократно: вскоре после его внедрения, когда он еще не оказывал охлаждающего влияния, и после значительного интервала времени, когда якупирангиты были уже холодными и «закалывали» щелочные расплавы в тонких жилах и дайках.

Среди якупирангитов выделяются три разновидности: 1) апатит-перовскит-титаномагнетитовые, 2) апатит-ильменит-титаномагнетитовые и 3) апатит-титанит-титаномагнетитовые. Первые слагают верхний слой интрузивного пласта, т.е. часть, примыкающую к висячему боку; вторые — более мощную нижнюю часть пласта, примыкающую к лежащему боку; третьи образуют жилы и жилообразные тела небольшой мощности среди второй разновидности и встречены лишь в керне скважины. Похоже, что они представляют начальную стадию изменения якупирангитов под влиянием более поздних щелочных интрузий, так как иногда развиты в экзоконтактах жил среднезернистых фойяитов. Среди якупирангитов нижнего слоя отмечаются также сегрегации и жилообразные тела пород, обогащенных в разной степени апатитом, перовскитом, титаномагнетитом [5]. На глубине 850—880 м в керне скважины развиты породы, в которых апатит и титаномагнетит составляют до 60% объема. По-видимому, в двух основных слоях интрузива в процессе дифференциации и кристаллизации иногда происходило отделение рудной части в особые порции расплава, образовавшие жилы и сегрегации среди якупирангитов.

Якупирангиты в контакте с архейскими породами в лежащем боку исключительно мелкозернисты и явно закалены. Да и весь интрузив испытал значительное охлаждающее влияние архейской рамы, на что указывают необычно малые углы оптических осей пироксенов и гомогенность титаномагнетитов [5].

Таким образом, по геологическому строению массива следует отметить новые факты о его расчлененности по вертикали: перовскитовые якупирангиты, наиболее богатые титаном и редкими землями, слагающие только верхний слой интрузива. Нижний более мощный слой неоднороден: в нем наблюдаются пласты или прослои, в различной степени насыщенные рудными минералами. Кроме того, здесь развиты жилы апатит-титанит-титаномагнетитовых пород, знаменующих, скорее всего, начало метасоматических преобразований якупирангитов.

Петрография и петрохимия якупирангитов. *Апатит-перовскит-титаномагнетитовые якупирангиты.* Эта разновидность, возможно, преобладает на современном эрозионном срезе массива, хотя уже отмечено, что половина площади массива скрыта рыхлыми отложениями и недостаточно изучена. В скв. 2 они как будто идут на всю ее глубину, но авторы не смогли это проверить, а в скв. 10 наблюдаются до 100 м, глубже переходят в апатит-ильменит-титаномагнетитовые якупирангиты. Якупирангиты с перовскитом обнажены по левому борту ручья Нефелинового в скальной выемке вдоль дороги. Макроскопически это породы черного цвета с ярко выраженной трахитоидной структурой. В поперечных срезах они мелкозернистые, а в сколах, параллельных плоскости трахитоидности — крупнокристаллические, что связано с обилием тонких пластинчатых кристаллов пироксена размером до $1 \times 5 \times 15$ мм, между которыми находится тонкозернистая масса апатита, перовскита, титаномагнетита и пироксена

второй генерации. Вкрапленники составляют от 10 до 50% объема породы. Плотность пород около $3,5 \text{ г/см}^3$, сложены они пироксеном 65—67% (по объему), титаномагнетитом 15—17%, перовскитом 6—9%, апатитом 6—7%. Обычно присутствуют бурая роговая обманка — керсутит 0,4—4%, ильменит 1—1,5%, иногда флогопит. Из аксессуаров установлены титанит, циркон, бадделейт, широхлор, рутил и сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит, борнит, пентландит, арсенопирит, сфалерит, галенит (большая часть выявлена в протолочках). Таким образом, силикаты составляют 70% объема якупирангитов, а 30% приходится на долю рудных минералов и апатита.

Для этих пород характерно довольно равномерное распределение всех минералов, что видно на фотографиях шлифов и подтверждено подсчетами в шлифах [5]. Крупные вкрапленники пироксенов часто зональны (рис. 2), что свидетельствует об изменении условий в процессе их кристаллизации. По-видимому, она начиналась в промежуточном очаге, а завершалась в камере консолидации при более быстром охлаждении, на что указывает, по мнению авторов статьи, уменьшение углов оптических осей в пироксенах краевых зон.

Апатит-ильменит-титаномагнетитовые якупирангиты на поверхности развиты в лежащем боку интрузива (скважины 11 и 10) в интервале 100—960 м (скважина не вышла из рассматриваемых якупирангитов). В основном это мелкозернистые породы с менее выраженными трахитоидностью и порфиричностью по сравнению с описанными якупирангитами. Интересно, что различие в глубине залегания почти в 1 км практически не сказалось на величине их зернистости. Это свидетельствует о близкой скорости охлаждения расплава на таких глубинах. Минеральный состав данной разновидности отличается от минерального состава первой разновидности в основном тем, что вместо перовскита в них развит ильменит или только титаномагнетит. В целом они содержат несколько больше силикатов — пироксен, керсутит, флогопит 76% по объему и рудных — титаномагнетит и ильменит 24% в изменяющихся соотношениях и апатит. Очень интересно, что с глубиной содержание ильменита уменьшается, также как и содержание титана в титаномагнетите. Химические ана-

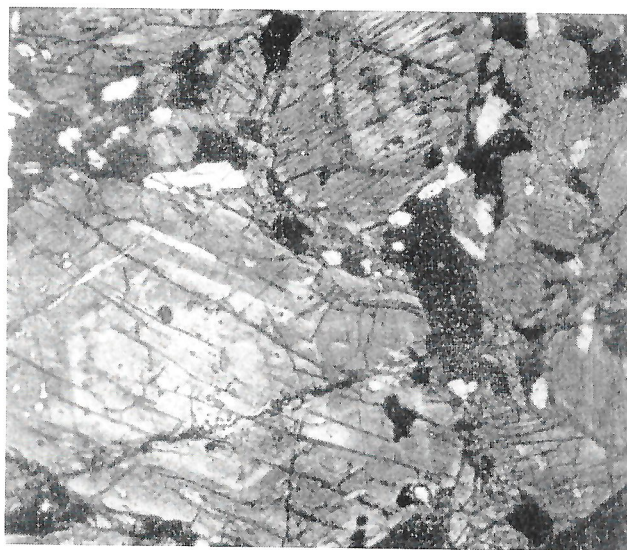


Рис. 2. Зональный кристалл пироксена. Видны включения апатита (белое) и перовскита (черное) в краевой зоне. Шлиф, николь параллельны, ширина поля 1 мм

1. Средние составы горных пород Задойского массива (в %)

Компоненты	Якупирангиты				Доломитовые карбонатиты	Африкандиты (обогатенные перовскитом пироксениты)	Титаномагнетитовые жильные породы
	Апатит-перовскит-титаномагнетитовые, <i>n</i> =5	Апатит-ильменит-титаномагнетитовые, <i>n</i> =16	Апатит-ильменит-титаномагнетитовые бедные титаном, <i>n</i> =9	Апатит-титанит-титаномагнетитовые, среднее из <i>n</i> =3			
SiO ₂	28,57	32,36	36,51	33,10	18,49	10,26	1,84
TiO ₂	11,09	7,53	4,44	7,34	8,09	27,75	15,40
Al ₂ O ₃	5,36	6,05	5,65	4,53	4,23	2,30	0,63
Fe ₂ O ₃	11,26	11,78	8,43	12,26	17,70	14,06	43,02
FeO	7,75	9,31	7,22	9,45	10,82	8,80	20,54
MnO	0,12	0,24	0,19	1,30	0,25	0,24	1,28
MgO	9,74	9,53	10,20	7,85	7,38	5,40	5,63
CaO	0,51	0,64	0,75	0,68	0,440	0,34	0,00
Na ₂ O	0,51	0,64	0,75	0,68	0,44	0,34	0,00
K ₂ O	0,09	0,30	0,34	0,24	0,00	0,04	0,00
P ₂ O ₅	2,54	2,51	3,32	2,45	8,30	2,62	3,51
п.п.п	0,48	0,99	0,73	0,13	0,00	0,55	0,00
S	0,12	0,27	0,19	0,44	0,06	0,02	0,05
F	0,17	0,42	0,38	0,19	0,47	0,24	0,29
O-S+F	0,13	0,30	0,25	0,30	0,22	0,11	0,15
SrO						1,52	0,56
Сумма	99,17	100,34	99,90	100,79	100,24	99,42	100,88

Примечание. 1. В сумме учтен кислород равный S и F. 2. *n* — число анализов.

лизы этих пород — образец взят на современной поверхности [5] — существенно богаче титаном, чем аналогичные породы из скважины. Для подобных якупирангитов характерны большие изменения содержания апатита и титаномагнетита по сравнению с перовскитовыми якупирангитами, поэтому авторы подразделили их по содержанию титана на две разновидности (табл. 1).

Апатит-титанит-титаномагнетитовые якупирангиты. Внешне эти породы очень отличаются от главных разновидностей якупирангитов по среднерзностному сложению и наличию коричневого титанита. Титанит здесь — главный титанистый минерал, заменяющий перовскит и ильменит. Как правило, пироксен в этих породах слегка ощелочен, т.е. эгиринизирован и приобретает зеленоватую окраску. Ранее было замечено, что при ощелачивании основных типов якупирангитов на южном фланге также развивается титанит [5]. Ясно, что для развития титанита по оксидам необходим привнос кремнезема, который, очевидно, и происходит под влиянием более поздних щелочных фаз — ийолитов, фойяитов и щелочных сиенитов.

Химический состав трех разновидностей якупирангитов и их дифференциатов приведен в табл. 1. По средним составам видно, что они различаются между собой преимущественно по двум компонентам — SiO₂ и TiO₂: якупиран-

гиты с перовскитом богаче титаном и беднее кремнеземом, тогда как содержания остальных компонентов близки. Это согласуется с тем фактом, что в якупирангитах с перовскитом меньше силикатов и больше рудных минералов. Сумма TiO₂ и SiO₂ в главных разновидностях практически одинакова 39,6—40,9%, что весьма любопытно. Поскольку породы с перовскитом слагают верхний слой интрузива, а все другие находятся глубже, то ясно, что этот верхний слой обогащен титаном. Так, среднее из 27 химических анализов всех пород в скважине глубже 100 м по TiO₂ составляет только 6,22% против 11% в верхнем слое. В то же время по суммарному железу различия невелики (19,91 и 19,01% соответственно), а по фосфору они минимальны (3,02 и 2,54%). Объяснить такое обогащение титаном верхнего слоя крутонаклоненного интрузива довольно сложно, так как титан концентрируется в основном в тяжелых оксидных минералах — перовските и титаномагнетите, которые должны были бы стремиться к осаждению. Возможно, такому процессу помешала быстрая кристаллизация всех минералов на месте консолидации интрузива, но скорее всего обогащение титаном верхнего слоя интрузива произошло еще в докристаллизационную фазу в промежуточном очаге, и механизм подобного обогащения пока объяснить сложно.

2. Средние химические составы минералов якупирангитов Задойского массива (в %)

Оксиды	Пироксен	Флогопит	Перовскит	Ильмениты		Титаномагнетиты		Титанит
				1	2	1	2	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,89	40,03	0,12	0,06	0,27	0,14	0,10	28,54
TiO ₂	3,29	2,65	59,11	51,11	50,11	15,18	7,87	32,37
Al ₂ O ₃	5,38	15,38	0,18	0,07	—	2,70	1,55	6,85
Fe ₂ O ₃					11,70			2,48
FeO	5,76	12,07	0,93	41,23	31,79	75,93	89,41	0,38
MnO	0,11	0,17	—	3,65	0,10	0,71	0,92	0,02
MgO	13,54	19,69	0,09	2,81	5,69	4,61	0,35	0,52
CaO	23,38	0,04	38,92	0,14	0,07	0,01	0,08	25,89
SrO	0,10	—	—	0,13	—	—	—	1,08
Na ₂ O	0,61	0,63	0,70	0,14	—	0,70	0,21	0,26
K ₂ O	0,00	9,35	0,02	0,01	—	0,05	0,02	0,20
Сумма	99,06	100,01	100,07	100,00	99,73	100,00	100,49	98,89
<i>n</i>	6	3	6	3	3	1	5	1

Кристаллохимические формулы

- $(Ca_{0,942}Na_{0,054})(Mg_{0,750}Fe_{0,179}Mn_{0,003}Ti_{0,069})(Si_{1,741}Al_{0,236}Ti_{0,023})_2O_6$
- $(K_{0,856}Na_{0,080}Ca_{0,003})_{0,939}(Mg_{2,075}Fe_{0,714}Mn_{0,010}Ti_{0,141}Al_{0,113})_{3,053}Al [Si_{2,831}Al_{0,282}]_{3,113}O_{10}(OH)_2$
- $(Ca_{0,939}Fe_{0,017}Na_{0,031}Al_{0,005}Mg_{0,003})_{0,995}(Ti_{1,001}Si_{1,001})_{1,004}$
- $(Fe_{0,849}Mg_{0,103}Mn_{0,076}Na_{0,007}Ca_{0,004}Sr_{0,001})_{1,04}(Ti_{0,955}Zr_{0,002}Al_{0,002})_{0,96}O_3$
- $(Fe_{0,648}Fe_{0,141}Mg_{0,207}Mn_{0,002}Ca_{0,002})(Ti_{0,919}Fe_{0,074}Si_{0,007})O_3$
- $(Fe_{0,692}Mg_{0,236}Na_{0,047}Mn_{0,021}K_{0,004})(Fe_{1,493}Ti_{0,393}Al_{0,110}Si_{0,005})_2O_4$
- $(Fe_{0,936}Mg_{0,019}Mn_{0,027}Ca_{0,003}Na_{0,015})(Fe_{1,722}Ti_{0,210}Al_{0,065}Si_{0,003})_2O_4$
- $(Ca_{0,895}Sr_{0,020}Mg_{0,025}Na_{0,020}Fe_{0,010}K_{0,008}Al_{0,026})(Ti_{0,786}Fe_{0,060}Al_{0,154})[Si_{0,920}Al_{0,080}]O_5$

Примечание. 1. Анализы 5 и 8 из работы [5], все другие анализы микрозондовые, выполнены в МГУ в лаборатории минералогии. В ильмените (1) в сумму входит также 0,19% ZrO₂. 2. Формулы рассчитывались на соответствующее число катионов.

Из других особенностей химизма якупирангитов отметим довольно постоянное содержание глинозема, входящего в состав пироксена, причем наименьшее его количество в титанитовой разновидности, где пироксен уже видоизменяется. Характерно, что в ней мы наблюдаем значительно более высокое содержание марганца и серы, а меньшее — магния. По содержанию калия можно судить о примеси флогопита — которая в среднем незначительна, особенно в якупирангитах с перовскитом (0,09%).

Минеральный состав якупирангитов. Средние химические составы минералов и их формулы приведены в табл. 2.

Пироксен. Главнейший минерал якупирангитов — титанитовый диопсид-авгит, в котором (в %) 75—80 составляет диопсидовый минал, 10—12 — геденбергит, 5—7 приходится на молекулу Чермака и 3—4% — эгириин. Такие вариации связаны с зональностью пироксена и кристаллизацией его в две стадии. Авторы не рассматривают случай явного изменения пироксена, в частности, его эгиринизации, когда содержание эгиринового минала может возрастать до 50% за счет других миналов, поскольку это харак-

терно лишь для измененных пород. В шлифах пироксен имеет розовато-фиолетовый оттенок, усиливающийся с увеличением толщины шлифа. Известно, что фиолетовую окраску пироксены приобретают за счет трехвалентного титана, поэтому не исключено, что хотя бы часть титана находится в трехвалентной форме. По плоскости спайности в пироксенах иногда развита сеть тончайших пластинок рудного минерала, по-видимому, как следствие распада самого пироксена, но состав его пока неизвестен.

С зональностью изменяются и оптические константы пироксена. В центре крупных кристаллов угол оптических осей составляет 49—52°, а в периферических зонах — 42—38°. В мелких зернах угол оптических осей еще меньше 32—38°. В литературе [5] высказано, на наш взгляд, ошибочное мнение о принадлежности пироксена с малым углом оптических осей к субкальциевым авгитам. Микрозондовые анализы не подтвердили это: все пироксены имеют высокое содержание кальция и дело, по всей вероятности, заключается в быстрой кристаллизации II генерации пироксенов, в их меньшей структурной упорядоченности по сравнению с пироксенами I генерации. Угол cNg

3. Содержание редкоземельных элементов в якупирангитах и апатитах Задойского массива (в г/т)

Элементы	Якупирангиты			Апатит		
	Апатит-перовскитовые	Апатит-ильменитовые	Титанитовые	из апатит-перовскитовых якупирангитов		из метасоматической апатит-титанитовой породы
1	2	3	4	5	6	7
La	990	94	170	210	260	2000
Ce	1760	255	380	320	530	2800
Nd	930	150	220	170	170	120
Sm	100	33	43	53	67	190
Eu	50	10	12	26	11	43
Gd	100	40	60	56	75	200
Dy	100	50	50	56	54	92
Ho	50	10	10	5	7	13
Er	30	30	30	24	29	47
Yb	3	3	5	8	11	14
Y	65	34	62	160	230	230

Примечание. Анализы выполнены в ГЕОХИ СО РАН.

изменяется в пределах 37—49°; $N_g=1,730—1,745$; $N_p=1,705$. Плотность пироксена 3,35 г/см³.

Керсутит. Коричневый амфибол — постоянная примесь всех якупирангитов. Плеохроирует от коричневого цвета по N_g до желтого по N_p . Имеются микронзондовые анализы минерала, доказывающие его принадлежность к керсутиту, здесь они не приведены.

Флогопит. Ранее слюда в якупирангитах считалась биотитом, но анализы авторов (см. табл. 2) свидетельствуют о том, что это флогопит. Как и все силикаты, он достаточно титанистый, макроскопически темный, в шлифе плеохроирует в желто-бурых тонах; $N_m=1,589$; более поздний по сравнению с керсутитом, поскольку обычно окружает его.

Апатит — неотъемлемая составная часть якупирангитов всех типов и связанных с ними пород. Иногда его содержание достигает 20%. Он развит в мелких призматических кристалликах длиной 0,01—1 мм. Химический состав его из якупирангитов с перовскитом указывает на принадлежность к фторапатиту с подчиненной примесью гидроксил-апатита: CaO 54,20; P₂O₅ 42,17; F 1,10; H₂O 0,40, сумма 97,07% [5]. Спектральные анализы обнаруживают в апатите более 1% Sr и редкие земли. Количественное содержание спектра редких земель показано в трех анализах (табл. 3). Плотность апатита 3,08—3,15 г/см³. $N_g=1,642—1,644$; $N_p=1,638—1,640$.

Перовскит — один из главных минералов в перовскитовых якупирангитах, а в некоторых жильных и метасоматических образованиях он преобладает; макроскопически черный, в шлифах темно-коричневый, слегка анизотропирующий с системой двойниковых пластинок. Минерал образует мелкие округлые зерна в диаметре 0,01—1 мм, реже 3 мм. Химические анализы перовскитов приведены в табл. 2, но в них не определялось содержание редких земель, Nb и Sr. По литературным данным содержание

TR₂O₃ в перовскитах из якупирангитов 2,2—2,76% и в перовските из метасоматитов —3,06%; Nb₂O₅ в перовските из якупирангитов 0,12—0,34% и из метасоматитов —0,29%. В метасоматических перовскитах определено содержание SrO 0,48—1,41% [5]. Характерно более высокое содержание суммы редких земель в перовскитах из метасоматитов, т.е. пород, возникших под влиянием щелочных растворов. Однако и в перовските из якупирангитов все редкие элементы присутствуют в значительных количествах, что свидетельствует о родстве якупирангитового расплава с более поздними щелочными растворами.

Ильменит в якупирангитах варьирует от 0,1 до 15%. Он образует тонкие каемки вокруг перовскита и самостоятельные зерна, изредка — тонкие пластинки распада в титаномагнетите, когда этот минерал затронут какими-либо изменениями. Для ильменита характерна довольно высокая магнезиальность и высокое содержание окисного железа, что обуславливает некоторое сходство его с пикроильменитами из кимберлитов [5].

Титаномагнетит — второй по количеству породообразующий минерал всех якупирангитов и один из самых поздних по времени кристаллизации (цементирует все остальные). Для него характерна гомогенность минерала, несмотря на сложный состав (см. табл. 2). Микронзондовое изучение титаномагнетита показало, что он обеднен титаном на глубине: в среднем содержание TiO₂ в минерале на глубине в два раза ниже, чем на поверхности. Титаномагнетиты — концентраторы элементов группы железа (табл. 4).

Титанит — минерал, химический состав которого приведен в табл. 2. К сожалению, содержание редких и редкоземельных элементов в нем не определено, поэтому сам анализ не показателен.

4. Средние содержания ряда элементов в якупирангитах Задойского массива (в г/т)

Элементы	Якупирангиты					Нижний предел измеряемой концентрации
	Апатит-перовскитовые, n=4	Апатит-ильменитовые, n=26	С титанитом, n=3	Обогащенные перовскитом	Обогащенные титаномагнетитом и апатитом	
Sr	595	596	730	640	620	5
Ba	50	195	123	34	1000	30
Ni	29	35	24	20	42	5
Co	68	72	72	62	110	7
Cr	65	55	13	37	30	7
V	97	191	149	74	220	7
Th	25	6	8	20	—	7
U	—	—	—	—	—	6
Zn	86	95	133	75	140	7
Zr	390	305	647	420	150	5
Y	28	25	35	38	20	5
Rb	17	7	7	—	4	3
Cl	288	282	127	320	790	60
Nb	218	44	164	280	18	10
Pb	218	44	164	280	18	10

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИЗК СО РАН, руководитель А.В.Ревенко.

Плагиоклаз — минерал необычен для якупирангитов Задойского массива и ранее не отмечался. Он встречен во второстепенных количествах в керне скв. 10 на глубине 750 м. Для минерала характерны типичные полисинтетические двойники, он зонален. Согласно шести микронзондовым анализам, содержание анортитовой молекулы в нем изменяется от 40% в центре до 32% на краю. Следует обратить внимание на довольно высокое содержание стронция: SrO 0,61% в краевой части и 0,11% в центре. Плагиоклаз слишком редок, чтобы говорить о его генетическом значении.

Сульфиды — обычные аксессуары якупирангитов, в которых постоянно устанавливается 0,02—1% S. Размер зерен различных сульфидов варьирует от 1 мкм до 1 мм. Иногда они рассеяны в породообразующих минералах, а иногда находятся в сколовых трещинах. По-видимому, и их происхождение то магматическое, то послемагматическое.

Вторичные минералы. В якупирангитах на разной глубине встречаются жилы нефелиновых и щелочных сиенитов и связанные с ними просечки с вторичными минералами. Якупирангиты около них эгиринизируются и развивается комплекс вторичных минералов. Часть из них впервые установлена в массиве. Все они диагностированы или по составу на микронзонде, или по порошкограммам. Среди минералов развиты эгирин-диопсид, альбит, калиевый полевой шпат, нефелин, натролит, анальцит, канкринит, пренит, анкерит, барит, стрональсит и банальсит. Банальсит выявлен в России впервые [6]. В целом все перечисленные минералы, в отличие от рассмотренных, образованы при более низких температурах и в основном являются наложенными гидротермально-метасоматическими.

Геохимические особенности якупирангитов. Специфический минеральный состав якупирангитов, естественно, отразился на их геохимических особенностях. Прежде всего для якупирангитов характерно повышенное содержание редкоземельных элементов, особенно для перовскитовой разновидности. В табл. 3 можно проследить резкое различие в содержаниях таких элементов между перовскитовыми якупирангитами и другими их разновидностями, так как основной концентратор редкоземельных элементов — перовскит, и в меньшей степени апатит. О содержании этих элементов в апатитах можно судить по данным той же табл. 3. Отметим, что в метасоматических апатитах количество редкоземельных элементов почти на порядок выше, особенно легких.

Таким образом, очевидно, что уже в процессе магматического расслоения интрузива на верхний слой, давший перовскитовые якупирангиты, и нижний, из которого образовались ильменит-титаномагнетитовые якупирангиты, редкоземельные элементы сконцентрировались в верхнем слое и при консолидации вошли в состав перовскита.

Средние содержания 15 элементов в основных типах якупирангитов приведены в табл. 4. Вариации ряда элементов в них незначительны. Следует отметить некоторые особенности. Содержание стронция изменяется незначительно, тогда как бария существенно меньше в перовскитовых якупирангитах и обогащенных рудными компонентами породах. Характерно, что кобальта больше чем никеля в 2—3 раза во всех разновидностях якупирангитов, что, по-видимому, объясняется спецификой исходного источника вещества. Больше всего ванадия концентрируется в безперовскитовых якупирангитах, в то же время ниобия — в перовскитовых разновидностях. Максимальная концен-

трация хлора наблюдается в породах, обогащенных апатитом.

Очень интересная особенность якупирангитов — низкое содержание в них радиоактивных элементов — тория и урана — в отличие от подобных пород Кольского полуострова. Содержания урана во всех пробах оказалось ниже чувствительности метода, т.е. 6 частей на 1 миллион.

Зональность пироксенов и вопросы кристаллизации якупирангитового расплава. Отмеченная зональность пироксенов теоретически могла быть вызвана двумя причинами. Первая — кристаллизация пироксенов при изменяющихся физико-химических условиях и сравнительно быстром охлаждении, препятствовавшим выравниванию химических потенциалов компонентов в твердой фазе, что часто бывает в вулканических породах. В нашем случае это могло произойти в результате кристаллизации части пироксена в промежуточном очаге и внедрения этой полураскристаллизованной магмы в камеру окончательной стабилизации, где температура кристаллизации была бы уже ниже, а скорость охлаждения — выше. При этом края крупных кристаллов и мелкие зерна пироксенов будут представлять собой вторую генерацию несколько иного состава. Вторая — это воздействие более поздних растворов, порожденных ийолитовыми и фойяитовыми расплавами, внедрившимися позднее. Причем воздействие должно быть не настолько сильным, чтобы полностью преобразовать первичные минералы. Ясно, что изменение в составе пироксенов при автономной кристаллизации якупирангитового расплава будет одним, а при метасоматическом воздействии щелочных флюидов, обогащенных редкими элементами, фосфором, титаном — совершенно другим. Следовательно, химический состав зон в пироксенах весьма информативен и для решения вопросов генезиса всех рудных минералов якупирангитов.

Первоначально характер зональности пироксенов был установлен качественно на микрозонде «Суперпроб-733» в Институте геохимии СО РАН. Зональность оказалась неожиданной (рост магнезиальности к краю пироксенов), поэтому она была исследована детально на микрозонде в МГУ (кафедра минералогии). Был изучен ряд профилей по вкрапленникам в якупирангитах с перовскитом, в которых зональность хорошо выражена. Два типичных случая изменения состава пироксенов от центра кристаллов к краям показаны на рис. 3. Содержания кремнезема и кальция на диаграмме не показаны, так как их изменения незначительны. Наблюдается четко выраженная закономерность: в центре пироксен содержит больше Ti, Al и Fe, но меньше Mg, чем на краю. Такую закономерность невозможно удовлетворительно объяснить метасоматическим преобразованием якупирангитов щелочными растворами и тем более, когда 25—30% их представлено рудными минералами. При такой интенсивности метасоматоза сама зональность в пироксене вряд ли была бы возможной. Скорее всего, они были бы полностью преобразованы. Однако в любом случае высокая магнезиальность на краях пироксена с этих позиций необъяснима. Малая изменчивость содержания кремнезема, железа и натрия также труднообъяснима.

В случае автономной кристаллизации рудоносного якупирангитового расплава наблюдающуюся зональность можно объяснить, хотя рост магнезиальности пироксена по мере кристаллизации расплава противоречит известным петрогенетическим закономерностям (обычно рас-

тет железистость минералов). В данном случае такой парадокс объясним. На первом этапе из расплава выделялся только пироксен I генерации, затем началась массовая и быстрая кристаллизация апатита, перовскита и титаномагнетита. В эти минералы магний не входит, поэтому остаточный расплав, из которого кристаллизовались края вкрапленников и мелкие зерна основной массы, был заметно обогащен магнием. Так, если рассчитать состав остаточного расплава после кристаллизации 50% пироксена и всех рудных минералов, то он содержал бы 13% MgO, т.е. больше, чем его было в исходном расплаве (около 10%). Таким образом, хотя диаграмма предполагаемого хода кристаллизации расплава в работе [5] верна для начала кристаллизации минералов, но, по-видимому, она не точна в отношении завершающей стадии их кристаллизации. Пироксен, по всей вероятности, продолжал кристаллизоваться и после выпадения основной массы апатита и рудных минералов, в связи с чем в конце создались условия для образования пироксена с более высокой магнезиальностью, чем вначале.

Интересно, что ильменит, кристаллизовавшийся после перовскита и апатита, также обогащен магнием. В перовскитовых зернах края содержат больше примеси магния, чем центр.

Падение содержаний Ti и Fe от центра к краю понятно, так как они вошли в состав рудных минералов и остаточный расплав становился беднее этими компонентами. Отмеченная особенность в распределении титана согласуется с закономерностями в его распределении между силикатами и оксидами в магматических породах, убедительно показанными Ж.Ферхугеном [11] на основе термодинамических расчетов. По его данным, чем выше температура кристаллизации пироксена, тем больше в него может войти титана. Аналогичная ситуация создавалась и для титаномагнетита: чем больше в нем титана при наличии в породе свободного ильменита, тем выше была температура его кристаллизации [7]. Поскольку в якупирангитах с перовскитом титаномагнетит содержит 16,5% TiO₂ при наличии ильменита в свободных зернах, то качественно можно судить о высокой температуре его кристаллизации, хотя он и кристаллизовался в породе в числе последних. Восстановительная обстановка на раннем этапе кристаллизации, на что косвенно указывает фиолетовая окраска пироксена, т.е. возможное наличие трехвалентного титана, препят-

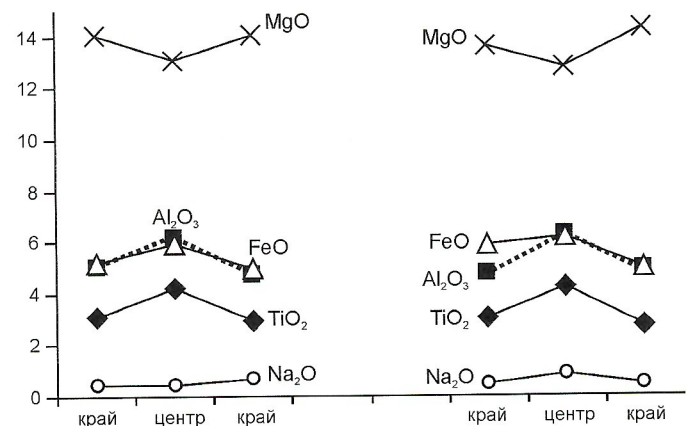


Рис. 3. Диаграмма изменения содержаний ряда компонентов в разрезах через зональные кристаллы пироксена в якупирангитах с перовскитом

ствовала выпадению в это время титаномагнетита. Лишь в конце кристаллизации, при относительно более низкой температуре и более высоком парциальном давлении кислорода, выпадал титаномагнетит.

Итак, характер зональности пироксена — дополнительное доказательство магматического происхождения якупирангитов, включая и их рудную часть. В литературе имеются и другие общие доказательства этого [10]. Например, некоторые лунные базальтоиды содержат SiO_2 36%, TiO_2 12%, FeO 20%, MgO и CaO по 10%. Сходство их с якупирангитами очевидно. Известны также стекла основного состава в андезитах и базальтах, заключенные в виде капель в кислом стекле из мезостазиа. Основные стекла обогащены Ca, Ti, P, Fe и, по существу, являются аналогами якупирангитов с перовскитом. А.К.Филпотс [9] полагает, что ликвации этих капель способствовала восстановительная обстановка, препятствовавшая выпадению магнетита на ранних этапах.

Нам представляется, что существует магматический расплав, при кристаллизации которого образуются якупирангиты с перовскитом и ильменитом, обогащенные фосфором, а также редкими и редкоземельными элементами. Эти элементы — закономерные члены некоторых типов щелочно-ультраосновной карбонатитовой формации. Очевидно, в якупирангитах позже и происходили автометасоматические и метасоматические преобразования. Подобные преобразования никак не опровергают факты, известные в настоящее время по Задойскому массиву. На примере Задоя можно решить еще один вопрос — как происходило расслоение в интрузивном пласте? В чем причина наметившейся тенденции в этом расслоении — уменьшение количества силикатов и увеличение оксидов в верхнем слое якупирангитов по сравнению с нижним и уменьшение содержания титана с глубиной? Пока этот вопрос не решен.

В заключение следует подчеркнуть, что скважина глубиной 1 км на Задойском интрузиве выявила его магматическую расслоенность: верхняя часть крутонаклоненного интрузивного пласта представлена перовскитовыми якупирангитами, а нижняя, более мощная — ильменит-титаномагнетитовыми. Такое расслоение интрузива скорее всего произошло еще на раннемагматической, докристаллизационной стадии, так как исключается всплывание тяжелого перовскита, кристаллизовавшегося и включавшего редкоземельные элементы, которые к этому времени уже были накоплены в этом слое. Изменение в химическом составе зональных пироксенов: увеличение магнезиальности от центра к краям и уменьшение в том же направлении же-

лезистости, глиноземистости и титанистости при практической неизменности содержания кремнезема, извести и натрия трудно совместить с представлением о наложенном, метасоматическом происхождении рудных минералов в якупирангитах. Установленная закономерность логично объясняется кристаллизацией всех главных минералов из магматического расплава. Данные авторов статьи подтверждают выводы исследователей о наличии ультрабазитового расплава, обогащенного Ca, Fe, Ti, P, редкими и редкоземельными элементами, кристаллизация которого и дает якупирангиты в щелочно-ультраосновных комплексах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-64158).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородин Л.С.* О перовскитовом оруденении в массиве Вуориярви // Геология рудных месторождений. 1959. № 5. С. 21—30.
2. *Волотовская Н.А., Ильинский Г.А.* По поводу статьи Л.С.Бородина «О перовскитовом оруденении в массиве Вуориярви» // Геология рудных месторождений. 1961. № 1. С. 113—114.
3. *Золотарев Б.П.* Особенности геологического строения некоторых массивов палеозойского ультраосновного—щелочного комплекса Кольского полуострова и распределение в них перовскита // Труды ИМГРЭ. 1962. Вып. 9. С. 142—160.
4. *Иванов А.В., Рассказов С.В., Конев А.А.* и др. Плавление карбонатизированной мантии на границе венда—кембрия под окраиной сибирского кратона, спровоцированное удаленными тектоническими процессами (Жидойский и Белозиминский комплексы) // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Мат-лы Всерос. науч. конф. 1—4 октября 2002 г., Иркутск. С. 252—254.
5. *Конев А.А.* Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. — М.: Наука, 1970.
5. *Конева М.А.* Банальсит и стрональсит из пироксенитов Жидойского массива // ЗВМО. № 2. 1996. С. 103—105.
6. *Кухаренко А.А., Багдасаров Э.А.* Перовскиты ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова // Труды ВСЕГЕИ. 1961. Вып. 45. С. 37—66.
7. *Buddington A.P., Fahey J., Vlisisdis A.* Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite // Am.J.S. 1955. Vol. 253. P. 497—532.
8. *Toshiyiro Morikiyo, Kana Takano, Takashi Miyazaki, Hiroo Kagami and Nikolai V.Vladykin Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evience for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region.*
9. *Philpotts A.K.* Liquid immiscibility in melt inclusions in plagioclase phenocrysts: IMA-80; Orleans. 1980. P. 136.
10. *Preliminary examination of lunar samples from Apollo 11* // Science. 1969. Vol. 165. № 3899. P. 1211—1227.
11. *Verhoogen J.* Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks // Am. J. Sci. 1962. Vol. 260. № 3. P. 211—220.

От редколлегии

Журнал «Отечественная геология» неоднократно обращался к наиболее острым проблемам геотектоники, организуя и поддерживая сопоставление альтернативных подходов в духе свободных дискуссий, позволяющих формировать непредвзятые реконструкции истории возникновения и развития геоструктур Земли. Исходя из этого, редколлегии поддерживала и поддерживает работы, которые не увидели света в отдельных изданиях, руководствовавшихся принципами несоответствия доминирующей парадигме даже в те времена, когда ее основы потеряли значительную часть доверия и устойчивости под напором геологических реалий.

В данную рубрику включены статьи, демонстрирующие широкое разнообразие и свободу мысли в подходах к ключевым проблемам современной геотектоники.

Не так давно вышла в свет книга В.Т.Фролова «Наука геология — философский анализ» (Изд-во МГУ, 2004), которая имеет принципиальное значение для формирования объективных гносеологических основ геотектонического анализа и геотектонических построений в целях использования геологических ресурсов, выявления геологических угроз и их прогноза. В связи с этим редколлегии сочла возможным предварить статьи геотектонической направленности «Предисловием» А.С.Щербакова к книге В.Т.Фролова и текстом авторского введения к этой работе.

А.С.Щербаков

Предисловие к книге В.Т.Фролова «Наука геология — философский анализ»

В наше время геология переживает сложный этап своей истории. Это связано как с мощным потоком новой информации, в 60–70-е годы хлынувшей прежде всего из-за океана, так и с упрощенной, механистической ее интерпретацией, пришедшей от главной добытчицы этой информации и наполнившей ею весь мир. Вместе с новой информацией пришел способ и уровень ее интерпретации, характерные для геологии и философии Америки. Экспансия позитивизма и упрощенчества оживила давно беспокоившие российских геологов и философов вопросы: почему в геологии нет или мало строгих законов и разработанных теорий и по какому пути ей развиваться, чтобы, в частности, наиболее полно и правильно использовать новую информацию. В ответах геологи все сильнее и четче поляризовались на традиционалистов и новаторов, и конкретно-научные споры перерастали в постановку более общего вопроса: что такое наука геология и должна ли она равняться на точные или фундаментально-вещественные науки или этот путь не магистральный, и геология — наука иного типа. Книга весьма основательно дает ответы на эти вопросы. обстоятельный анализ геологических законов и теорий (гл. 2, 3) приводит автора к выводу: основная причина теоретического «отставания» геологии от точных наук коренится вовсе не в гносеологии, а в онтологии, в специфике объекта и предмета геологии и в историческом характере науки.

Пафос всего исследования — выяснение того, что невысокая номологическая и прагматическая ценность геологических законов и теорий объясняется отнюдь не эмпирически-детским уровнем геологии, не слабой гносеологией, а историческим характером науки, необычайной сложностью и многофакторностью объекта геологии, неполнотой геологической летописи и нелинейностью геосторического процесса. Неуниверсальность, узость сферы действия законов и теорий в геологии — вполне естественное явление. Ввиду недетерминированной природы законов как опорных точек теорий они имеют и всегда будут иметь вероятностный характер и проявляться в форме эмпирических обобщений.

Обращает на себя внимание логика изложения материала. В тексте изначально — и это новация — дается весь комплекс геологических дисциплин — структурное древо геологии как таковой. Затем дан анализ наук основного ствола, потом — его «ветвей» и «подлеска», который, впрочем, детально не рассматривается. Акцент делается на предмете обеспеченности наук онтологическими законами и теориями и истинности их, для чего вводится понятие онтологического теоретического потенциала науки. Энциклопедический обзор идет от вещественных фундаментальных наук к историческим, во многом надстроечным, и он позволяет геологам видеть собственный предмет со стороны.

Проделанный автором объективный предметный критический анализ основных законов и теорий наук разного уровня не закрыт, читатель приглашается дополнять и исправлять данные в книге характеристики и понимания. Для удобства и выразительности анализа столь протяженной многоуровневой иерархии геологии (от кристаллографии до тектоники и геоистории) автор предложил оригинальный цифровой (в баллах и процентах) способ выражения онтологической теоретичности каждой науки основного ствола, а также противоположную сторону наук — их историчность (интерпретационность, вероятностность законов и теорий), но уже «антибаллами» и отвечающими им процентами. Количественный подход, даже такой приблизительный, вносит определенность в науковедческий анализ и может служить основой дискуссий и выработки более строгих оценок теоретического потенциала наук. Новации этим не исчерпываются.

Одним из первых результатов анализа можно считать убедительный показ крайне резких различий геонаук по теоретичности, представляющих полный спектр от наук практически «точных» до исторических, почти лишенных строгих законов и теорий. Второй обоснованный вывод — о невозможности обобщающей теории для всех геонаук и даже для геологии в узком смысле слова. Что касается конкретных теоретических концепций в геологии, то дело не ограничива-

ется и здесь критическим анализом, а дается перспектива разработки и совершенствования. Автор практически не отвергает ни одну из них, а показывает пределы их истинности, очерчивая радиус действия, и предлагает собственные оригинальные варианты, в том числе и развивающие анализируемые: по типам литогенеза, осадочной дифференциации, интеграции, цикличности, формированию угленосных, фосфоритоносных, соленосных и других формаций, многим полезным ископаемым, геодинамическим режимам, океаногенезу, геосинклинальному процессу и т.д.

Во спасение онтолого-теоретической компоненты геологии автор предлагает нетрадиционную установку в оценке геологических теорий — не единственно с позиций фактологической адекватности или прагматической эффективности и не по двоичной системе «или гипотеза, или теория», а по большому числу градаций. Его оригинальная система уровней теоретических разработок по степени и категориям истинности, математическому аппарату и радиусу действия позволила, например, поднять уровень наиболее модной ныне гипотезы «плитной тектоники» до ранга теории и получить протяженный спектр гипотез, теорий и эмпирических обобщений разной степени истинности и разработанности. И теоретический потенциал науки может анализироваться и оцениваться более тонко и гибко. Критерием ценности должна быть не только строго фактологическая, но (хотя и сниженно) и феноменологическая, а также логическая истинность.

Интересен блок текста, в котором обсуждается проблема общетеоретического базиса геологии. Решая задачу ее самоопределения, автор выходит на уровень широкого геологического и философского обобщения, причем и здесь проявляется философская зрелость и неортодоксальность его взглядов и подходов. Теории геосинклиналей, тектоники плит и расширения Земли — установочные концепции геологии — аргументированно критикуются и показываются реальные альтернативы. В итоге он приходит к парадоксальному выводу об «эклетицизме» геологической истории, как эклетичны и история человеческого общества и сама его жизнь. И в природной, и в общественной жизни субсинхронно или асинхронно действуют разные силы, они непредсказуемо интегрируются и порождают такие гибриды, которые предсказуемы лишь статистически, а распутать способен лишь историк. Для этих клубков факторов и сил использован образ «клубка змей». Вообще метафоры и аналогии из разных сфер жизни, часто неожиданные, парадоксальные, — равноправные элементы книги, делающие ее материал и положения контрастными и убедительными, философски обобщенными, философию книги — естественной и доступной.

После онтологической части ярко и глубоко проанализирована гносеология науки, как в целом, так и по главным геонаукам отдельно (гл. 4). Огромный багаж знаний автора, лично добытых в экспедициях практически на всех континентах, во многих морях и двух океанах, постоянно

разрабатывавшего вопросы методологии и методики геологических исследований, позволяет представить теорию познания также конкретно, глубоко, живо и интересно. И здесь широко используется сравнительный метод и примеры из истории: у пиков экстремизма и в распространении мобилизма выявлено явное сходство (интересное философское обобщение). Затронуты и аспекты психологии масс в периоды «единомыслия» и генезис фанатизма. Вопросы подготовки специалистов-геологов — важный раздел; высоко оценена роль опыта, интуиции и воображения в геологическом познании, всесторонне обоснованы решающее значение фактов и творческий характер геологии, как и других геологических наук.

Нов и интересен итог этой части — закон о связи, соотношении онтологического и гносеологического теоретических потенциалов наук и концепций: чем выше онтологическая теоретичность, тем слабее теория познания и ниже гносеологическая теоретичность, и наоборот, с усилением историчности (спекулятивности) теория познания становится более разработанной и сложной, поднимающейся на философский уровень. Такова она в собственно геологических науках, творящих ретроспективные картины, полностью подтвердить или опровергнуть которые невозможно. Они часто долго остаются на совести геолога — творца прошлого, единичного и неповторимого. Гносеологии этих наук сильные, их гносеологический теоретический потенциал — наивысший, сравнимый с теоретико-познавательным потенциалом истории человеческого общества.

На этой базе дается определение геологии (гл. 5) как науки исторической, основная задача которой — воссоздание (в виде моделей) этапов развития регионов, бассейнов седиментации и Земли в целом. Ставятся и частично решаются другие методологические вопросы: о соотношении типичного (стандартного) и уникального, исторически неповторимого, о роли обратных связей в познании; критериях геисторической ценности тел (региостратонов), истинности ретроспекций; об этике и ответственности ученого; о перспективах экогеологии. Фактическая, нетеоретическая история Земли здесь представляется основным эмпирическим обобщением, которое служит самой надежной теоретической осью геологии и наиболее сильным критерием правильности любых других построений и способом выбраковки механистических моделей, гипотез и теорий.

Книга выгодно отличается оригинальностью исследовательских поворотов, свежестью мысли и эмоциональным накалом — отличное методологическое пособие геологам и философам и всем естественникам. Высокий научный уровень исследования заставляет адресовать монографию аспирантам и магистрантам геологических и географических факультетов вузов. Но главные ее читатели — научные работники, геологи-практики и другие натуралисты, философы и историки.

Введение. Побудительные мотивы

Геология — сложнейший комплекс наук, сильно различающихся своей онтологической теоретичностью, наиболее полно выражающейся числом научных законов и теорий и их «всеобщностью» («радиусом действия»). Анализируется основной ствол геонаук, начинающийся кристаллографией и завершающийся геостратиграфией. Для удобства метагеологического анализа введены условные баллы (от 10 до 1), показывающие уменьшающуюся теоретичность, или «точность» (близость к точным наукам). Она выражается и процентами. Использовались и «антибаллы», и коррелятивные им проценты, нагляднее выражающие спекулятивность, или историчность науки. Главные науки распределились в ряд: кристаллография — точная наука с малой историчностью, минералогия, геохимия, петрология, литология (вещественные науки), палеонтология, стратиграфия, формациология, тектоника и геостратиграфия — собственно геологические, в основном исторические науки — с малой онтологической и большой гносеологической теоретичностью. Критически рассмотрены законы и теории собственно геологических наук, показан их малый онтологический и большой гносеологический теоретические потенциалы. Резкая неоднородность геонаук исключает возможность единых законов и теорий и любую обобщающую теорию в собственно геологии. Земля развивается сложно, «эклетино», и познание ее истории всегда будет лишь вероятностным. Геология — в основном эмпирическая, историческая наука с максимально разработанной теорией познания, в котором важное место занимают интуиция, гипотезы и эмпирические обобщения. В подготовке специалистов-геологов не менее важное место у профессиональной этики и развития творческой ответственности, но основное — «начитанность» (багаж конкретного знания — фактов) и овладение геологической логикой и методологией, т.е. философией геологии — философией истории. Это важно для геологов, географов, философов, историков, студентов и специалистов.

Ключевые слова: геология, геостратиграфия, геонауки, закон, теория, онтология, гносеология, философия, эклектика, методология, теоретический потенциал, теория познания, теория развития, исторический, теоретический и эмпирический подходы, факт, методика, челночные операции, интуиция, интерпретации, эмпирическое обобщение, учения, парадигма, редукционизм, позитивизм, фиксизм, мобилизм, тектоника, геосинклиналь, тектоника литосферных плит, океанизация, циклы, теория познания, циклы фанатизма, подготовка геологов, экогеология.

К рубежу веков и тысячелетий геология подошла с огромными успехами в познании Земли, ее минеральных ресурсов, истории и столкнулась с уже неотложными проблемами экологии. Одновременно возникли внутренние проблемы, прямо не связанные с задачами геологии, но их решение непосредственно влияет на углубление познания планеты, ее развития и на более эффективное освоение всего полезного в ее недрах, на поверхности и на дне морей и океанов. Источник новых проблем связан с успехами геологии второй половины XX в., именно с небывалым по интенсивности и эффективности научным освоением Мирового океана, что вполне нормально: новые открытия и эмпирические обобщения часто заставляют пересматривать и перестраивать понятийный аппарат и методологию. Обычным надо считать и состояние неко-

торой болезненности при перестройке. Ненормальным или тревожным воспринимаются затяжной характер болезни и осложнения, как и другие побочные явления.

Наиболее тревожный момент — острота накала борьбы «нового» со «старым», а также ориентация нового на отрицание базисных положений геологии, фактического багажа, важнейших завоеваний в виде эмпирических обобщений, познанной фактической истории регионов и земной коры и покушение на основу геологического познания — историко-геологический метод. Провозглашена научная революция. Вместо собственно геологического подхода и своих методов насаждаются логика, мышление и методы других наук, которые не могут заменить геологические, они только дополняющие. Но главная опасность в упрощенчестве, в сведении сложных явлений, процессов и задач геологии к простым механическим или физическим, т.е. в редукционизме, снижающем уровень геологии и разоряющем ее. Непонимание геологии видно и по настойчивым разработкам единой обобщающей теории и обязательного теоретического подхода при изучении конкретных объектов, что пагубно для науки геологии и ее практики. Насаждается «единственно правильная парадигма» — тектоника литосферных плит (ТЛП). Несмотря на ряд выгодных отличий от других гипотез и теорий, геологически она откровенно слаба, методологически беспомощна и по критерию «истинности» (см. гл. 3) неконкурентна с более ранними и новыми разработками особенно российских геологов. Чем больше разработками особенно несоответствий ТЛП геологическим фактам и геологической истории земной коры, тем настойчивее приверженцы насаждают ее, пользуясь и недопустимыми приемами — запретительством и цензурой. В геологии создалась кризисная, болезненная ситуация, которая должна и может разрешиться как свободными дискуссиями, так и проверкой гипотез и теорий геологической практикой, к сожалению, ныне сильно ограниченной.

Предлагаемая работа посвящена и этой частной проблеме. *Главная же ее задача — помочь понять геологию, ставшую ныне весьма сложной наукой.* Одновременно это — и метод ее излечения и примирения «ретроградов» и новаторов, фиксизмов и мобилизмов и некоторых других «полярников». Сторонники ТЛП обвиняют традиционную геологию в отсталости, эмпиризме, в том, что не формулируются научные законы, не разрабатываются теории и усиленно толкают современную геологию на путь точных наук, в том числе и на теоретический подход при изучении. Обвинения серьезные, чисто логически их не отметить. Необходимо сначала посмотреть на геологию в целом.

Геология усложняется, дифференцируется и углубляется в прямом и переносном смысле. Возникает проблема взаимопонимания геологов, которую не разрешить без понимания самой геологии. Какая это наука? Да и наука ли? *Без самопонимания она может пойти по ложному или непродуктивному пути.* Например, по пути разработки единой онтологической теории геологии, в чем вполне логично видеть магистральное направление. Ведь в биологии, палеонтологии, почвоведении, космологии и ряде других наук это продуктивно. И какая наука без теории? Даже практика ныне вооружается теоретическими раз-

работками. *А в геологии есть явный дефицит теоретичности и теорий, что нередко выражается в закомплексованности геологов и пугает ее.*

Комплекс неполноценности в основном проявляется не у геологов-практиков, а у теоретиков, особенно у тех, кто осмысливает положение геологии в системе естествознания и совершенствует ее методологию и теорию познания. Принимая физику, механику, химию и другие точные науки за эталон, геологи осознают свою определенную теоретическую ущербность (в частности и из-за дефицита «точности») и пытаются подтянуть геологию до уровня точных наук, с теоретических высот которых, а также и от некоторых философов, временами снисходительно даются советы: открывайте и формулируйте законы, разрабатывайте теорию, максимально внедряйте физические и химические методы и все выражайте числом. Рекомендации с энтузиазмом и пользой принимаются, но комплекс не исчезает.

В последние четыре десятилетия многим геологам как бы открылся новый свет, и все надежды возложены на теорию тектоники литосферных плит, объявленную современной парадигмой [26—28, 57, 60, 113—115 и др.]. И философы-геологи [89, 114] облегченно вздохнули: есть основа для обобщающей теории. В самом деле, в истории геологии вероятно не было столь разработанной теории, учитывающей разнообразие эндогенные и экзогенные явления, оценивающей их количественно, вооруженной хорошим математическим аппаратом (О.Г.Сорохтин

и др.) и обладающей определенной прогностичностью. Но все указанное не избавляет от геологической ложности и эту теорию; видимо, и теории могут быть ложными. Разочарование и в этой парадигме [3, 5, 48—51, 54, 62—81, 85—88, 90, 91, 102, 103, 106—112, 117—121, 123—132] снова заставляет геологов задуматься как о теоретической базе вообще, так и о характере своей науки.

Анализ науки геологии необходимо начать с выяснения ее современной структуры и оценки теоретичности прежде всего основных геологических наук, с анализа ее законов и геологических теорий. Только на этой базе можно исследовать теорию познания геологии, ее методологию и понять ее характер, тип науки. Без глубокой методологии, без философии наша наука уже не может дальше развиваться. Предпринятая геологом-энциклопедистом И.П.Шараповым [120] попытка была ценнейшим и практически первым опытом метагеологического анализа, хотя она оказалась недостаточной, половинчатой, отчасти из-за неизжитых черт редуccionизма. Надо ответить на вопрос: почему в собственно геологии так и не удалось выработать не только обобщающую теорию, но и более частные теории? В чем главная причина такого положения — в теории познания, т.е. в науке, в геологах или в объекте и предмете геологии? Возможны ли теории в геологии, теоретическая ли это наука? Если наука невозможна без теории, то в чем теоретичность геологии? Какое главное направление развития геологии?

УДК 550.31

© Ю.И.Бакулин, 2005

Геологическое развитие Земли и геодинамические концепции

Ю.И.БАКУЛИН (НП «Горнопромышленники России»)

На пути от газово-пылевого облака до современного состояния Земля прошла ряд последовательных этапов, отличавшихся доминирующими процессами.

Начало формирования твердой оболочки (литосферы) открывает геологический этап развития Земли, документирующийся геологическими наблюдениями, подкрепленными аналитическими определениями возраста и состава горных пород. Представления о предыстории не оказывают влияния на прямые наблюдения, но при их интерпретации должна соблюдаться непротиворечивость по геологическим событиям. Для цельного восприятия в кратком виде рассмотрен и этот период формирования Земли. Цельное представление важно для того, чтобы обоснованно установить границы влияния конкретного геологического факта, область его существования; выделить такие периоды развития Земли, в течение которых соотношения между параметрами среды и сами параметры можно считать выдержанными. На эту тему автору уже приходилось высказываться [2, 3, 9]. В настоящей публикации акцентируется внимание на ведущих признаках выделяемых периодов развития Земли.

Догеологический этап развития Земли. Газово-пылевое облако, из которого, согласно распространенным гипотезам, произошла Земля, состояло из смеси частиц, отвечавших по составу метеоритам, и солнечного газа, содержащего 99% водорода. В результате уплотнения под воздействием

гравитационных сил газовая составляющая отжималась (или сжималась) и на образование Земли пошло от 15 до 40% газа его первоначального объема. При достижении в центральной части определенной плотности (по нашим оценкам 3 г/см^3) и выделения достаточного количества диссипированного тепла началось плавление и включился механизм магматической дифференциации. При этом прежде гомогенное вещество типа реголита расслоилось, образовав: 1) ядерную часть — тугоплавкое вещество (рестит) в пластическом (или твердом) состоянии; 2) расплавленный слой, концентрирующий выплавки и обеспечивающий магматическую дифференциацию вещества, аккумуляцию тепла и напряжений, превышающих литостатическое давление — *активный слой* [1]; 3) зону закалки активного слоя — спекшегося реголита и превращенного в хондрит; 4) слой слабо-литифицированного реголита.

Положение этого квартета в ходе дальнейшей эволюции Земли скачкообразно приближалось к поверхности. Современная характеристика и положение этих слоев, за исключением реголитового, уничтоженного в ходе геологического этапа, приведены на рис. 1 и в табл. 1.

Такие скачки происходили при накоплении энергии в активном слое (избыточное давление, повышенная температура, подвижная газово-флюидная фаза), способной разорвать хондритовый панцирь. По мере продвижения активного слоя к поверхности Земли недр уплотнялись и

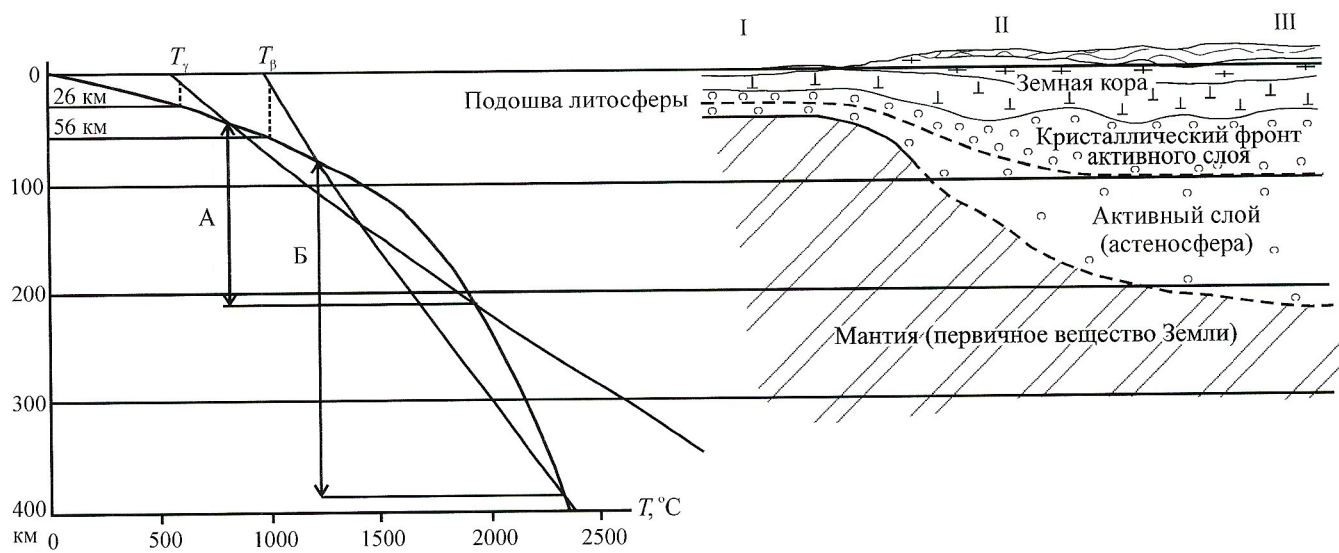


Рис. 1. Модель современного состояния литосферы:

графики изменения температур ($T^{\circ}\text{C}$) в недрах Земли, плавления вещества: T_{γ} — гранитного и T_{β} — базальтового составов в зависимости от глубины; область расплавленного состояния: А — гранита, Б — базальта; кора: I — океанская, II — переходного типа, III — континентальная

разогревались, наблюдалось поглощение кристаллическим веществом водорода и других компонентов газовой составляющей путем формирования твердых растворов, внедрения или образования гидридов, карбидов, нитридов. Вследствие этого резко повышается плотность вещества. Таким путем аккреция первичного вещества продвигалась от центральной части к периферии, обеспечивала разогрев недр, магматическую дифференциацию и перераспределение вещества в результате пластического течения, диффузии и трансляции дислокаций. Среди сторонников происхождения Земли за счет аккреции газово-пылевого облака обозначились два направления — гомогенной и гетерогенной аккреции. Сторонники гетерогенной аккреции вынуждены изобрести этот сверхъестественный механизм, не видя способов объяснения тяжелого (железо-никелевого

состава) ядра. Они не учитывают, что теоретически путем растворения водорода (протонов) в кристаллической структуре веществ средней части периодической системы при повышении давления можно получить вещество любой (бесконечной) плотности, что фактически происходит в «черных дырах» в момент коллапса. В недрах Земли таких давлений нет, но уровень их достаточен для образования вещества плотностью $10\text{--}12\text{ г/см}^3$ из атомов небольших размеров. Тяжелые металлы — образования структурно очень рыхлые. Например, золото, являясь одним из самых тяжелых металлов, имеет структурную рыхлость $12,6\text{--}10,7$, железо $7,2$, а графит $5,3$. Из минералов горных пород можно упомянуть пироп $5,66$, форстерит $6,24$, роговую обманку $7,23$, ортоклаз $8,24$ [4, 5]. Чем более рыхлое вещество, тем выше его емкость диффузионного поглоще-

1. Характеристика и положение слоев в недрах Земли

Слой	Глубина до подошвы, км	Вещественные преобразования	Усредненный состав	Глубина/структурная рыхлость ω
1. Литосфера 1.1. Кора Поверхность М	От 10 (океаническая) до 200 (континентальная), в среднем 33	Область высоких скоростей локальных преобразований	Габбро-океанический	10/7,15
			Гранодиорит-континентальный	33/7,8
1.2. Кристаллический фронт активного слоя	40—100	Тугоплавкие остатки (рестит) активного слоя, его фронт, отжатые высоким пластовым давлением активного слоя	Дунит	60/6,1
			Дунит частично расплавленный	100/6,3
2. Активный слой	50—250	Область генерации магм, магматической дифференциации и пластического течения	Расплав от 15% (континент) до 90% (океан)	150/6,4
3. Мантия (первичное вещество)	До 2920	Область замедленных пластических деформаций и дифференциации вещества	Эклогит	300/6,1
			Пироп	500/5,3
			Карбиды,	1000/4,4
			Нитриды, гидриды	2900/3,8

ния небольших атомов, но при высоких давлениях рыхлые структуры неустойчивы и распадаются, образуя новые соединения (фазовые переходы), или поглощаются на молекулярном уровне новообразованиями, или вытесняются в область низких давлений. Так, при давлениях $15 \cdot 10^8$ Па (на глубине около 50 км) структурно более рыхлые вещества чем оливины, гранаты, шпинель и корунд существовать не могут, а при $65 \cdot 10^8$ Па (глубина 200 км) целиком расплавляется базальт. Следовательно, в твердом агрегатном состоянии вещество не может находиться в силикатных соединениях при более высоких давлениях, соответствующих глубинам 200 км и более. Здесь по мере увеличения глубины оксиды должны замещаться нитридами, карбидами, боридами и гидридами.

Хондритовая корочка приблизилась к поверхности через какое-то время (точно не известно, но, возможно, более 4,6 млрд. лет назад) после начала дифференциации вещества Земли. Она разорвалась в некоторых местах, и магматические процессы вырвались на поверхность Земли. Начался геологический этап развития, который можно реконструировать по геологическим данным.

Перемещение энергии и вещества в ходе дифференциации минеральных масс и образования слоистой структуры Земли в догеологический и геологический этапы развития происходило в поле силы тяжести, резко градиентных температурном поле и поле напряжений. В этих условиях никакой речи о конвективных потоках не может быть. Все перемещения возникали строго по направлению градиентов.

К началу геологического этапа Земля представляла собой более или менее ровную поверхность, сложенную реголитом, из-под тонкого слоя которого кое-где выступал хондритовый (прабазальтовый) слой, пока еще тонкий и прорванный во многих местах ударами метеоритов, а также прорывами магмы активного слоя, застывшей в виде массивов кристаллических пород. Никаких признаков воды не наблюдается, атмосфера первичная. Температура у поверхности Земли составляла несколько сотен градусов днем и снижалась ночью до противоположного значения.

Геологический этап развития ряд последователей подразделяет на периоды, позже обобщенные В.И.Смирновым. Принимая в целом номенклатуру В.И.Смирнова, мы уточняем некоторые границы и даем новые названия периодам, по существу происходивших процессов (табл. 2).

Лунный период развития Земли охватывает катархей. Специфическая особенность его — низкая степень магматической дифференциации, в ходе которой генерируются в основном магмы до среднего состава, что, по-видимому, объясняется низким потенциалом кислорода, хотя магматизм протекал в основном в экструзивной и эффузивной формах. Этот магматизм дал начало формированию кристаллических ядер будущих континентов. Появляются первые признаки химической седиментации (кремнисто-железистая формация), протекающей, по всей вероятности, в кислотных резервуарах при высокой температуре, но в целом для лунного периода седиментация была нехарактерна. В данный период за счет вулканических извержений начала образовываться вторичная атмосфера.

Нуклеарный период, по нашим представлениям, развивался в течение архея—раннего протерозоя (3,5—1,9 млрд. лет). В этот период интенсивно разрастались ядра континентов. Каждое ядро (нуклеар) на поверхности Земли разрасталось независимо. Поэтому аналогичные события на пространственно разобценных щитах не коррели-

руются во времени. Однако общая особенность периода — магматическая дифференциация до плагиогранитов — отчетливо выражена. Практически на одних уровнях развивались интрузивный и эффузивный магматизмы и происходили метаморфические изменения пород. Этому способствовали высокий геотермический градиент, плотная вторичная атмосфера, высокое давление на поверхности Земли, высокая температура атмосферы за счет парникового эффекта. В начале периода в составе атмосферы стали резко преобладать вторичные газы — пары воды, CO, CO₂, Cl, H₂S и др. Температура ее повышалась до конца раннего архея, а затем стала медленно падать в результате ее разрежения при конденсации газов.

Древним ядрам континентов по геологической сущности больше всего соответствует такой тип развития, который заложен в понятие киматоген, введенное Л.Кингом [6] для характеристики процессов преобразования древней коры. Подобный тип развития можно экстраполировать на начальные этапы формирования коры (рис. 2).

«Киматогения представляет собой тип крупной вертикальной (радиальной) деформации земной коры в тех местах, где фундамент на переходных глубинах сложен круто падающими тектоническими гнейсами, со слабыми проявлениями только основных интрузий или без них. На земной поверхности она проявляется образованием сводов... Их часто сопровождают обусловленные растяжением рифтовые долины...» [6, с. 495]. Вертикальные гравитационные (изостатические) перемещения в совокупности с горизонтальными растяжениями способствуют образованию субвертикальной линейности в гнейсах и кристаллических сланцах за счет метасоматических новообразований и никоим образом не связаны со слоистостью и складчатыми деформациями. Л.Кинг описал этот механизм для интерпретации мезозойско-кайнозойских изменений кристаллических пород Африканского щита. В настоящем сообщении киматогенез используется для объяснения вертикальных неоднородностей при формировании ядер континентов, которые принято интерпретировать в свете геосинклинальной концепции как результат интенсивных дислокаций горизонтально залегающих толщ в условиях тангенциального сжатия. Однако в нуклеарный период основными направлениями напряжений и перемещений масс были вертикальные, геосинклинальные процессы еще не начались.

Представления о киматогенезе позволяют объяснить соседство противоположных и, казалось бы, несовместимых явлений: сводообразование и рифтогенез, субгоризонтальная и субвертикальная линейность, эффузивный и интрузивный магматизм, зеленосланцевый метаморфизм и порфиروبластез, метаморфогенное и гидротермально-осадочное рудообразование в условиях дефицита кислорода. Гидросфера была представлена конденсатами атмосферы и проявлялась в виде временных бассейнов, тяготеющих к подножиям поднятий. В виду высокой агрессивности и подвижности она очень быстро расходовалась на минералообразование. Вообще формирование гидросферы первоначально происходило «сверху вниз» — с поверхности Земли вглубь до изотермы $t_n = K \cdot 374^\circ\text{C}$, где K — коэффициент, повышающий критическую температуру воды за счет ее минерализации и в настоящее время равный 1. Только после насыщения подземной части гидросферы (формирования подземных вод) началось образование постоянных поверхностных водоемов. Подобное явление стало важной

2. Основные периоды геологического развития Земли

Периоды развития	Возрастной индекс, эры	Возраст границ, млрд. лет	Тектоно-магматические эпохи и события, возраст (млрд. лет)		Геологическая среда		
					Атмосфера	Гидросфера	
Плитный	KZ	0,067	□ □ □ □ □ □ □ □ □ □	Альпийская (0,04; 0,024; 0,015; 0,01; 0,005) Ларамийская (0,65)	Современная	Мировой океан	
	MZ	0,25		Киммерийская (0,093) Покрытосемянные (0,12) Раскрытие Атлантики (0,18)	23% O ₂ T=30—12°C		
Геосинклинальный	PZ	0,57	— — — — — □ □ □ □ □ — — — — —	Герцинская (0,36—0,25) Голосемянные (0,37) Каледонская (0,41) Наземные растения (0,42) Салаирская (0,52)	20% O ₂ 8,0% O ₂ 2,0% O ₂ 0,2% O ₂	pH=7,5—8,5	
Эпиплатформенный	V	0,675		Байкальская (0,65)		pH=7	
	PR ₃	R ₃	0,95		Многочеточные Делийская (0,86)	Вторичная	Система связанных бассейнов
		R ₂	1,35		Гренвальская (1,09) Ангидриты		
		R ₁	1,7	— — — — —	Шунгиты (1,4) Готская (1,36) Карельская (1,67)	40°C	SO ₄ ²⁻
Нуклеарный	PR ₂	1,9			50°C	pH≥5	
	PR ₁	2,6	RRRR RRRR	Балтийская (1,98) Грибы (2,00) Красноцветные отложения Альгомская (2,44)		T=100°C Отдельные изолированные бассейны	
	AR ₂	3,0	— — — — —	Беломорская (2,70) Вулканизм Микроорганизмы	P=n 1 МПа. H ₂ O, CO ₂ , Cl, H ₂ S	CO ₂ , H ₂ S, NH ₃ , HCl T=156—300°C	
	AR ₁	3,5	RRRR RRRR RRRR	Кольская (3,05) Строматолиты	T=n·10°C Первичная		
Лунный	AR ₀	>4,6	RRRR	Белозерская (3,54) Кремни (3,8)	(H, N, He) T=n·10°C	Отсутствует	

Примечание. Треугольники — железистые кварциты; пунктир — углистое вещество; квадраты — соль.

геохимической вехой в геологических процессах, так как включился механизм поступления в глубины кислорода, других активных компонентов, ускоривших дифференциацию земной коры, в т.ч. гранитообразование.

Кратонизация нуклеаров в конце рассматриваемого периода (конец раннего протерозоя) явилась, по-видимому, началом возникновения постоянных водоемов, которые пока еще были изолированными. Температура среды в них от 300°C в начале периода снизилась до ~100°C. В этот период зародились примитивные формы органических соединений, самоорганизующихся систем и развились микроорганизмы. Автор статьи разделяет представления В.Н.Компаниченко [7] и других исследователей о зарождении жизни в гидротермальных системах, но в более обобщенном виде имеет смысл говорить о зарождении органических соединений в неравновесных системах, обладающих запасом свободной энергии. Процесс этот не одноактный, а продолжающийся до настоящего времени. Источником водорода, углерода, азота — основных компонентов органических соединений — являлись глубины Земли, где при формировании концентрической структуры в ходе дифференциации вещества происходили фазовые превращения гидридов, нитридов, карбидов в силикатные соединения. Значительная часть этих элементов имела нестехиометрические связи в кристаллических структурах (твердые растворы, газы).

дении жизни в гидротермальных системах, но в более обобщенном виде имеет смысл говорить о зарождении органических соединений в неравновесных системах, обладающих запасом свободной энергии. Процесс этот не одноактный, а продолжающийся до настоящего времени. Источником водорода, углерода, азота — основных компонентов органических соединений — являлись глубины Земли, где при формировании концентрической структуры в ходе дифференциации вещества происходили фазовые превращения гидридов, нитридов, карбидов в силикатные соединения. Значительная часть этих элементов имела нестехиометрические связи в кристаллических структурах (твердые растворы, газы).

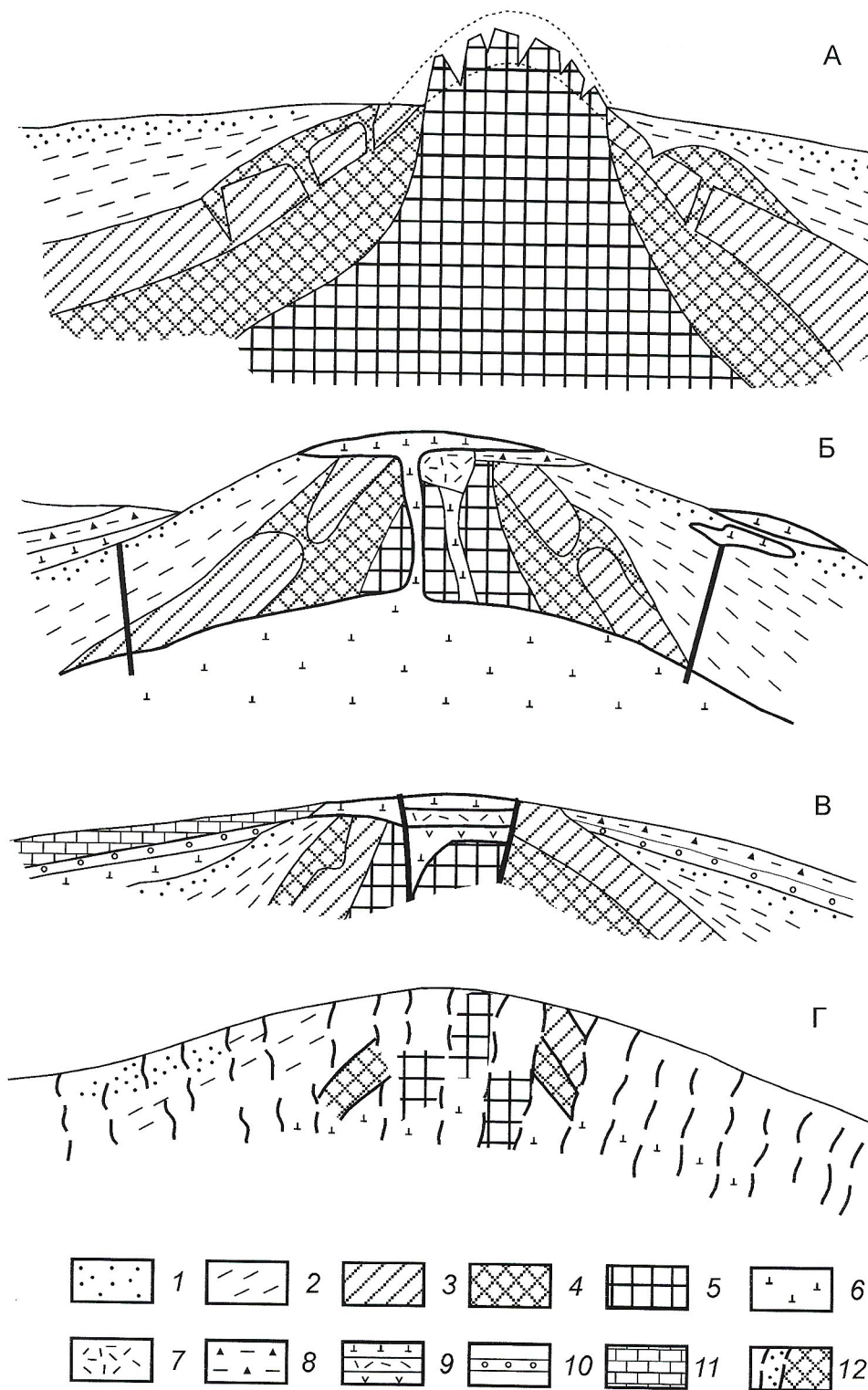


Рис. 2. Стадии развития литосферы в течение лунного и нуклеарного периода:

А — начало геологического этапа; Б — начальная стадия роста киматогена, сопряженная с компенсационной рифтогенной структурой и пограничными вулканическими процессами; В — эрозия нуклеара и начало эпиплатформенного развития; Г — стадия формирования тектонических гнейсов; 1 — первичный реголитоподобный слабо литифицированный материал; 2 — спекшийся первичный материал — хондрит, переходящий в агглютинат; 3—5 — диапир активного слоя, отражающий 3-актную дифференциацию; 6 — основные магмы в эффузивной и интрузивной фациях; 7 — вулканогенно-осадочные породы; 8 — железистые кварциты; 9 — дифференцированные риолит-базальтовые серии; 10 — конгломераты; 11 — мергелисто-доломитовые породы; 12 — тектонические гнейсы с реликтовыми блоками пород ранних стадий

Эпиплатформенный этап (1,90—0,57 млрд. лет) по нашим представлениям охватывает период кратонизации и обособления всех известных платформенных сооружений. В это время на платформах сформировались постоянные седиментационные бассейны и образовался комплекс осадков платформенного чехла. Стабилизация земной коры в пределах крупных блоков, соответствующих выделенным платформам, определила перестройку эндогенной активности: своды, щиты (ядра платформ) консолидировались, к ним припаялись прилегающие части молодой коры, а эндогенные процессы переместились в краевые части жестких сооружений, но магматизм в рассматриваемый период был подавлен. Нуклеарное (ядерное) развитие сменилось на линейное, что привело к заложению геосинклиналей. Однако в рассматриваемый период они еще не приобрели всех признаков геосинклиналей и поэтому называются перикратонными прогибами. Низкая магматическая активность, по-видимому, определила снижение температуры атмосферы. Разрастание седиментационных бассейнов сопровождалось понижением температуры среды и ее кислотности. В связи со слабым поступлением эндогенной воды, она прибывала из подземных горизонтов при подъеме массивов. Возможно, также ускорялось формирование водоемов за счет таяния ледников (признаки движения ледников — тиллиты). Из-за слабой атмосферы вертикальная температурная зональность была выражена отчетливо. Горные массивы накапливали воду в твердом виде, а у подножия гор гляциальные воды собирались в водоемах. Для данного периода

характерно первое появление ангидрита, что связывают с появлением SO_4^{2-} , свидетельствующем о повышении активности кислорода. В атмосфере количество кислорода было невелико. Считается, что точка Юра (0,1% от современного уровня) была достигнута 1,2 млрд. лет назад (средний рифей), а точка Пастера (1,0% от современного уровня) — в венде (600 млн. лет назад).

Принято считать, что платформы и геосинклинали вместе определяют фиксистскую концепцию. В рассматриваемом нами аспекте они являются разновременными образованиями. В этом периоде земная кора еще не созрела до того, чтобы для ее описания были приемлемы понятия теории геосинклиналей.

Геосинклиальный период (570—240 млн. лет) охватывает палеозой. Классические представления о геосинклиналях наиболее отчетливо проявлены в палеозойских геосинклинально-складчатых системах, на базе которых разрабатывалась геосинклиальная теория. Обособились эвгеосинклиальный и миогеосинклиальный типы развития. «Пара эвгеосинклиаль—миогеосинклиаль неизменно является ламинарной (краевой относительно кратона)» [8, с. 196]. Возрастание роли гранитного магматизма связано с повышением количества свободного кислорода в атмосфере и повышением его активности в геохимических процессах на поверхности Земли и на глубине. Резкое возрастание количества кислорода в атмосфере связано, по-видимому, с расцветом растительности и поступлением глубинного кислорода.

Для описания геологических структур рассматриваемого периода применимы понятия и терминология геосинклиальной теории, но неуместны понятия мобилистской концепции.

Плитный период объединяет мезозойско-кайнозойский (от 240 млн. лет) и назван так потому, что в связи с формированием Мирового океана в это время индивидуализировались два типа блоков земной коры — континентальные и океанические (первичного состава), получившие возможность оформиться как единое целое за счет слоя гидросферы. Мировой океан покрывает первичные земные равнины, сложенные в основном хондритом, перекрытым местами базальтовыми лавами мезозойско-кайнозойского возраста, излияние которых было сопряжено с образованием океана. Хондритовый панцирь кое-где был прорван плюмами активного слоя, а после формирования Мирового океана, когда корка приобрела жесткость, эндогенное воздействие привело к образованию системы разломов, как пограничных, так и внутриокеанических, создающих сопряженную систему. Осадки имеют небольшую мощность. На материковом склоне, в особенности на сопрягающемся с океанической плитой по системе островных дуг, накапливались осадки большой мощности.

Для описания и познания плитного периода приемлемы понятия как геосинклиальной теории, так и мобилистской концепции. Однако для него характерен и так называемый третий тип геологического развития — структуры дива или тектоно-магматической активизации. Появление его в рассматриваемый период связано с двумя обстоятельствами: во-первых, консолидацией огромных пространств океанических бассейнов и образованием сравнительно однородных геологических структур, и, во-вторых, с сокращением области течения активных эндогенных процессов до зон соприкосновения континентальных и океанических блоков. Поэтому, используя неоднородности, магматические процессы распространились на ранее консолидированные бло-

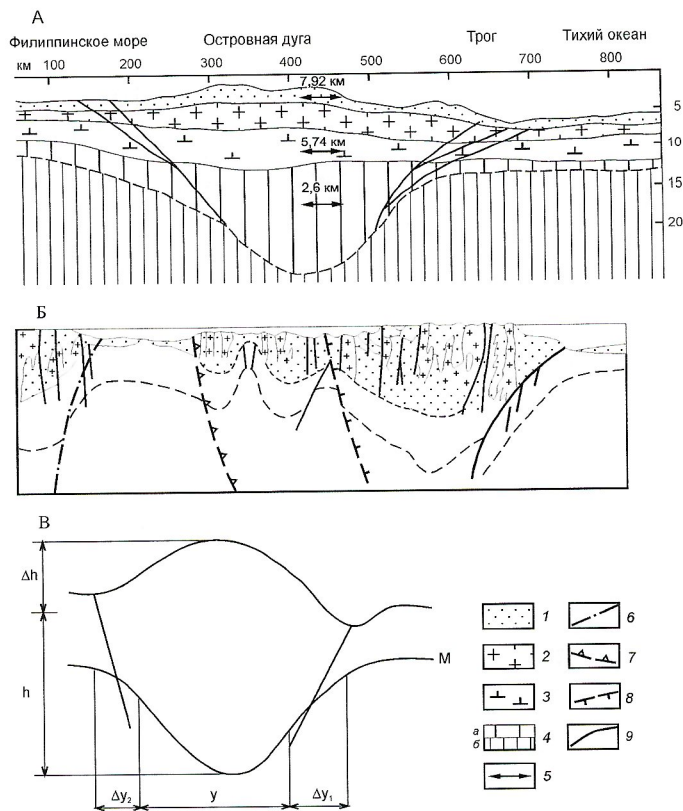


Рис. 3. Взаимоотношение континентальных и океанических блоков Восточной Азии [1]:

А — ранняя стадия формирования континентальной коры, В.Ю.Косыгин и В.Н.Сеначин (1998); Б — формирование зрелой коры, разрез С.Уеда (1980); земная кора, слои: 1 — осадочный, 2 — гранитный, 3 — базальтовый; 4 — мантия: а — разуплотненная, б — нормативная; 5 — горизонтальная составляющая разуплотнения при формировании земной коры (суммарное надвижение островной дуги на океанический блок 16,26 км); палеосейсмофокальные зоны: 6 — палеогеновая, 7 — миоценовая, 8 — плиоценовая, 9 — современная

ки. Такое незакономерное развитие событий характерно для мезо-кайнозоя. И геосинклиальные процессы в мезо-кайнозое протекали не совсем закономерно, так как ход их развития осложнялся пограничными взаимодействиями континентальных и океанических блоков и структурами дива. Пограничные взаимоотношения континентальных и океанических плит могут происходить в трансформном, субдукционном режимах, а также в режиме активной континентальной окраины. В том и другом случаях континентальная кора надвигается на океаническую. В субдукционном режиме блоки взаимодействуют при формировании молодой коры, а разрастающиеся континентальные блоки взаимодействуют в режиме активной окраины. На рис. 3, В приведена расчетная схема, где

$$V_p = \text{const}; \Delta V = \frac{\rho^2 - \rho^1}{\rho^1}, \%$$

$$\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta h;$$

$$\Delta x = \Delta y = \Delta h \cong \sqrt[3]{\Delta V};$$

$$\Delta y_1 = \frac{\sqrt[3]{\Delta V}}{2} y,$$

где A_{y1} — горизонтальная амплитуда надвига континентального блока на океанический; V — объем, ρ — плотность; x, y — координаты.

Из представленных материалов можно сделать следующие выводы. В истории формирования Земли целесообразно выделять геологический и догеологический этапы развития. Догеологический этап, хотя и лишен какой-либо конкретной информации, очень важен для понимания последующего развития, поскольку связывает геологическую историю с зарождением Земли. Геологический этап предлагается разделять на 5 периодов: 1) лунный, 2) нуклеарный, 3) эпиплатформенный, 4) геосинклинальный, 5) плитный. Каждый из них имеет свои характерные особенности: *лунный* — начало магматических процессов на поверхности Земли; *нуклеарный* — формирование ядер будущих платформ (щитов); *эпиплатформенный* — формирование платформ; *геосинклинальный* — заложение классических геосинклиналией; *плитный* — формирование Мирового океана и двух типов блоков земной коры — океанические и континентальные. Для лунного и нуклеарного периодов характерен механизм киматогебеза, эпиплатформенного и геосинклинального — соот-

ветственно платформенный и геосинклинальный и плитного — плитная тектоника.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И. Активный слой Земли // Советская геология. 1990. № 4. С. 104—107.
2. Бакулин Ю.И., Буряк В.А. Геологическая эволюция Земли / Закономерности строения и эволюции геосфер. — Хабаровск, 1998. С. 182—184.
3. Бакулин Ю.И., Буряк В.А. Геологическая история Земли и эволюция рудообразования / Геология и полезные ископаемые Приамурья. — Хабаровск, 1999. С. 103—111.
4. Евзикова Н.З. О структурных плотностях минералов / Минералогический сборник. Вып. 3. № 20. — Львов, 1966. С. 352—358.
5. Евзикова Н.З., Ицксон Г.В. Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования // Зап. Всес. минер. о-ва. 1969. Ч. 98. Вып. 2. С. 129—149.
6. Кинг Л. Морфология Земли. — М.: Прогресс, 1967.
7. Компанченко В.Н. Зарождение биосферы в недрах Земли. — Хабаровск, 1991.
8. Обуэн Ж. Геосинклинали. — М.: Мир, 1967.
9. Bakulin Yu.I. Evolution of the Earth development: 32nd Int.Geol.Congr. 2004. Abs. Vol. Pt. 1. T-06.01.

УДК (049.32)

© И.Н.Томсон, 2005

Океанизация Земли — альтернатива неомобилизму*

И.Н.ТОМСОН (ИГЕМ РАН)

В настоящее время в науках о Земле существуют противоборствующие концепции, по-разному интерпретирующие причины и механизм глубинных процессов, сформировавших тектонические структуры на континентах и на дне океанов. Одна из них, называемая *фиксизм*, отводит ведущую роль вертикальным движениям земной коры и рассматривает океанические впадины как области крупных погружений на месте бывших континентов. Вторая — *мобилизм*, объясняет образование путем раскола и раздвижения континентов.

Противостояние фиксизма и мобилизма возникло в начале XX в., когда немецкий геофизик А.Вегенер выдвинул гипотезу дрейфующих континентов. Наиболее сильно оно проявилось в конце 60-х годов в связи с распространением концепции тектоники плит, объясняющей возникновение тонкой океанской коры в результате ее выплавления в срединно-океанических хребтах. В настоящее время наиболее широко признана мобилистская концепция. Она преподается в высших учебных заведениях, включена в школьные программы. Появление такой концепции некоторыми учеными рассматривается как научная революция в науках о Земле. В ряде вузов нашей страны мобилистская концепция преподается студентам как единственно верная, но в некоторых преподавание ведется на основе фиксистой концепции, а мобилистская в той или иной степени оценивается критически.

Поскольку в большинстве редколлегий научных журналов преобладают защитники мобилистских взглядов, их

противникам приходится искать иные возможности отстаивания альтернативных идей. Они пошли по пути создания тематических сборников, в которых развитие геологических структур рассматривается с классических позиций, а тектоника плит оценивается критически. Так, в 2002 г. Институт физики Земли РАН опубликовал сборник: «Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы». Второй такой сборник выпустил Калининградский университет. По этому же пути пошли и зарубежные ученые. С 1997 г. в Австралии выходит журнал «New Concepts in Global Tectonics», где появилась возможность публиковать статьи, альтернативные тектонике плит.

Рецензируемый сборник, в котором участвуют 17 ученых из научных институтов и вузов Москвы, Санкт-Петербурга и Владивостока, преследует несколько целей:

1. Показать, как геологическая история континентов и океанов расшифровывается без использования постулатов тектоники плит.

2. Обратить внимание читателя на огромное число геологических фактов, не согласующихся с канонами мобилизма.

3. Показать ошибочность таких положений тектоники плит как спрединг, субдукция, мантийная конвекция и т.д.

Б.А.Блюман (г.Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ), рассмотрев неоднородности строения ядра и мантии Земли, заключает: «Установленная неоднородность, по существу, может ставить под сомнение и существование «правильной» системы ячеек конвективных движений в мантии и в принципе конвективных перемещений громадных объемов мантийного вещества, включая «апвеллинг» и «даунвеллинг», притом, что неясно, как последние соотносятся с системой конвективных «ячеек» в мантии» (с. 107).

* Сб. научных статей / Отв. ред. В.В.Орленок. — Калининградский государственный университет. 2004. 267 с.

Е.П.Успенский (Москва, МГГРУ) рассмотрел развитие архейских зеленокаменных поясов и показал иллюзорность представлений мобилистов относительно докембрийской эволюции земной коры в режиме плитотектоники. Он отмечает несостоятельность утверждения, что известково-щелочной магматизм — индикатор зон субдукции, поскольку в раннем докембрии он проявился повсеместно на огромных площадях гранит-зеленокаменных областей.

В.И.Шевченко (Москва, Институт физики Земли РАН), анализируя строение Средиземноморско-Кавказской части Альпийско-Гималайского подвижного пояса, показал, что на всем его протяжении ему свойственна асимметричная геологическая зональность и дивергентная ориентировка надвиговых и складчатых дислокаций от оси пояса в сторону платформ. Это противоречит плитотектоническим построениям, согласно которым подвижные пояса — области сближения плит и хаотического сгуживания террейнов, микроплит, островных дуг и т.д. Геодезические измерения, указывающие на увеличение ширины пояса, также противоречат мобилизму. В основе тектогенеза такого пояса В.И.Шевченко видит активное увеличение объема слоистых пород, связанное с привнесением минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов.

Б.И.Ким (Санкт-Петербург, ВНИИОкеангеология) на обширном новейшем материале показал, что Северный океан образовался в основном в миоцен-четвертичное время, т.е. в последние 25 млн.лет, вследствие опускания ранее существовавшей на его месте континентальной коры. Он показал несоответствие возраста осадочных комплексов магнитной хронологии.

Б.И.Васильев, И.В.Мишкина (Тихоокеанский океанологический институт РАН) и австралийский геолог Д.Чой обобщили материалы по строению дна океанов вокруг Австралии и пришли к выводу, что океаническое дно — продолжение Австралийского континента (сложено докембрийскими и палеозойскими породами) и образовалось оно вследствие опускания континентальных блоков без существенных горизонтальных перемещений.

Сотрудники ВНИИОкеангеология Ю.Е.Погребницкий, А.И.Трухалев и О.Г.Шулятин рассмотрели состав фундамента Срединно-Атлантического подводного хребта по материалам драгировок и глубоководного бурения и пришли к выводу, что на доокеаническом этапе развития там располагались кратонная (платформенная) область с древним (более 1 млрд.лет) меланократовым фундаментом, испытывавшим гранулитовый метаморфизм, содержащий фрагменты гранулитово-метаморфического слоя. Кратонная область была перекрыта мелководными отложениями мелового возраста (~140 млн.лет). Существование на месте Центральной и Южной Атлантики древней платформенной структуры опровергает спрединговую модель образования срединно-океанических хребтов: «Реальная картина строения гребневой части Срединно-Атлантического хребта оказывается совсем иной по сравнению с той, которая вытекает из акреционной модели формирования земной коры в срединно-океанических хребтах в соответствии с концепцией тектоники плит» (с. 132).

Д.П.Найдин (Москва, МГУ им. М.В.Ломоносова) подверг критике широко распространенное среди мобилистов представление о дрейфе Индийского полуострова из Южного полушария в течение мелового периода и палеогена. Рассмотрев стратиграфический разрез Кавери на юго-востоке Индостана, он показал, что литология и фауна

свидетельствуют о формировании разреза в одной субтропической зоне и не содержат признаков пересечения различных климатических поясов, как это предполагается по мобилистским реконструкциям.

В сборнике обращается внимание на то, что плитотектонисты игнорируют обширную информацию, противоречащую их концепции и, прежде всего, результаты глубоководного бурения. К настоящему времени на дне океанов пробурено более 1000 скважин, и треть из них вскрыла под глубоководными илами мелководные и даже субаэральные отложения. Это прямое указание на то, что океанические впадины возникли в конце мезозоя и кайнозое вследствие опускания континентальной коры.

В.В.Орленок (Калининградский университет) одним из первых обратил внимание на мелководный характер отложений, вскрытых бурением. Приняв, что опускание дна на наблюдаемую глубину происходит с равномерной скоростью, он построил график, свидетельствующий о нарастании интенсивности опускания, сопровождаемого ростом поступления в океан эндогенной воды, В.В.Орленок пришел к выводу, что земной океан возник в основном в кайнозое, т.е. в последние 60 млн.лет.

Проблеме мелководных фаций мирового океана посвящена статья Е.М.Рудича (Институт физики Земли РАН). Обобщив результаты глубоководного бурения, он показал, что океаны возникли вследствие погружения на 3—4 км древней континентальной коры. В океанах часто наблюдается размещение мелководных осадков, противоположное требуемому тектоникой плит — молодые осадки обнаруживаются на большем удалении от гипотетических зон спрединга, чем древние. Присутствие в одних и тех же разрезах мелководных осадков широкого возрастного диапазона вступает в противоречие с представлениями плитотектоники о постоянном и равномерном остывании литосферы, сопровождаемом столь же равномерным погружением литосферы по мере отодвигания ее от оси спрединга.

А.Х.Кагарманов (Санкт-Петербургский горный институт) поднял очень важный вопрос о том, как плитотектоника разрушает ранее собранные эмпирические данные и, прежде всего, результаты геологического картирования: «Правда, горячее стремление сторонников мобилизма внедрить свои идеи в континентальную геологию привело к появлению серии методических руководств по геодинамическому анализу... Цель этих пособий — переход от традиционно-геоисторического принципа геологического картирования к геодинамическому, против чего решительно приходится возражать. Такой подход разрушает главнейший, в максимальной степени объективный графический документ — геологическую карту, принципы составления которой, конечно же, совершенствуясь, прошли проверку в течение последних 150 лет. Геологическая карта — единственный документ, по которому можно судить о степени достоверности всех других, в том числе и геодинамических построений» (с. 91).

И.А.Резанов (Институт истории естествознания и техники РАН) в статье «Почему следует негативно относиться к плитотектонике?» показывает ошибочность всех постулатов, предложенных ее создателями. Конвекции верхней мантии, вызывающей перемещение литосферных плит, противоречит изотопная и геохимическая ее гетерогенность, как под континентами, так и под океанами: обогащенные некогерентными элементами и деплетированные ее участки образовались вследствие плавления миллиарды лет назад, свидетельствуя, что с тех пор горизонтальное

перемещение мантии отсутствовало. Установление драгировками и бурением древнейших пород и в т.ч. гранитоидов по оси Срединно-Атлантического хребта исключает спрединг. Сейсмология свидетельствует о том, что в зоне островных дуг происходит подъем мантийного вещества, а не опускание литосферы, как предполагается при субдукции. Последняя противоречит и принципу изостазии. Результаты бурения, драгировок, геохимия изотопов и редких элементов свидетельствуют о присутствии в коре океанов пород, типичных для коры континентов. И.А.Резанов обращает внимание на то, что поиски былых океанов на континентах ведутся с нарушением принципов исторической геологии — предпочтение отдается палеомагнитным данным, а из геологического разреза берутся лишь те фрагменты, которые якобы указывают на «захлопывание» океанов. Свидетельства литологов, показавших отсутствие на материках океанических осадков, игнорируются.

Приведем цитату из предисловия к сборнику: «Крайне опасной для последующего развития науки является ведущая сейчас активная пропаганда плитотектонических идей в высших учебных заведениях. Вследствие этого появляется поколение географов, геологов, геофизиков, сознание которых перестроено в соответствии с провозглашенной «теорией», не знающих других концепций интерпретации каменной летописи планеты, ее физического строения и развития. Появляются учебники, возникают курсы, в которых тектоника плит преподается как законченная непогрешимая теория, способная объяснить все или почти все проблемы в развитии нашей планеты» (с. 7).

Выступая против концепции мобилизма, авторы сборника защищают альтернативную систему взглядов на природу океанов — они возникли в последние ~200 млн. лет (в мезозое—кайнозое) в результате погружения континентальной коры под влиянием площадного базальтового магматизма. Такие идеи были заложены в 40—60-е годы основателями Геологического института РАН академиками А.Д.Архангельским и Н.С.Шатским и развиты В.В.Белоу-

совым, Ю.А.Косыгиным, М.В.Муратовым и рядом других тектонистов. В сборнике суммированы новейшие материалы, поддерживающие концепцию океанизации: обнаружение на дне океанов пород континентальной коры (гранитоиды и др.); обогащение излившихся в океане базальтов литофильными элементами, заимствованными из подстилающих их пород континентального типа; установленные глубоководным бурением мелководные осадки на дне всех океанов, свидетельствующие о погружении дна в последние 200 млн. лет на 3—4 км. Вопреки господствующей точке зрения о принципиальном различии состава коры континентов и океанов, авторы сборника приводят сумму фактов, свидетельствующих о том, что подбазальтовая кора океанов не отличается от коры континентов. В сборнике обращается внимание на такой основополагающий факт как равенство теплового потока (~50 мВт/м²) с континентов и дна океанов. Поскольку геохимическими методами установлено, что верхняя мантия под континентами и океанами имеет одинаковый состав, очевидно одинаково содержание радиоактивных элементов в коре океанов и континентов, генерирующих тепло: в континентальной коре они концентрируются в гранитах, значит, такая же кора, обогащенная U, Th и K, имеется и в океанах.

Рецензируемый сборник отражает систему взглядов, не совпадающих с господствующей концепцией в науках о Земле. Подобные публикации — необходимый элемент в развитии научной мысли. Еще 2000 лет назад римское право обязывало судей выслушивать мнение другой стороны. В науке далеко не всегда правым оказывается большинство, идеи, альтернативные плитотектонической концепции, с трудом пробивают путь на страницах журналов и книг. Выход в свет антимобилистского сборника — заслуга его организаторов и авторов. Будем надеяться, что и в дальнейшем у отечественных ученых сохранится традиция — предоставлять слово своим оппонентам и использовать их критику для совершенствования развиваемых взглядов.

УДК 551.24.01

© Ю.М.Михалев, 2005

Кризис новой глобальной тектоники

Ю.М.МИХАЛЕВ (ОАО «Минусинская ГРЭС»)

Тектоника как наука — база развития почти всей теоретической и практической геологии. Поэтому очень важно, какому направлению принадлежит будущее геологических наук на рубеже XXI в., когда современный этап развития геотектоники характеризуется острыми переменами.

К настоящему времени выдвинуто несколько гипотез, рассматривающих тектонические процессы, происходящие в недрах Земли, с разных позиций. Почти все они не выдержали критического анализа в свете новых фактических данных, полученных при изучении крупных структурных элементов Земли, особенно океанических впадин.

С середины 60-х годов прошлого века и по настоящее время главенствующее положение имеет гипотеза тектоники плит или новая глобальная тектоника. Разработке этой концепции посвящается огромное число работ, под ее воздействием ведутся многочисленные исследования. Почти все вопросы геологических наук рассматриваются с

позиций новой глобальной тектоники, в ряде публикаций она уже называется незыблемой безальтернативной теорией [4, 9].

Основные положения данной тектоники сформулированы в 60-х годах американскими и европейскими учеными (Г.Хесс, Р.Дитц, К.Ле Пишон, В.Морган, Дж.Айзекс и др.). Согласно ей, литосфера вместе с примыкающими к ней частями верхней мантии разделена на несколько литосферных плит, перемещающихся по астеносфере под влиянием конвективных течений мантийного вещества или разветвлений горячих точек. Границы литосферных плит обозначены зонами: рифтовыми срединно-океанических хребтов, Заварицкого-Беньофа по окраинам океанов, трансформными разломами.

В соответствии с новой глобальной тектоникой плиты под влиянием внедрения мантийного вещества в рифтовых зонах раздвигаются, здесь образуется новая океани-

ческая кора, происходит так называемый спрединг. Эталонным спредингом считается Срединно-Атлантический хребет. По окраинам Тихого и Индийского океанов плиты погружаются (субдукция) под действием собственного веса, поддвигания в результате спрединга, конвективного течения мантийного вещества или горячих точек. В результате по окраинам этих океанов образуются глубоководные желоба и островные дуги, происходит наращивание континентальной коры. При столкновении континентов породы скучиваются (наблюдается коллизия). Считается, что до конца палеозойской эры существовал единый материк Пангея. В мезозойскую эру Пангея раскололась на несколько литосферных плит и они разошлись с вращением до достижения современного положения. Первоначально такая концепция предназначалась для объяснения того, что происходит на дне океанов, в дальнейшем распространилась и на тектонику материков.

Основные положения новой глобальной тектоники критиковались с момента ее зарождения и продолжают критиковаться в настоящее время [2, 7, 11, 12, 16 и др.]. Однако критика рассматриваемой гипотезы тонет в потоке публикаций с новыми «доказательствами» ее существования.

В данной статье автор стремился дать объективный анализ гипотез новой глобальной тектоники с учетом ранее опубликованных критических замечаний.

У гипотез *катастрофизма*, таких как новая глобальная тектоника, предусматривающих раскол суперконтинентов, коллизию, субдукцию, как правило, век короткий. Под влиянием времени и фактических данных они распадаются, что происходит и с новой глобальной тектоникой.

Прежде всего, рассмотрим вопрос об истоках этой тектоники, возможности существования мифического суперконтинента *Пангеи*. Среди общих закономерностей строения земного шара отчетливо проявляется главная его особенность — сферическая симметрия (выделяются ядро, мантия и земная кора). Такая симметрия по мере приближения к поверхности Земли становится менее строгой, но общая ее тенденция отражается и в строении земной коры. В целом на земном шаре существуют общие закономерности расположения материков и океанов. Как отмечал еще А.П.Карпинский, в полярной проекции все материки приурочены к одной линии, направление их одинаково, а между ними расположены две океанические области. Более отчетливо элементы симметрии структурных форм материков наметились еще в конце архея. Так, Северо-Американско-Гренландской платформе соответствует Южно-Американская платформа, Восточно-Европейской — Африкано-Аравийская, Сибирской — Китайская, Индийская и Австралийская [8]. Даже антиподальное расположение современных материков и океанов — явление закономерное, свидетельствующее об относительном постоянстве и неизменном их положении с самого начала образования. Появление одного суперконтинента на одной половине земного шара противоречит элементарному принципу симметрии, присущему природе. Никаких конкретных доказательств образования, существования и раскола Пангеи в начале мезозоя в гипотезах новой глобальной тектоники не приводится. Какие же сверхсилы раскололи суперконтинент? Об этом в указанных гипотезах умалчивается, или упоминается очень коротко. Ведь это и не удивительно, так как никакой Пангеи и ее распада не было. Подобная легенда останется только для фантастических повестей.

Первые разработчики гипотез новой глобальной тектоники на основании единичных наблюдений сделали лишь робкие предположения и допущения основных ее положений, которые в последующем были возведены в ранг абсолютных без всяких подтверждающих фактических данных. Если в начальных построениях указанной тектоники выделялось несколько литосферных плит с ограниченным дрейфом, то впоследствии их число возрастало, так как подгонка их очертаний со всевозможными вращениями требовала все большего их дробления. В итоге создано множество схем дрейфа литосферных плит, противоречащих друг другу.

Издавна спор идет о *характере движений*, определяющих структуры земной коры. Одни исследователи отдают предпочтение вертикальным движениям, другие — горизонтальным. Фактические данные свидетельствуют, что оба типа движений существуют, и более того, они взаимобусловлены, но не абсолютны. Можно представить себе, что бы случилось со структурными элементами Земли, если бы вертикальные движения были абсолютными и не изменяли бы своей направленности во время длительной истории ее развития. Горизонтальные движения также относительны, что определяет сравнительно небольшие перемещения отдельных блоков земной коры по отношению друг к другу. Тектонические движения носят колебательный характер, меняются со временем по знаку и амплитуде. Значения перемещений, полученные по кратковременным наблюдениям, нельзя считать абсолютными и распространять на целые эпохи. Например, повторная триангуляция в Японии показала, что современные горизонтальные перемещения в различных частях о.Окинава направлены в разные стороны и имеют различную величину. Очевидно, они являются следствием вертикальных движений [1].

Океанические бассейны — древние образования, окруженные главным образом докембрийскими платформами или палеозойскими складчатыми сооружениями. Возраст их палеозойский, а Тихого океана, вероятно, протерозойский [2, 9, 10], что в целом признается и сторонниками гипотез новой глобальной тектоники. Однако возраст океанического дна, по таким гипотезам, считается молодым, так как в результате спрединга и субдукции происходит его омоложение. Данное предположение еще ничем не доказано. Глубоководное бурение в отдельных частях океанов позволило вскрыть только верхний осадочный слой и частично, так называемый, базальтовый. Существование еще одного слоя только предполагается. Возраст второго, а тем более третьего слоев пока не установлен. В пределах океанических бассейнов имеются участки с континентальной корой, более древней, чем возраст окружающей их океанской коры [2, 10]. Так, в Атлантическом океане выходы докембрийских пород обнаружены на Гебридских островах, севере Шотландии, о.Святого Павла. По геофизическим данным предполагается наличие коры континентального типа в Норвежском море на выступе Вюринг [5]. В Индийском океане фрагменты континентальных древних структур выявлены на островах Мадагаскар, Сейшельских, северном побережье Австралии. В Тихом океане также выявлены небольшие участки континентальной коры у Калифорнии и Новой Зеландии, на о.Тайвань. Необходимо еще отметить, что все трансгрессии на окраинах Тихого океана, начиная с палеозоя, происходили со стороны океана. Следовательно, океаны представляют собой

древние образования, общая конфигурация которых сохраняется с палеозоя, всеобщего омоложения океанской коры не происходит. В течение геологической истории они неоднократно изменяли свои контуры, но являлись основными структурными элементами Земли с самых ранних стадий ее развития.

Гипотезы новой глобальной тектоники не могут удовлетворительно объяснить процессы унаследованности и цикличности развития крупных структурных элементов Земли, но вся история ее свидетельствует об этом. Известно, что ядра консолидации платформ — древние щиты, составляющие основу всех первичных континентов. С течением времени, начиная с палеозоя, происходит совершенно очевидное закономерное разрастание платформ в сторону океанов за счет последовательного приращения к ним более молодых геосинклинальных складчатых областей. Наглядными неоспоримыми примерами этого являются северо-восточные регионы Азии и Северной Америки. Процессы такого развития структурных элементов земной коры противоречат концепциям новой глобальной тектоники, предусматривающим их прерывистый, катастрофический характер.

Сторонники рассматриваемой концепции пытаются опровергнуть или полностью пересмотреть теорию геосинклиналей, предложенную Дж.Холлом и Дж.Дэна, детально разработанную отечественными выдающимися учеными А.П.Павловым, А.П.Борисяком, А.Д.Архангельским, Н.С.Шатским, Н.М.Страховым, В.В.Белоусовым и др. Это вполне объяснимо, так как закономерное циклическое развитие геосинклиналей не вписывается не только в гипотезы указанной тектоники, но и в любые другие гипотезы катастрофизма. Между тем, еще Н.С.Шатский отмечал, что каждая геотектоническая гипотеза не должна противоречить теории геосинклиналей.

Устанавливается определенная связь развития структурных элементов материков и океанов. Согласно А.В.Пейве, глубинные разломы образуют планетарную длительно развивающуюся систему, затрагивающую континентальные и океанические структуры. Трансформные разломы не затухают полностью у побережий материков. Тихоокеанский разлом Меррей пересекает континентальные береговые хребты Калифорнии, на восточном продолжении зоны Клариион находится пояс современных вулканов Мексики.

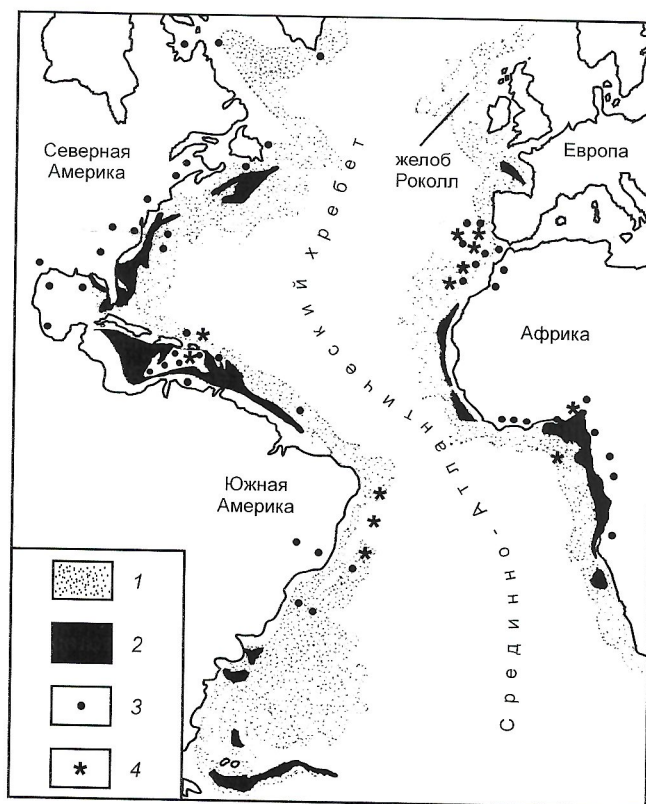
Все эти закономерности, длительное время изучавшиеся, не опровергаются сторонниками новой глобальной тектоники, а просто умалчиваются, так как опровергнуть их невозможно, потому что это неизбежно приведет к отрицанию мобилизма.

Строение и развитие структурных элементов Атлантического океана рассматривается сторонниками гипотез новой глобальной тектоники как что-то обособленное, непохожее на структуры других океанических бассейнов. Именно на примере Атлантического океана зародились мифические идеи мобилизма. Считается, что литосферные океанические плиты и материи представляют собой единое целое и «плывут» совместно, отодвигаясь в обе стороны от Срединно-Атлантического хребта к окраинам Тихого океана, где и происходит субдукция. По данным Дж.Уотсон [15], строение дна Атлантического океана, в принципе, ничем не отличается от строения дна Тихого или Индийского океанов. В переходных зонах между океаном, Африканским и Американским континентами

существуют глубоководные желоба, хотя и не такие выраженные и глубокие, как в Тихом и Индийском океанах (см. рисунок). Глубоководные желоба Атлантики рассматриваются некоторыми исследователями [5] как периокеанические прогибы (Скандинавский, Северо-Американский, Африканский). По периферии океана отмечаются редкие потухшие и действующие вулканы, наблюдаются землетрясения (см. рисунок). Следовательно, современное развитие структурных элементов земной коры Атлантического океана, в принципе, происходит так же, как и в других океанах. Только проявлены эти процессы в меньших масштабах, по сравнению с размерами самого океана.

Палеогеографические данные. Схожесть очертаний современных береговых окраин Африки и Южной Америки, на основе которой строились гипотезы Вегенера и новой глобальной тектоники, представляется удовлетворительной только на картах мелкого масштаба, где нельзя увидеть все детали. При этом появляются взаимные перекрытия и разрывы, объяснить которые невозможно [15]. Позже стали сравнивать не очертания берегов континентов, а границы их материковых склонов на глубине около 1800 м. Однако и в таком варианте избежать взаимных перекрытий и разрывов не удастся. Следовательно, схожесть береговых линий или материковых склонов не может быть критерием былого единства континентов.

Геологические данные. По гипотезам новой глобальной тектоники в раннем протерозое Южная Америка и Африка



Размещение глубоководных впадин, эпицентров землетрясений и вулканов по периферии Атлантического океана. По Дж.Уотсон [15] с изменениями:

глубоководные впадины, заполненные океаническими осадками мощностью, км: 1 — 1—4, 2 — более 4; 3 — эпицентры землетрясений, 4 — вулканы

являлись частями единого континента Гондваны, хотя структурные элементы, образованные к тому времени на этих континентах, однозначно свидетельствуют, что они были разъединены и развивались самостоятельно. Так, в Южной Америке в раннем протерозое были сформированы протоплатформенные области, а в противоположных прибрежных областях Африки — эпикратонные протогео-синклинальные области [8]. С палеозоя до середины мезозоя на Южно-Американской платформе существовали синеклизы Амазонская и Мараньяно, достигающие восточной береговой линии. На противоположном берегу Атлантики располагался только Африканский мегащит, а впадины Конго и Окованго находились внутри этого щита. В юго-западной части Северной Африки, в верховьях р.Нигер широко распространены явления позднепротерозойского—раннеюрского траппового магматизма в виде мощных долеритовых силлов и даек, прорывающих породы докембрия и палеозоя. Ничего подобного в северо-восточных областях Южной Америки нет [8]. Наблюдается несоответствие простираний наиболее крупных структурных элементов указанных континентов. В Гвинее, Береге Слоновой Кости, Либерии они имеют преимущественно северо-восточную ориентировку, а во Французской Гвиане и Суринаме — северо-западную и субширотную [1]. Следовательно, эти два континента с раннего протерозоя и до середины мезозоя развивались самостоятельно, и никакого суперконтинента не существовало, что признается и самими сторонниками гипотез новой глобальной тектоники, считавшими более правдоподобным, чем наличие суперконтинента, существование между Бразилией и Экваториальной Африкой широкой зоны, занятой системой прогибов [8].

Палеонтологические данные, свидетельствующие против дрейфа литосферных плит, уже давно детально и аргументированно освещены в литературе. Доказано, что почти все виды фауны и флоры могли перемещаться на большие расстояния сухопутными, водными и воздушными путями, существовавшими на Земле с древнейших времен [7, 10].

Палеомагнетизм. На основании измерений остаточной намагниченности образцов пород и построенных на них палеогеографических реконструкций были сделаны заключения о независимых «действительных доказательствах» дрейфа континентов и смещения полюсов Земли [4, 7]. Низкая точность палеомагнитных методов, их противоречивость, большое число случайных и систематических ошибок, большой разброс данных по эпохам, а также предвзятая отбраковка «ненужных» замеров не могут являться «действительными» доказательствами дрейфа континентов и смещения полюсов Земли. Даже в производственных условиях на небольших участках палеомагнитные наблюдения дают многозначительные результаты. Кроме того, не исключена возможность вторичного намагничивания (перемагничивания) пород, что еще более искажает и без того противоречивые данные палеомагнетизма.

Палеооледенения еще слабо изучены, поэтому появляется много вариантов не только дрейфа литосферных плит, но и существования самих ледников [7]. По данным новой глобальной тектоники во время каменноугольного оледенения Южной Африки основные ледники двигались с юго-восточной стороны, с «припаянной» к Африке Антарктиды. Это и являлось одним из доказательств существования в позднем палеозое суперконтинента Гондваны, но по другим данным

ледники в это время двигались с севера на юг [10]. Образование крупного оледенения в пределах суперконтинента невозможно ввиду неизбежности проявления там сухого климата [12]. Следовательно, палеооледенения не могут служить доказательствами существования суперконтинентов и дрейфа литосферных плит.

Палеоклиматология. Н.М.Страхов в своем капитальном труде показал, что постоянство климатических зон сохранялось в одних и тех же широтах Земли в течение нескольких периодов палеозойской и мезозойской эр. Смена положения их происходила закономерно и одновременно по всему земному шару, что свидетельствует об отсутствии относительных смещений материков [13]. Постоянство осевой симметрии размещения эвапоритов, карбонатов, угленосных отложений и невозможность существования суперконтинентов отмечается и в других работах [7, 10, 12].

Спрединг, по мнению разработчиков новой глобальной тектоники, возникает в срединно-океанических хребтах. Гипотеза расширения дна океанов — спрединга была предложена Холмсом еще в 1931 г. В 1960—1962 гг. она на основе новых фактических данных уже возродилась Г.Хессом и Р.Дитцем [7]. Согласно гипотезе, в срединно-океанических хребтах из мантийного вещества образуется новый литосферный слой, раздвигающий и расширяющий рифтовые зоны. Над срединно-океаническими хребтами были выявлены полосовые симметричные магнитные аномалии, которые интерпретировались как результат остаточной термической намагниченности повторяющихся инъекций базальтов при предполагаемых инверсиях магнитного поля Земли. При этом считалось, что в направлении от оси хребта возраст базальтов становится все древнее. Теоретически была разработана палеомагнитная хронологическая шкала вначале для 3,5—5 млн.лет, затем для всего фанерозоя. По ней теоретически определялся возраст океанского дна в любой его точке. На основе единичных наблюдений сообщалось о подтверждении возраста дна океана, вычисленного по шкале [7]. Однако впоследствии стали появляться данные, опровергающие идею спрединга.

В первоначальных вариантах гипотез новой глобальной тектоники предполагалось, что движущая сила спрединга, а также перемещение литосферных плит и субдукция — внедрение мантийного вещества в рифтовые зоны и гравитационное соскальзывание плит с поднятых флангов срединно-океанических хребтов. Субдукция — следствие спрединга. Многократно доказано, что интрузии образуются при заполнении магмой потенциальных ослабленных зон. Именно поэтому верхние части крупных интрузий в общем согласны со складчатыми структурами вмещающих пород. Магма не оказывает активного динамического воздействия на вмещающие породы, за исключением редких лакколитов, образующихся на сравнительно малых глубинах. Кроме того, тектоно-магматические процессы в срединно-океанических хребтах на много порядков слабее таких же процессов в зоне Заварицкого—Беньофа, о чем свидетельствуют происходящие там землетрясения. Если вдоль срединно-океанических хребтов наибольшие глубины относительно слабых землетрясений достигают 50—70 км, то в зоне Заварицкого—Беньофа мощные землетрясения происходят на глубинах до 700 км. В таком виде спрединг не состоялся, на помощь к нему призвали конвекцию и «горячие точки».

Лучшим примером спрединга считается Срединно-Атлантический хребет. Тогда, согласно гипотезам новой глобальной тектоники, местом спрединга должно быть и Восточно-Тихоокеанское поднятие. Однако оно не занимает срединного положения в океане, рельеф его менее контрастный, чем в указанном хребте, центральная рифтовая долина, как обязательная составляющая спрединга, не прослеживается. В срединно-океаническом хребте Индийского океана также нет крупной рифтовой зоны, имеются только мелкие отдельные впадины. Причины такого несоответствия гипотезами новой глобальной тектоники не рассматриваются.

Симметричное строение структуры дна относительно Срединно-Атлантического хребта, как это предусмотрено спредингом, не установлено. Так, Бермудскому поднятию в западной части Северной Атлантики нет аналога к востоку от Срединно-Атлантического хребта, поднятиям Зеленого Мыса, Канарскому, Гвинейскому нет аналогов западнее указанного хребта. Отдельные участки самих срединно-океанических хребтов относительно рифтовой зоны также асимметричны. Асимметрия выражается не только в неодинаковой ширине склонов хребтов, но и в характере рельефа [3].

В Исландии, расположенной по оси Срединно-Атлантического хребта, через всю ширину острова протягиваются линейные складки, обнаружены также фрагменты рифтовой долины с цепочками вулканов и обычными трещинными излияниями [7]. Аналогичные излияния отмечаются в Шотландии и Гренландии. Края рифтовой долины сложены слоистыми лавовыми покровами различного возраста. Такие выступы лавовых покровов в рифтовой зоне и на склонах Срединно-Атлантического хребта фиксируются полосовыми магнитными аномалиями, обусловленными не только инверсиями магнитного поля Земли, но и различной магнитной восприимчивостью пород. Детальными работами устанавливается, что магнитные аномалии разного характера образуют в Срединно-Атлантическом хребте не полосы, а отдельные не связанные между собой пятна (фрагменты).

Палеомагнитная шкала данными глубоководного бурения не подтверждается [3]. Так, в колонке РО-8, поднятой в 130 км от оси Срединно-Атлантического хребта, возраст пород в два раза превышает теоретически рассчитанный по геомагнитной шкале. В районе Азорских островов скв. 334 вскрыла переслаивание осадочных и базальтовых слоев, что гипотезами новой глобальной тектоники объяснить невозможно [3].

Кроме того, выясняется, что рельеф Срединно-Атлантического хребта образовался после формирования магнитного фундамента дна океана [3], что не соответствует самим основам рассматриваемых гипотез.

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что никакого спрединга в современных структурах океанского дна не возникает, не существовало его и в прошлые геологические эпохи.

Субдукция, согласно гипотезам новой глобальной тектоники, наблюдается по периферии Тихого океана. Около глубоководного желоба происходит сжатие, подвиг и затягивание океанской коры под континентальную. Литосферные плиты разрушаются и погружаются в мантию под углами 30—90° вдоль зоны Заварицкого—Беньофа до глубин 300—700 км [7]. Вместе с плитами «всасываются» и «привезенные» ими осадочные образования.

Примитивность механизма субдукции очевидна, на что уже многократно обращалось внимание [2, 7, 11, 16]. По-

двигания океанических плит под континентальные нигде не наблюдается. Сам механизм такого процесса принципиально невозможен по двум основным причинам: резкое увеличение с глубиной плотности пород и геостатического давления. Считается, что в зонах субдукции литосферные плиты охлаждаются и, уплотняясь, тонут в мантии под собственным весом до глубин 300—700 и даже 1400 км. Кроме того, существуют еще какие-то «затягивающие» силы [4].

По другим версиям, по мере возрастания давления и температуры базальт и габбро, как составные части литосферных плит, превращаются в эклогит плотностью 3,3—3,5 г/см³, который, как тяжелый груз, тянет плиту вниз, но начальная плотность таких плит колеблется от 2,7 до 3,2 г/м³, что существенно меньше плотности субстрата верхней мантии, составляющей, по различным оценкам, 3,4—4,5 г/м³. Следовательно, плиты под собственным весом потонуть не смогут даже на небольшие глубины.

Кроме того, никак не объясняется каким образом «тонущая» плита будет преодолевать все возрастающее с глубиной давление в мантии. Если у подошвы коры геостатическое давление составляет примерно 10³ МПа, то на глубинах 100 км уже более 3·10³ МПа, а глубже — и того больше. Погружающейся части плиты пришлось бы преодолевать не только многократно возрастающие с глубиной плотность и давление, но и механическое сопротивление пород мантии, а также тянуть за собой другие сегменты плиты.

Гипотезы новой глобальной тектоники не объясняют, почему именно у краев океанов предполагаются процессы субдукции. Ведь «плаванье» плит длительное, да и путь их не близок. Плиты могли раскалываться и тонуть по дороге, не достигая окраин океанов.

Углы наклона зоны Заварицкого—Беньофа колеблются от 30° до 90°. Если бы литосферные плиты опускались вдоль них, то их изгибы соответствовали этим наклонам. Литосфера не может выдержать без деформаций даже незначительные изгибы. Следовательно, в процессе субдукции со стороны океана в приближении к глубоководным желобам должны были возникнуть серии трещин шириной десятки километров. Однако таких трещин нигде не обнаружено.

В начальных разработках новой глобальной тектоники предполагалось, что при субдукции осадки с плит соскабливаются, скучиваются. Когда многочисленные данные бурения этого не подтвердили, придумали всасывание [14]. Да и всасывание нигде не наблюдается, так как такого процесса в природе не существует.

При столкновении океанической плиты с континентальной глубоководный желоб бы закрылся, а океаническая литосферная плита загнулась бы не вниз, а вверх, т.е. по пути наименьшего сопротивления. Над глубоководным желобом наблюдаются отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге. Следовательно, пониженные плотности пород свидетельствуют о том, что здесь находится зона растяжения, а не сжатия, как по гипотезе новой глобальной тектоники.

Ясно, что никакой субдукции у окраин океанов не происходит, и никогда не происходило. К такому выводу уже давно пришли многие исследователи [2, 7, 16]. Однако, оказывается, с глубиной пластины, утяжеляясь, получают ускорение и даже отрываются от верхних сегментов! [4]. Более того, «расчеты» показывают, что в зонах субдукции

между плитами могут существовать зияющие зазоры шириной 1000—1560 м. В эти зазоры «всасываются» осадочные океанические образования [6]. Приходится только удивляться, как воды океанов не утекли через эти зазоры в глубины Земли!

Коллизия предусматривает еще более драматические, поистине фантастические события — столкновения континентов. Утверждается, что Индийский полуостров в поздней юре или раннем мелу отделился от Антарктиды, «подплыл» к Азии и столкнулся с ней при замыкании гипотетического палеоокеана Тетис. С этим связывается образование Гималаев и Тибетского плато. Комментарии здесь излишни. Необходимо только упомянуть, что если был океан, была и океаническая кора, при «замыкании» палеоокеана она куда-то исчезла, и континенты столкнулись лоб в лоб. Кроме того, установлено, что Индийский полуостров — часть Азии с протерозоя или еще ранее, и никакой коллизии здесь не происходило [7].

Конвекция — перемещение масс жидкостей или газов вследствие разностей температур, химического состава и плотностей в отдельных местах среды. Вначале становления гипотез новой глобальной тектоники предполагалось, что основной движущей силой, способной раздвигать, перемещать и пододвигать литосферные плиты в зонах субдукции, является спрединг, но одного спрединга, как движущей силы, явно недостаточно, поэтому привлекли гипотезу конвекции, высказанную Гопкинсом еще в 1839 г. Предполагается, что в мантии существуют конвективные ячейки, в которых мантийное вещество медленно перемещается в вертикальных и горизонтальных направлениях. В рифтах срединно-океанических хребтов под воздействием восходящих потоков мантийного вещества плиты раздвигаются и под влиянием уже горизонтальных потоков «плывут» к зонам субдукции.

Гипотезы конвекции в мантии — полностью гипотетические, они не доказаны никакими прямыми и косвенными факторами. Мантия Земли, судя по сейсмическим данным, находится в твердом состоянии, конвекция в ней невозможна. Вязкость мантийного вещества составляет около $0,1 \cdot 10^{22}$ Па·с, а нижней — $0,1 \cdot 10^{26}$ Па·с, что не идет ни в какое сравнение с вязкостью жидкостей или газов. Кроме того, механическое действие конвективных течений в этих средах ничтожно, энергии едва хватает для перемещения собственных масс, они быстро затухают или распадаются при незначительных изменениях температуры или плотности на пути потоков. Плотность, гидростатическое давление, температура и вязкость увеличиваются с глубиной, нигде не отмечено обратной картины. Идет односторонний (только вверх) обмен тепла, что подтверждается постоянством теплового потока Земли. Литосфера и мантия, как в вертикальных, так и горизонтальных направлениях неоднородны, расслоены. В мантии нет единого, обволакивающего всю планету, волновода, что также исключает возможность возникновения конвекции.

Понимая, что конвекция не может служить движущей силой для перемещения литосферных плит, многие сторонники новой глобальной тектоники вспомнили давно забытые гипотезы расширения Земли, пульсации и контракции, пытаясь при этом учесть циклический характер развития Земли [4]. Построения таких гипотез в этих случаях выглядят еще более путанными, так как «плаванье» литосферных плит правдоподобно объяснить невозможно явлениями пульсаций или контракций.

Трансформные разломы еще слабо изучены, поэтому данные о них противоречивы. Выделяются они по предполагаемому смещению магнитных аномалий, участков срединно-океанических хребтов. Располагаются в основном субширотно, попеременно указанных хребтов, островных дуг и краев материков. По ним предполагаются большие сдвиговые перемещения литосферных плит. Взгляды на их происхождение противоречивы, так как трудно объяснить горизонтальные перемещения отдельных блоков земной коры на сотни и даже тысячи километров без видимых последствий — соответствующих перемещений блоков на материках. Кажущиеся значительные горизонтальные перемещения по разломам часто оказываются результатом вертикальных смещений, наблюдаемые горизонтальные перемещения отдельных блоков обычно невелики [4].

Горячие точки. Приверженцы новой глобальной тектоники с появлением новых фактических данных не перестают удивлять мир все более фантастическими идеями, граничащими с мистикой. Так, происхождение Гавайского и Императорского хребтов в Тихом океане, представляющих цепь вулканов, возраст которых постепенно увеличивается в северном направлении, объясняется наличием гипотетических мантийных струй — фиксированных «горячих точек». «Проплывая» над такой точкой, литосферная плита прожигается насквозь, возникают активные подводные вулканы, наращивание которых приводит к образованию вулканических островов. Подобные острова движутся вместе с литосферной плитой, в результате чего связь вулкана с мантийной струей прерывается, над ней возникает новый вулкан, образуется цепь вулканов разного возраста. Необходимо еще отметить, что на период образования и действия вулкана, а это десятки миллионов лет, плита останавливается над горячей точкой, затем вновь продолжает «плаванье» до места образования нового вулкана. Изгибы цепей вулканов возникают при изменении направления «плаванья» плиты. Считается, что расходящиеся мантийные струи могут являться причиной движения плит [4]. И такая несурза воспринимается вполне серьезно и считается наукой! И это не все! Оказывается, происходят еще более невероятные события. Считается, что очаги, породившие вулканы, уже не мантийные, а находятся на «плывущей» плите литосферы. Вулканы «плывут» на плите, продолжая действовать! [3]. Такой вулканход уже не природное создание, а творение всевышнего.

В заключение следует отметить, что ни одно предположение гипотез новой глобальной тектоники фактическими данными не подтверждается. Сами гипотезы противоречат всем имеющимся фактам, а также своим отдельно взятым положениям. Они буквально пронизаны внутренними противоречиями. Пытаясь доказать несбыточное, ниспровергая установившиеся законы развития Земли, сторонники данных гипотез преподносят все новые идеи, навеянные фантастикой, выдавая их за стройную, подлинно научную теорию. Однако вместо теории получилась непотопляемая догма. Сторонники новой глобальной тектоники обходят или игнорируют уязвимые и недоказуемые моменты своей так называемой «теории». Например, образование и раскол Пангеи, исчезновение полосовых магнитных аномалий за пределами срединно-океанических хребтов, отсутствие в них рифтовых зон Тихого и Индийского океанов и др. А также примитивные идеи, как субдукция, конвекция, коллизия, горячие точки без влияния потусторонних сил вряд ли осуществимы.

Создалась парадоксальная ситуация, все понимают, в т.ч. и приверженцы гипотез новой глобальной тектоники, что наступил их полнейший кризис, но отказаться от них не могут. Для их реанимации предпринимаются большие усилия, вводятся поправки к поправкам, еще более усугубляющие кризисное положение данной тектоники. Все это нагромождение несвязных путаных идей уже потеряло первоначальный смысл и быстрыми темпами идет к краху.

Подражание гипотезам новой глобальной тектоники нанесло огромный вред не только отечественной науке, но и практике. Десятки поколений геологов воспитаны на антинаучных идеях таких гипотез. На региональных и территориальных уровнях уже пытаются выделять и исследовать островодужные, коллизионные и другие, навешанные рассматриваемой тектоникой, гипотетические структуры. Отказ от нее стал неизбежным. Дальнейшее ее латание приведет к полнейшему тупику. Альтернативы гипотезам новой глобальной тектоники, несомненно, появятся.

Автор, разумеется, в данной публикации не мог охватить весь круг вопросов, связанных с новой глобальной тектоникой и дискуссиями вокруг нее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башарин А.К., Берзин Н.А., Борукаев Ч.Б. и др. Структурные связи континентов в докембрии // Геология и геофизика. 1973. № 11. С. 3—14.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. — М.: Недра, 1982.

3. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. — М.: Недра, 1977.
4. Зонениайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979.
5. Клитин К.А. Строение Скандинавского периокеанического прогиба и выступа фундамента Воринг // Геотектоника. 1989. № 3. С. 50—56.
6. Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Деформации литосферных плит в зонах поддвига / Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. — М.: Наука, 1979. С. 194—204.
7. Мейерхофф А., Мейерхофф Г. Новая глобальная тектоника — основные противоречия / Новая глобальная тектоника. — М.: Мир, 1974. С. 377—455.
8. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983.
9. Милановский Е.Е. Мобилистическая концепция А.Вегенера и ее роль в развитии наук о Земле в XX в. // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 4—14.
10. Немков Г.И., Муратов М.В., Гречишников И.А. и др. Историческая геология. — М.: Недра, 1974.
11. Резанов И.А. «Фиксизм» и «неомобилизм» // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1965. № 4. С. 134—135.
12. Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. — М.: Гостоптехиздат, 1959.
13. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
14. Унксов В.А. Геотектоника на XXVI сессии Международного геологического конгресса // Советская геология. 1981. № 9. С. 118—124.
15. Уотсон Дж. Геология и человек. Введение в прикладную геологию. Пер. с англ. — М.: Недра, 1986.
16. Шаранов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. — Новосибирск: Наука, 1984.

Дискуссии

УДК 551.14

© Б.А.Блюман, 2005

Основные концептуальные геодинамические следствия неоднородности Земли

Б.А.БЛЮМАН (ВСЕГЕИ)

Не будет большим преувеличением считать, что одним из наиболее значимых достижений в науках о Земле (геология и геофизика) за прошедшие два десятилетия является положение о неоднородности внутреннего и внешнего ядра, нижней мантии Земли, а также детализация сведений о неоднородности верхней мантии и литосферы. Выявленные неоднородности глубоко пронизывают друг друга, создавая сложную картину глубинного строения Земли, ее глобальной фрактальности — следствия нелинейного, направленного и необратимого развития в качестве самоорганизующейся диссипативной системы. При этом разномасштабные неоднородности пронизывают и такие глобальные глубинные граничные системы, как слой D^{''}, располагающийся на границе ядро—мантия и переходную зону нижняя—верхняя мантия, определяя тем самым латеральную и вертикальную неоднородность этих граничных систем. Подобная неоднородность установлена в граничных системах литосферы: в пределах верхних 100 км мантии, в граничной системе верхняя мантия—земная кора (граница Мохоровичича). Неоднородность также проявлена в блоковой (геоблоковой, по Л.И.Красному) делимости нижней и верхней континентальной коры и разделяющей их граничной системе — поверхности Конрада.

Неоднородность Земли позволяет считать, что положение об «упорядоченном» радиально-сферическом, радиально-оболочечном строении Земли должно быть в значительной степени уточнено или пересмотрено.

Основной метод изучения и выявления неоднородности ядра и мантии Земли — метод глубинной сейсмической томографии. Возможности этого метода в понимании внутренней структуры и строения Земли регламентируются в настоящее время числом сейсмостанций, числом используемых при моделировании сейсмограмм и не в последнюю очередь методикой, методологией моделирования. Изучение состава и строения неоднородностей верхней мантии и коры сопровождается совместным использованием данных глубинной сейсмической томографии и изотопной геологии, что позволяет определять не только пространственный характер размещения неоднородностей, но и судить об их составе и времени образования и преобразования. С помощью изотопии благородных газов (гелий, неон) в вулканиках «горячих точек» можно оценить возможные время и образование неоднородностей и в нижней мантии.

Вначале обратимся к сведениям о неоднородности ядра и мантии, а затем к вопросам времени и возможных при-

чин их образования и в заключение остановимся на концептуальных геодинамических следствиях неоднородности Земли.

Неоднородность внутреннего и внешнего ядра Земли. Сейсмическими построениями обоснованы данные о плотностной неоднородности внутреннего ядра под северной частью Тихого океана. Показано существование неоднородности внутреннего ядра в радиусе 870—1080 км и скоростной градиент внутри ядра по долготе. По данным А.Крегера [19, 20], анизотропия во внутреннем ядре организована в значительных масштабах. Анизотропия волн сжатия усиливается (2—4%) в западном полушарии от близповерхностной части внутреннего ядра к его центру и на несколько сотен километров в восточном полушарии на всех широтах. Отмечена относительно сильная анизотропия центральных 500 км и слабая — внешних 400 км. Таким образом, 60—90% внутреннего ядра сильно анизотропно, в то время как остальная его часть — слабо анизотропна. Имеются также свидетельства гетерогенности относительно мелких масштабов [20]. Отмечалось также [46], что анизотропия может исчезать в верхних 150 км внутреннего ядра или может изменяться с глубиной и зависеть от географического положения его различных частей [51]. Имеются сведения об асимметрии разных полушарий внутреннего ядра: его анизотропия значительно редуцирована в квазивосточном полушарии по сравнению с другим полушарием [52]. Чрезвычайно интересны и непонятны сведения об изменении структуры внутреннего ядра в масштабах существования современной цивилизации. В течение нескольких десятилетий эти изменения предположительно связываются с более быстрым вращением внутреннего ядра относительно мантии [47]. Относительно времени формирования внутреннего ядра принято считать [49], что с учетом наличия остаточной намагниченности древних пород с возрастом около 2,5 млрд. лет, такой же или близкий возраст может быть и у внутреннего ядра, имеющего состав чистого (или «околочистого») железа, поликристаллическая природа которого определяет, возможно, и его анизотропию.

Неоднородность внешнего ядра установлена методом глубинной сейсмической томографии [16]. В одной из моделей внешнего ядра, представляющей три разноглубинных сечения (в км): 3125—2900, 3800—4025 и 4700—4925, отчетливо видна неоднородность внешнего ядра, которая более явно (с относительно более высокими величинами скоростных пертурбаций ($\pm 0,9\%$)) наблюдается в «верхнем» и «нижнем» сечениях. Отмечено чередование (латеральное и вертикальное) относительно низко- и высокоскоростных участков, что создает впечатление об «этажной», доменной структуре внешнего ядра. Особо значимо относительно увеличение неоднородности внешнего ядра по мере приближения к граничной системе — границе внутреннего и внешнего ядра и, особо, — границе внешнее ядро—нижняя мантия. Весьма примечательно, что на сейсмотомограмме верхнего уровня внешнего ядра [17] выделена низкоскоростная аномалия, совпадающая с гигантской низкоскоростной Южно-Тихоокеанской аномалией, проявленной вполне отчетливо в пределах граничной системы ядро—мантия (D'') и в основном в нижней мантии.

Граница ядро—нижняя мантия — одна из наиболее контрастных граничных систем Земли. Изменения плотностей и скоростных характеристик на этой границе значительно превышают изменения тех же характеристик на границах

Земля—воздух, литосфера—астеносфера. Эта область характеризуется значительной неоднородностью такой же высотой, как и неоднородность в верхах мантии. Присутствие расплавленного материала на границе ядро—мантия, возможно обусловлено тепло- и массообменом между ними [31]. Зона уменьшения глубинных градиентов сейсмических скоростей обозначается как «слой» D'' [22]. Эта аномальная зона («слой») наиболее нижней мантии чрезвычайно неоднородна: ее средняя мощность 200 км может возрастать в отдельных местах до 500—800 км, или эта зона может вообще отсутствовать [31]. Если величины скоростных пертурбаций в «средней» мантии равны $\pm 0,5\%$, то в граничной системе («слое») D'' они достигают 2—3% и более [53]. В последние годы установлено в основании граничной системы ядро—мантия («слой» D'') присутствие зоны «мощностью» 5—50 км ультранизких скоростей (ULVZ). В этом «слое» фиксируется уменьшение скоростных характеристик до 10%, сочетающееся с тем, что в ряде других мест фиксируется резкая граница ядро—мантия и «слой» ULVZ отсутствует, еще раз подчеркивая неоднородность и этого «слоя», и «слоя» D'' в целом [23, 55, 52]. Считается [52], что пространственное распределение ULVZ коррелируется с размещением горячих точек. Отмечено, что в пределах ULVZ скорость S-волн может быть уменьшена до 30% и P-волн до 10%. Работа С.Танакы [52] посвящена изучению «тонкой структуры» ULVZ в пределах Южно-Тихоокеанской аномалии. По его данным, в регионе Самоа—Таити—Маркизы мощность ULVZ изменяется от 40 до 10 км, образуя на площади Южно-Тихоокеанской аномалии отдельные изолированные «пятна», протяженностью до 500 км и шириной 50—200 км.

Неоднородность нижней мантии возрастает по мере приближения к глобальным граничным системам: к переходной зоне нижняя—верхняя мантия (о ней речь пойдет далее) и по мере приближения к «слою» D'' . Увеличение неоднородности нижней мантии по мере перехода, приближения к упомянутым глобальным граничным системам, зафиксировано в данных глубинной сейсмической томографии [17]. Модели 3-D сейсмической томографии нижней мантии дают возможность получить графическое изображение и в целом результаты томографического моделирования выраительно представляют и радиальную, и латеральную неоднородность нижней мантии [13]. Считается, что глобальные сейсмологические наблюдения показывают, что нижняя мантия более гомогенна, чем верхняя [13], и что характеристики волновой неоднородности возрастают в основании нижней мантии [50]. Свидетельства сильной ($>2\%$) Vs неоднородности в больших масштабах (~ 200 км) в нижней мантии редки [38]; более слабые ($\sim 2\%$) Vp неоднородности нижней мантии могут быть обычными [30]. Основная часть нижней мантии считается эластически изотропной, но возможна некоторая слабая анизотропия в наиболее верхней части (600—1000 км) нижней мантии.

Неоднородность переходной зоны нижняя—верхняя мантия (transition zone — TZ) рассмотрена К.Эги [9], а также в специальных работах [25, 26]. Данная зона локализуется в глубокой части верхней мантии, в интервале глубин 400—670 км и выражена быстрым увеличением скоростей с глубиной: относительно резким скачком скоростей в сравнительно узком интервале (десять километров или меньше на границах 400 и 670 км) и относительно пологим градиентом скоростей внутри рассматриваемой зоны. Эти границы обычно определяются как границы

«410» и «660». Граница «410» располагается в интервале 380—420 км; «660» — 640—680 км. Существуют противоположные мнения о природе этих границ: фазовые переходы или изменение химического состава мантии. Относительно фазовых переходов предполагается, что это фазовые переходы оливина. Граница «410» интерпретируется как граница фазового перехода оливин—вадслейит. При этом [9], величина скоростного «скачка» на этой границе определяется содержанием оливина в зоне «410». Глубина перехода устанавливается температурой зоны «410»; ширина зоны перехода — температурой и железистостью оливина; сейсмические скорости — количественными соотношениями оливина (вадслейита), пироксена и граната. Мощность «410» оценивается почти в 5—7 км. Считается также, что граница «410» — зона широкого распространения эклогитов или перидотитов, обогащенных гранатом. Указывается [56], что «мощность» «410» может зависеть от тектонического положения участка литосферы, под которым расположен участок «410».

По данным Дж.Гу и др. [26], «скачок» скоростей «410» больше под корой океанов, чем под корой континентальных кратонов, что может связываться с латеральными вариациями количества оливина в верхней мантии, и, соответственно, предполагается, что субокеанская мантия богаче оливином, чем субкратонная.

Промежуточная граница 520 км («520») [9] прослеживается не повсеместно в TZ, еще раз подчеркивая ее неоднородность — латеральную и вертикальную. Вертикальная протяженность зоны «520» может быть немного больше чем «410», изменяясь по глубине в интервале 500—540 км. Считается, что она связана с фазовым переходом β -оливина (вадслейита) в γ -оливин (рингвудит) или переходом ассоциации клинопироксен+мажорит в ассоциацию мажорит+кальциевый перовскит. Непостоянное обнаружение границы «520» рассматривается [9] как следствие возможного присутствия в этой зоне изолированных линз или слоев материала, обогащенного гранатом или гранатом вместе с кальциевым перовскитом. По данным Дж.Гу и др. [26], слабые, но различимые отражения «520» отмечены ниже коры океанов, но эти же отражения не фиксируются под кратонами (континентальными щитами). Исключением является Северо-Американский кратон. Отражения Р-волн на границе «520» установлены [56] под южной Африкой, а также Индийским океаном [43]. К.Эги [9] считает, что дихотомия границы «520» под океанами и щитами позволяет предполагать взаимосвязь между поверхностной тектоникой и строением мантии. Уменьшение скоростных параметров границы «520» в субокеанской мантии TZ и относительное их увеличение ниже континентальных щитов, по мнению К.Эги [9], может отражать различия — вариации количества оливина в середине переходной зоны, и преимущественно эти вариации проявлены на более высоких («410») уровнях. Он же считает, что содержания оливина на границах «410» и «520» относительно близки и радиальные вариации, если они существуют, проявлены только на границе «410».

Граница «660» — граница верхней и нижней мантии, выражена резким (в 2 раза больше чем «410») увеличением сейсмических скоростей в узком (менее, чем 5 км) интервале и по данным эксперимента может быть ассоциирована с фазовым переходом γ -шпинели в $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ — перовскит+магнезиовюстит [9]. При этом считается, что если принимать TZ в целом как барьер для конвекции, то наиболее подходящая граница для этого скорее граница «660», чем

«410» и «520». Одновременно К.Эги [9] считает, что трансформация γ -шпинели в перовскит-магнезиовюстит может быть достаточной для того, чтобы «затруднить» проникновение субдущируемых слэбов в нижнюю мантию.

Ю.Гу, А.Дзевонски и К.Эги [26] провели детальное томографирование переходной зоны и использовали для этой цели 13 000 сейсмограмм, в несколько раз превышающее число сейсмограмм, которое применили другие исследователи. Площадь исследований «плотно» перекрывала север Тихого океана, Индийский океан и была относительно разрежена в части Южной Америки и юга Атлантики. Установлена депрессия границы «410» под большей частью Тихого и Индийского океанов. Подъем этой границы отмечен под континентами — Евразией, Северной Америкой, Австралией, Антарктикой и частью Африки. Определено возрастание глубины границы «660» в западной части Тихого океана и под Южной Америкой. Область пониженных глубин залегания границы «660» прослеживается от Камчатки к Филиппинам. Какие-либо изменения этой границы под Восточно-Тихоокеанским поднятием не фиксируются. Погружение границы «410» под океанами и ее воздымание под континентами с учетом того, что эта граница интерпретируется как следствие перехода оливина в β -фазу, согласуется с гипотезой глубинных корней континентов. Относительно границы «520» отмечено ее отсутствие под докембрийскими щитами и присутствие под океанами [26]. Границы «410» и «660» фиксируют устойчивые различия переходной зоны под континентами, активными окраинами континентов и океанами, отражая в целом термальную и химическую неоднородность переходной зоны и устойчивые связи этой неоднородности с глобальными тектоническими структурами в земной коре.

Впоследствии Ю.Гу и А.М.Дзевонски продолжили глубинные сейсмические томографические исследования переходной зоны [25]. По мнению Ю.Гу и А.Дзевонски, переходная зона нижняя—верхняя мантия (TZ) играет ключевую роль в понимании термальных, химических и динамических процессов в мантии. Установлено, что заметное увеличение мощности TZ относительно глобального среднего наблюдается под западной частью Тихого океана, Евразией, Южной Атлантикой и Северной Америкой. Значительное уменьшение мощности такой зоны наблюдается под Тихим океаном и северной частью Атлантического океана. Подтверждены данные о присутствии границы «520» в Арктике и на юге Тихого океана и отсутствии этой границы под большинством континентов (Северная и Южная Америки). Эти различия, по мнению Ю.Гу и А.М.Дзевонски, «... являются свидетельством потенциальных термальных (химических) различий между континентами и океанами на глубинах ниже 400 км» [25, р. ESE-2-10]. Отмечено значительное увеличение мощности TZ в северо-западной части Тихого океана, Индонезии и Западной Европе. Уменьшение мощности данной зоны установлено в центральной части Тихого океана и Африке. В соответствии с данными других исследователей Ю.Гу и А.М.Дзевонски [25] считают, что результаты глубинной сейсмической томографии свидетельствуют о том, что различия континент—океан фиксируются в мантии до глубин 250 км, иногда и глубже. Так, под Азией и Северной Америкой TZ на 14 км мощнее, чем под сопредельными частями Тихого океана и присутствие рефлектора «520» более отчетливо выражено под океаном, чем под Северо-Американским и Африканским щитами. Различия в геологии и составе мантии под континентами и океанами ука-

занные авторы подтверждают тем, что граница Леманн («220») отчетливо выражена под континентами. Показано изменение средних мощностей TZ между континентами (+9 км Евразия и +7 км — Африка) и между океанами (–7 км — Тихий и –4 км Индийский океаны). В Атлантическом океане, что весьма примечательно с позиций его геодинамики, отмечается аномальное изменение мощности TZ от –4 км на севере, до +6 км на юге, с одновременным увеличением на юге Атлантики скоростных характеристик TZ. В целом же Ю.Гу и А.М.Дзевонски [25] отмечают значимые различия мощности TZ под континентами и океанами: в среднем мощность такой зоны под континентами на 6–8 км больше чем под океанами. Дополнительно отмечено, что мощность ее под тектонически активными (подвижными) областями на 6 км больше, чем под щитами.

На сейсмографических «геотраверсах» [57] в районах Гавайских островов, Исландии и Ян-Майен, Восточной Африки отчетливо различаются относительно низко- и высокоскоростные «домены» мантии, сложно и на разных уровнях сочетающиеся друг с другом и «пронизывающие» переходную зону нижняя—верхняя мантия. Горячие точки, вынесенные на эти «геотраверсы» [57], расположены, как внутри низкоскоростных аномалий, так и в обрамлении высокоскоростных аномалий.

Неоднородность верхней мантии. Проведено глубинное сейсмическое томографирование верхней мантии Австралии [44] и Африки [42] с сопредельными акваториями Тихого (Австралия), Индийского и Атлантического (Африка) океанов. Такое томографирование Австралии показало, что до глубин 200 км отчетливо фиксируются относительно высокоскоростные аномалии, которые интерпретируются как глубинные корни западной кратонной части континента, выходящие за его пределы на севере, соединяясь со структурами дуги Сунда-Банда и Новой Гвинеи.

Существование корней кратонов, глубоко (до 400 км) проникающих в верхнюю мантию [41], во многом определяет латеральную и вертикальную неоднородность переходной зоны нижняя—верхняя мантия. В связи с этим, можно перейти к вопросу о времени образования неоднородностей в верхней мантии. Материалом для геохронологического датирования и изотопно-геохимического изучения верхней мантии являются глубинные ксенолиты в разновозрастных кимберлитах щитов и ксенолиты в щелочных базальтах подвижных областей. Геохронологическое изучение глубинных мантийных ксенолитов в кимберлитах Капваальского кратона проведено Д.Пирсоном [40] с использованием Re-Os метода. Эти исследования показали, что глубинные ксенолиты, параметрированные по глубинам нахождения в верхней мантии, имеют возраст, согласующийся со временем образования или преобразования пород вышележащей раннедокембрийской коры. Так, под наиболее древними частями кратона, возраст которых 3,6–2,7 млрд.лет, близкий или такой же древний возраст имеют породы мантии до глубин ~150 км и более. В участках обрамления древних ядер кратона, подвергшихся позднеархейской и протерозойской ремобилизации (2,1–0,9 млрд.лет), также омолаживается и возраст верхней мантии до тех же глубин, свидетельствуя о синхронности и петрологической общности процессов образования и преобразования коры и мантии. М.Хендлер и др. [27] провели изотопные исследования и радиологическое датирование глубинных мантийных ксенолитов, отобранных из новейших вулканитов по пересечению на юге Австралии от кратона Гоулер на северо-западе до складчатых систем Аделаида и Лаклан.

Установлено, что по мере перехода от кратонной части к подвижным складчатым системам происходит омолаживание верхней мантии от 1960 млн.лет под кратонной областью до 800–1000 и 500 млн.лет под подвижными областями. Эти датировки фиксируют тектонические события байкалит (Аделаида) и каледонид (Лаклан) и еще раз демонстрируют сопряженность — геодинамическую и хронологическую — процессов в верхней мантии и земной коре. Значимые различия в составе верхней мантии, подстилающей области раннего докембрия (щиты) и фанерозоя (подвижные области), установлены путем изучения представительных (сотни образцов) выборок мантийных ксенолитов [29, 39]. Результаты этих исследований фиксируют относительную деплетированность архейской мантии (гранатовые перидотиты) и недеплетированность (шпинелевые перидотиты) мантии, лежащей в основании подвижных областей фанерозоя. В целом же можно считать вполне обоснованным положение Г.Фора [8] о том, что неоднородность верхней мантии и континентов и океанов формировалась во временном интервале 1–3 млрд.лет.

Латеральная неоднородность мантии океанов и переходных зон континент—океан охарактеризована в уже упоминавшихся работах по глубинной сейсмической томографии. Одновременно дана характеристика изотопно-геохимической неоднородности мантии океанов с использованием изотопных характеристик базальтов океанов — базальтов океанических островов (ОИВ) и срединно-океанических хребтов. Такая неоднородность была отмечена К.Аллегром и Б.Дюпре в 1983 г., обнаружившими глобальную изотопную аномалию, охватывавшую Индийский океан и сопредельные части континентов. Впоследствии С.Харт [28] выделил подобную аномалию, определил ее контуры и значительную протяженность от запада Тихого океана до юга Атлантики, назвав DUPAL в честь Б.Дюпре и К.Аллегра. В дальнейшем в пределах этой аномалии Г.Штаудигел [48] установил тихоокеанскую термальную и изотопную аномалию (SOPITA) в юго-западной части Тихого океана, где наблюдалось [58] подобие линейной прямой зависимости между величинами изотопных аномалий в океанах и «диапазоном» изменения в них изотопных (Sr, Nd, Pb) характеристик. Мантийные породы океанов (ультрамафиты скал Св.Петра и Павла) датированы возрастом (Sm-Nd изохрона) 1,4 млрд.лет [33]. Е.Бонатти [15], учитывая повышенные изотопные стронциевые отношения в ультрамафитах океанов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7063$) считает, что время их становления не может быть моложе 1 млрд.лет. К.Аллегр и Е.Левин [10] привели в системе координат Pb-Pb изотопных отношений характеристику около 1500 анализированных ОИВ и MORB, получив изохроны 1,8 и 2,02 млрд.лет. Перечень подобных данных можно было бы продолжить, но они сведены в работах, опубликованных нами ранее [1, 2]. В целом же имеются свидетельства того, что формирование (становление) неоднородности верхней мантии океанов «укладывается» в тот же промежуток времени (1–3 млрд.л), что и континентов.

В последнее время появляется большое число публикаций, посвященных характеристике изотопии благородных газов (He, Ne) в базальтах горячих точек (Исландия, Гавайские острова). Изотопия гелия и неона в таких базальтах используется как доказательство наличия в нижней мантии «доменов» недегазированной «первичной» мантии [34, 35]. При совокупных He-Ne изотопных характеристиках мантии

присуща неоднородность ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$ с фактором около 20 [37]. Эта неоднородность может быть обусловлена или процессами фракционирования, ассоциированными с плавлением и дегазацией мантии, или может являться первичной, сохранившейся со времени планетарной аккреции первичного протопланетарного вещества — крупных планетезималей и их скоплений, сохранившихся в нижней мантии со времени около 4,5 млрд. лет. «Домены» примитивной недегазированной мантии могли лишь частично подвергаться процессам преобразования в связи с длительно идущими процессами глубинной дифференциации в системе ядро—мантия—кора.

Основные концептуальные геодинамические следствия неоднородности Земли. Весьма показательно, что существование доменов («blobs») недегазированной нижней мантии было обосновано преимущественно данными глубинной сейсмической томографии [12]. Существование таких доменов в нижней мантии позволило авторам по-иному подойти к оценке роли конвективных движений в мантии. Одновременно потребовалось уточнить и форму глубинных плюмов, вынужденных обогнуть домены примитивной мантии. В этом случае такой же сложной оказалась и судьба субдцируемых вглубь мантии слэбов, проникновение которых в глубины мантии также осложнено ее неоднородностью. В связи с этим, по мнению авторов, невозможно прямое проникновение субдцируемых слэбов в мантию. Все это подтверждает, что базовой характеристикой мантии Земли является ее неоднородность, в значительной мере осложняющая течение процессов глубинной геодинамики. Именно этот факт, который, можно считать, сегодня установлен, определяет необходимость учета в геодинамических построениях положения о нелинейности, направленности и необратимости развития Земли, принципа суперпозиции, когда результат каждого воздействия в присутствии другого оказывается не таким, каким бы он был, если бы другое воздействие отсутствовало. Следует подчеркнуть применительно к рассмотренным данным о неоднородности мантии, что, моделируя процессы глубинной геодинамики (конвективные движения, плюмообразование) большинство исследователей не учитывает в своих модальных построениях этой важной особенности строения мантии. Прежде всего, это относится к модельным построениям японских геологов, опубликованным в 100-ом юбилейном журнале Геологического общества Японии [32]. В статьях С. Маруямы, М. Кумававы «Плюм-тектоника», «К новой парадигме земной динамики», эти исследователи, моделируя процессы глубинной геодинамики и в целом земной тектоники, рассматривают мантию как исключительно гомогенную среду. Они считают, что, моделируя процессы остывания как «прима-фактор» земной динамики ранней Земли, можно сравнивать конвекцию в мантии с конвекцией горячей воды в японской «ванной», рассматривая изменение конвективных движений в горячей воде «ванны» на различных стадиях (до и после отключения источника нагревания). Искусственность и некорректность этой модели видны хотя бы из того, что она не учитывает существование разномасштабных неоднородностей в мантии. Кроме неоднородности среды моделируемых конвективных движений, необходимо учитывать и длительное существование этих неоднородностей в мантии и древнее их формирование (1—3 млрд. лет). Неоднородность, безусловно, влияющая на мантийную глубинную геодинамику, не учитывается в модельных построениях и отечественных исследователей. Так, например, линейные конвектив-

ные «потоки» в мантии пересекаются «быстро поднимающимся плюмом» [4]. Среда «мантийных течений» [3] также гомогенна и в популярной схеме двухэтажной конвекции в мантии [5]. Можно с большой долей уверенности полагать, что представления о глубинной геодинамике с точки зрения теории подобия при моделировании, должны были бы быть значительно скорректированы, если бы учитывалось присутствие в мантии (нижняя, верхняя и переходная зона между ними) разномасштабной латеральной и вертикальной неоднородности. Установленная неоднородность, по существу, может ставить под сомнение и существование «правильной» системы ячеек конвективных движений в мантии и, в принципе, конвективных перемещений громадных объемов мантийного вещества, включая «апвеллинг» и «даунвеллинг», притом неясно, как они соотносятся с системой конвективных «ячеек» в мантии. Неплохая иллюстрация к высказанному замечанию — цитата из фундаментальной монографии Г. Фора [8, с. 185] «... Кажущаяся долговременная гетерогенность верхней мантии ... ставит нас перед трудной проблемой в связи с тем, что ... должны происходить конвективные движения. Как может быть мантия химически и изотопно гетерогенной, если она при этом находится в непрерывном конвективном движении, как этого требует тектоника плит и расширение океанического дна?». Таким образом, мы подошли к «ключевой» позиции нашей работы — основным концептуальным геодинамическим следствиям неоднородности Земли. Прежде чем сформулировать эти следствия, кратко резюмируем их причины:

1. Неоднородность Земли во многом определена ее развитием как самоорганизующейся диссипативной системы, с характерными для таких систем нелинейностью, необратимостью и неравновесностью.

2. Отражение такого развития — сохраняющаяся, по мнению автора, возможно еще со времени аккреции неоднородность Земли — ее ядра, мантии, частично «преодолеваемая» процессами глубинной дифференциации (дегазации) в системе ядро—мантия—кора. Существование также неоднородных глубинных граничных систем («слой D», переходная зона нижняя—верхняя мантия) подчеркивает наличие «фронтов» глубинной дифференциации. Характерно, что «средняя» мощность этих граничных систем, граничных разделов составляет около 200 км.

3. Возможное отражение направленности и необратимости развития Земли — последовательное омоложение «снизу вверх» времени формирования неоднородностей от нижней мантии (4,0—4,4 млрд. лет) к верхней мантии (1—3 млрд. лет) и земной коре, фиксируя последовательное смещение процессов глубинной дифференциации из глубинных в близповерхностные участки Земли. При этом и в мантии, и земной коре фиксируются следы древнейших событий: обломочные цирконы Западной Австралии (4,4 млрд. лет) и реликтовые датировки сульфидов в мантийных перидотитах Западной Гренландии (4,3—4,1 млрд. лет).

Все изложенное позволяет считать, что современные процессы геологического развития — лишь один из этапов направленного и необратимого развития Земли, последовательно теряющей «старые» и приобретающей «новые» особенности состава, строения. Имеются данные, позволяющие предполагать кардинальную смену геодинамики на рубеже 2,5 млрд. лет, экзогенной космогенной геодинамики — эндогенной геодинамикой, обусловленной также направленно изменяющимися процессами глубинной дифференциации. В настоящее время трудно отдать предпочтение какой-либо

из существующих геодинамических концепций, но ясно лишь одно, что униформистская концепция тектоники плит и новой глобальной тектоники все больше и значимее вступает в противоречие с существующими в настоящее время представлениями, в т.ч. и с представлениями разномасштабной неоднородности Земли, которая делает трудноосуществимым один из главнейших движущих механизмов этой концепции — конвективные движения в мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блюман Б.А. О возможной природе компонентов изотопного смещения базальтов океанических островов // Геохимия. 1997. № 6. С. 653—658.
2. Блюман Б.А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей: время и глубина их формирования // Геохимия. 2001. № 5. С. 567—572.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. — Новосибирск, 1994.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.П. Палеогеодинамика. — М.: Недра, 1993.
5. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусной тектоники плит. — М.: Наука, 1988.
6. Пуцаровский Ю.М. Сейсмомография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 31—35.
7. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3—14.
8. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.
9. Agee C. Phase transformation and seismic structure in the upper mantle and transition zone. In: Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior. Ed. R.J.Hemley. Miner Soc of America. Review in Mineralogy. 1998. P. 165—203.
10. Allegre C., Lewin E. Isotopic system and stirring times of the Earth mantle. Earth Planet. Sci. Lett. (EPSL). 1995. Vol. 136. № 3—4. P. 629—646.
11. Anderson D. Lithosphere, asthenosphere and perisphere. Rev. Geophys. 1995. Vol. 33. P. 125—149.
12. Becker T., Kellog J., O'Connell R. Thermal constraints on the Survival of primitive blobs in the lower mantle. EPSL. 1999. Vol. 171. P. 351—365.
13. Bina C. Lower mantle mineralogy and the geophysical perspective. Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior. Ed. R.J.Hemley. Miner. Soc. of America. Review in Mineralogy. 1998. Vol. 37. P. 204—239.
14. Bina C., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. Journ. Geoph. Res. (JGR). 1994. Vol. 99. P. 15853—15860.
15. Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic ocean of the St. Peter and Paul islets. Nature. 1990. Vol. 345. № 6278. P. 800—802.
16. Boshi L., Dziewonski A.M. Whole Earth tomography from delay times P, PcP, and PkP phases: lateral heterogeneities in the outer core or radial anisotropy in the mantle? JGR. 2000. Vol. 105. № B6. P. 13675—13696.
17. Boshi L., Dziewonski A.M., Su W., Ekstrom G. Model of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities. JGR. 2001. Vol. 106. № B6. P. 11169—11999.
18. Castle J., Creager K., Winchester J., van der Hilst R.D. Shear wave speed at the base of the mantle. JGR. 2000. Vol. 105. № 139. P. 21543—21557.
19. Creager K. Anisotropy of inner core from differential travel times of the phases PKP and PKIP. Nature. 1992. Vol. 356. P. 309—314.
20. Creager K. Inner core rotation from small scale heterogeneity and time-varying travel times. Science. 1997. Vol. 278. P. 1284—1288.
21. Dupre B., Allegre C. Rb-Sr isotopic variation in Indian Ocean basalts and mixing processes. Nature. 1983. Vol. 303. № 5913. P. 102—146.
22. Dziewonski A., Anderson D. Preliminary reference Earth model. Phys. Earth Planet Inter. 1981. Vol. 25. P. 297—356.
23. Garnero E., Helmberger D. Further structural constraints and uncertainties of thin laterally varying ultralow — velocity layer at the base of the mantle. JGR. 1998. Vol. 103. P. 12495—12509.
24. Gossler J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots continents. EPSL. 1996. Vol. 138. № 1—4. P. 1—13.
25. Gu Yu., Dziewonski A.M. Global variability of transition zone thickness. JGR. 2002. Vol. 107. № B7. P. ESE, 2-1-2-17.
26. Gu Yu., Dziewonski A.M., Agee C. Global de-correlation of the topography transition zone discontinuities. EPSL. 1998. Vol. 157. № 1—2. P. 57—67.
27. Handler M., Bennet V., Escat T. The persistence of orocraton lithospheric/mantle: Os isotopic systematics of variability metasomated southeast Australian xenoliths. EPSL. 1997. Vol. 151. P. 61—75.
28. Hart S. A large scale isotope anomaly in Southern Hemisphere mantle. Nature. 1984. Vol. 309. № 5971. P. 753—757.
29. Hawksworth C., Compton P., Rogers M. et al. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth Mantle. EPSL. 1990. Vol. 96. № 3/4. P. 256—268.
30. Hedlin M., Shearer P., Earle P. Seismic evidence for small-scale heterogeneity throughout the Earth mantle. Nature. 1997. Vol. 387. P. 145—150.
31. Jeanloz R., Williams Q. The core-mantle boundary. In: Physics and Geochemistry of the Earth's Deep Interior. Ed. Hemley R. Miner. Soc. of America. Rev. In Miner. 1998. Vol. 37. P. 240—259.
32. Maruyama Sh. Plume tectonics. Journ. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. P. 24—29.
33. Melson W., Hart S., Thompson G. Paul's Rocks, Equatorial, Atlantic: petrogenesis, radiometric data and implication in sea-floor spreading. The Geol. Soc. of Amer. Mem. 1972. 132. P. 241.
34. Moreira M., Breddam K., Curtice J., Kurz M. Solar neon in the Islandic mantle: new evidence for an undegassed lower mantle. EPSL. 2001. Vol. 185. № 1—2. P. 15—23.
35. Moreira M., Kurz M. Subducted oceanic lithosphere and origin of the HIMU basalt helium isotopic signatures. EPSL. 2001. Vol. 189. P. 49—57.
36. Nelson D., Robinson B., Myers B. Complex geological histories extending for >4.0 Ga deciphered from xenocryst zircon microstructures. EPSL. 2000. Vol. 181. P. 89—102.
37. Noble gas in Geochemistry and Cosmochemistry. Eds. Porcelli D., Ballentine Ch., Wieler R. Rev. Miner. and Geochemistry. Vol. 47. Geoch. Soc. Miner. Soc. America. 2002.
38. Nolet G., Mozer T. Teleseismic delay times in a 3-D Earth and a new look at the S-discrepancy. Geoph. Journ. Int. 1993. Vol. 114. P. 185—195.
39. O'Reilly S., Griffin W. Petrologic and geophysical characteristics of the lithosphere and lithosphere-asthenosphere boundary through time. Ofioliti. 1999. Vol. 24. № 1. P. 146—147.
40. Pearson D., Carlson R., Shirey S. et al. Stabilization of Archean lithospheric mantle. Os isotopic study of peridotitic xenoliths from Caapvaal craton EPSL. 1995. Vol. 134. № 3—4. P. 341—357.
41. Pearson D. The age of continental roots. Lithos. 1999. Vol. 48. P. 171—194.
42. Ritsema J., van Heijst H. New seismic model of the upper mantle beneath Africa. Geology. 2000. Vol. 28. № 1. P. 63—66.
43. Shearer P. Global mapping of upper mantle reflectors from long period SS precursors. Geoph. Journ. Int. 1993. Vol. 115. P. 878—904.
44. Simons A., Ziehus H., van der Hilst. The deep structure of Australia continent from surface wave tomography. Lithos. 1999. Vol. 48. № 1—4. P. 17—43.
45. Song X. Anisotropy of Earth's inner core. Rev. Geoph. 1997. Vol. 35. P. 297—313.
46. Song X., Helmberger D. Anisotropy of Earth's inner core Geoph. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 2591—2594.
47. Song X., Richards P. Seismological evidence for differential rotation on the Earth. Inner core. Nature. 1996. Vol. 382. P. 221.
48. Staudigel H., Park K.-H., Pringle M. et al. The longevity of South Pacific isotope and thermal anomaly. EPSL. 1991. Vol. 102. № 1. P. 24—74.
49. Stixrude L., Brown M. The Earth core. In: Physics and chemistry of the Earth's Deep Interior. Ed. Hemley R. Miner. Soc. of America, Rev. in Mineralogy. 1998. Vol. 37. P. 260—282.
50. Su W., Woodward R., Dziewonski A. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. JGR. 1994. Vol. 99. P. 6945—6980.
51. Su W., Dziewonski A., Inner core anisotropy in the three dimensions. JGR. 1995. Vol. 100. P. 9831—9852.

52. Tanaka S., Hamaguchi H. Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP (BC) — PKP (DF) times. JGR. 1997. Vol. 102. P. 2925—2938.
53. Van der Hilst R., Widiyantoro E., Engdhal E. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. Nature. 1997. Vol. 386. P. 578—584.
54. Vidale J., Hedlin M. Intense scattering at the core-mantle boundary north Tonga: evidence for partial melt Nature. 1998. Vol. 391. P. 682—685.
55. Williams W., Revenaugh J., Garnero E. A correlation between ultra-low basal velocities in the mantle and hot spots. Science. 1998. Vol. 281. P. 546—549.
56. Xu F., Vidale J., Earle P., Benz H. Mantle discontinuities under southern Africa from precursors to P₁, P₂ df, 1998, Geoph. Res. Lett. Vol. 25. P. 571—574.
57. Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. EPSL. 2001. Vol. 192. № 3. P. 251—265.
58. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamic. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 14. P. 493—571.

УДК 551.24

© П.М.Горяинов, Г.Ю.Иванюк, 2005

Поможет ли синергетика «теории» тектоники плит?

П.М.ГОРЯИНОВ, Г.Ю.ИВАНЮК (КНЦ РАН, Апатиты)

Стремление идти в ногу с достижениями современного естествознания выводит геологию на признание кризисности ряда основных ее направлений. Последние годы повышенное внимание к идеям синергетики ознаменовалось рядом попыток «освежить» классические постулаты геологии, касающиеся и плейттектоники. В настоящей работе на примере канонических структур: полигональных структур разной природы, полосовых аномалий срединно-океанических хребтов и кривых миграции магнитных полюсов (геоблоков) оценивается корректность плейттектонических построений с точки зрения синергетики.

Представляется, что в такой нетрадиционной, даже несколько парадоксальной постановке вопроса геология сможет легче определить свои задачи среди проблем современного естествознания. Так ее легче и объективнее позиционировать среди прочих естественных наук. Почему из многих разделов геологии выбрана именно тектоника плит? Дело в том, что последние десятилетия активная экспансия этого направления геологической мысли осуществлялась благодаря многочисленным и, казалось бы, небезуспешным попыткам опереть его на несколько базовых теорий фундаментальной физики: теорию земного магнетизма, классическую гидродинамику, механику сплошных сред и др. И не просто опереть, а сделать ее частью самой физики, тем самым, повышая научный статус плейттектоники — не гипотеза, но теория!

Определимся в сущности понятий. Итак, что такое синергетика? Синергетика или теория структур (сложных систем) — это область физики, изучающая такую эволюцию динамических систем, которая проявляется в выборе ветвей развития. Данное *междисциплинарное* направление исследует совместное действие многих элементов сложных систем самой разной природы и лежит в основе явлений самоорганизации. Синергетика построена на явлениях с *ясным* физическим смыслом, а, по мнению штургартского физика Германа Хакена — автора, который его ввел, ближе всего это понятие к феноменологии лазера.

Гипотеза (все же гипотеза, а не теория) литосферных плит, обладающая ясностью геологического сценария и объединяющая группу частных динамических моделей, также привлекает некоторые физические законы и принципы. Однако подчеркнем, скорее не общие, а частные, необходимость в которых определяется субъективно в соответствии с привлекаемыми (отклоняемыми) допущениями, так широко распространенными при создании геологических «теорий».

Апологеты тектоники плит (как, впрочем, и геодинамики в целом) вынуждены (!) предполагать, что кроме физического смысла в природных литосферных процессах наличествует и некий геофизический или даже геологический смысл. Вот этот-то смысл — по сути, своеобразный фантом — и определяет, что же из арсенала физики должно быть востребовано в тектонических построениях, а что избыточно или даже неприменимо для них. Решение и выбор принадлежит даже неприменимо для них. Решение и выбор принадлежит, само собой разумеется, геологу, а никак не физики.

Синергетика вне физического смысла конкретного геологического явления также зачастую размывается до ходячих журналистских штампов типа «синергетика нам поможет». И в процессе такого размывания она по желанию и инициативе исследователя нередко даже является частью самых разнообразных проблем динамической и рудной геологии, частью тектоники плит. Этот процесс идет одновременно с привлечением упомянутого «геофизического» смысла, который при сложившемся стереотипе успешного геологического исследования, начинает вполне заменять физический смысл, тем самым еще более усугубляя кризисность складывающейся обстановки.

Что же касается кризиса современной тектоники и георетической геологии в целом, то о нем говорят многочисленные, но пока весьма нерезультативные попытки создания универсальных геодинамических моделей. Безуспешность этих попыток и определила стремление ведущих тектонистов обозначить новое направление в тектонике как наиболее созвучное достижениям современного естествознания — физики, прежде всего. Настойчивые усилия прилагает здесь Ю.М.Пушаровский, который справедливо полагает, что ресурс «линейных» моделей исчерпан и необходимость перехода к новым приемам их создания очевидна. Пока все эти работы фиксируют скорее состоявшееся признание того, что до сих пор геология базировалась на неадекватной физике [4, 8], но мало говорят о содержании «новой», нелинейной геологии, ее объектах и конкретных исследовательских средствах. Совершенно очевидно, что все процессы наблюдаемой минеральной природы (за ничтожным исключением) — нелинейны. И уже по этой причине объявленное приобщение геодинамики к группе «нелинейных» наук (нелинейная оптика, нелинейная термодинамика и т. д.), к сожалению, является чем-то вроде научного лозунга, а не конкретной областью знания. Сами же декларации о введении новой геологической парадиг-

мы, даже вместе с оговорками о необходимости осторожного отношения к нетрадиционному подходу, не сопровождаются внедрением нового аппарата геологического исследования, и поэтому чаще всего вызывают отторжение у массового читателя, вырабатывая у него устойчивое ощущение очередной никчемной теоретизации.

Согласно теории структур (синергетика) в ходе исследований объекта и в его структурном узоре, и в поведении микрокомпонентов могут быть выявлены количественные (!) параметры порядка, определяющие место объекта среди систем, аналогичных по набору «участников» динамического процесса. В соответствии с одной из гносеологических сущностей синергетики — ограничивающей, — уже на этой самой ранней стадии исследования происходит объективное и безжалостное ограничение «творческого произвола» автора, его идеологических предпочтений, в результате чего подавляющее большинство существующих моделей эволюции земной коры оказывается избыточным. Как следствие, стереотип успешного тектонического исследования, нацеленного скорее на разработку очередной модели, чем на создание средств поиска нового знания (неизвестных свойств и связей), также становится неадекватным. Поэтому новая парадигма геологии должна перевести стрелку с путей, используемых для создания самодовлеющих моделей, на новые пути: с выяснения причин, механизмов и сил на отношения, связи и время. Это, как кажется, — наибольшая неожиданность для энтузиастов «новой» геодинамики, ориентирующихся лишь на некое прикрытие традиционных процедур конструирования нефункциональных моделей-муляжей*, все более сложных и увлекательных, но по-прежнему полностью детерминистских. Например, становление новой парадигмы, как полагают, должно ограничиться лишь общими рассуждениями, формулировкой некоторых основных принципов и требований [14]. Их здесь рекомендовано девять, но все они ничего общего не имеют ни с физикой нелинейных процессов, ни с нелинейной (гео)динамикой. Впрочем, эти рекомендации совсем не обязательны и для привычных детерминистских построений.

В настоящей статье под этим углом зрения будут прокомментированы некоторые попытки «привить» синергетику на тектонику плит и, кроме того, в том же контексте рассмотреть некоторые канонические феномены, объясняемые исключительно физикой нелинейных динамических систем и характеризующие совершенно нетрадиционной причинностью. Некоторые соображения по данному поводу авторы уже высказывали ранее [3, 4, 16 и др.], что несколько облегчает задачу в представлении довольно объемного материала, требуемого для подобной статьи. В первой статье представлены соображения авторов о разного рода полигональных структурах, которые часто связывают, по аналогии с экспериментом Бенара, с явлением упорядоченной конвекции, об интерпретации результатов па-

леомагнитных исследований и о полосовых магнитных аномалиях, т.е. о тех трех китах, на которых и держится тектоника плит.

Термогравитационная неустойчивость (конвективные структуры Бенара и их тектонические приложения). В течение последних 15 лет активной переписки нам приходилось обращать внимание нобелевского лауреата И.Р.Пригожина на ряд ключевых положений классической геологии, находящихся в противоречии с физическим смыслом теории самоорганизации. Отдавая должное научному значению уникальных экспериментов природной лаборатории, он всякий раз подчеркивал, что не может быть экспертом в чисто геологических вопросах. Интуиция выдающегося физика позволяла ему говорить о том, что геологическому будущему ждут кардинальные изменения. Обратил он внимание и на тепловую конвекцию, которая лежит в основе нескольких важных впечатляющих явлений, наблюдаемых на нашей планете [11]. И.Р.Пригожин точно выделил конвекцию как ключевой узел тектоники плит — идеи, доверительно взятой им со слуха. Если не конвекция, тогда, по крайней мере, и не тектоника плит, а что-то иное, например, тектоника плюмов, расширения Земли или выдвигающаяся в последнее время идея тектонической перколяции [4].

Несложно понять, почему «привязка» структуры Земли к механизмам конвекции оказалась столь привлекательной для И.Р.Пригожина. Суть дела для него вовсе не в структурах Земли, о которых он знал лишь из популярных источников, а в структурах конвекции, которые он изучал и хорошо знал. Этот ученый имел в виду, что их возникновение и эволюция нагляднее всего иллюстрируют основные понятия теории самоорганизации: неравновесность, нелинейность, конкуренцию и компромисс, кооперативное поведение элементов системы, наличие критических состояний и точек ветвления (бифуркация), определяющих дальнейшую эволюцию системы.

Рассмотрим кратко известный в гидродинамике пример неустойчивости, носящий имя французского физика Г.Бенара еще с начала XX в. Ссылки на этот пример довольно часто появляются в геологических публикациях, в т.ч. в качестве иллюстрации тектоники плит [7, 12, 15, 18 и др.]. Ячейки Бенара возникают в тонком слое подогреваемой снизу вязкой жидкости, накрытой сверху покровным стеклом, после прохождения ею сначала первой точки бифуркации (превышение критического числа Рэлея и начала неупорядоченной конвекции), а затем второй, когда система приобретает стационарный или установившийся режим с характерными для него структурами. Вначале, когда градиент между дном и крышкой сосуда невелик, температура выравнивается путем теплопроводности, а единственное отличие этого состояния от равновесия заключается в наличии линейного градиента температуры, плотности и давления, направленного по вертикали. Постепенно увеличивая температурный градиент, мы видим, что внезапно весь объем жидкости приходит в движение, причем беспорядочное движение восходящих и нисходящих струй быстро сменяется попеременным право- и левовращательным движением нескольких параллельных конвективных «валов» (рис. 1, А). Ячейки выстраиваются вдоль горизонтальной оси, причем жидкость в ячейках приходит последовательно во вращение то по часовой стрелке, то против. Заметим, что образование ячеек при достижении критического значения температурного градиента ΔT_c

* Часто в исследовательских процедурах выделение наиболее существенных черт «позволяет перейти к более простому объекту, который правильно отражает основные закономерности и дает возможность получить о нем новую информацию. Такой объект и называется моделью» [10, с. 6]. Этому определению большинство тектонических моделей не отвечает, так как в процедуре их конструирования всегда появляются так называемые допущения, вводящие (или игнорирующие) информацию, отсутствующую (известную) в объекте. Модель подобного не допускает в отличие от муляжа.

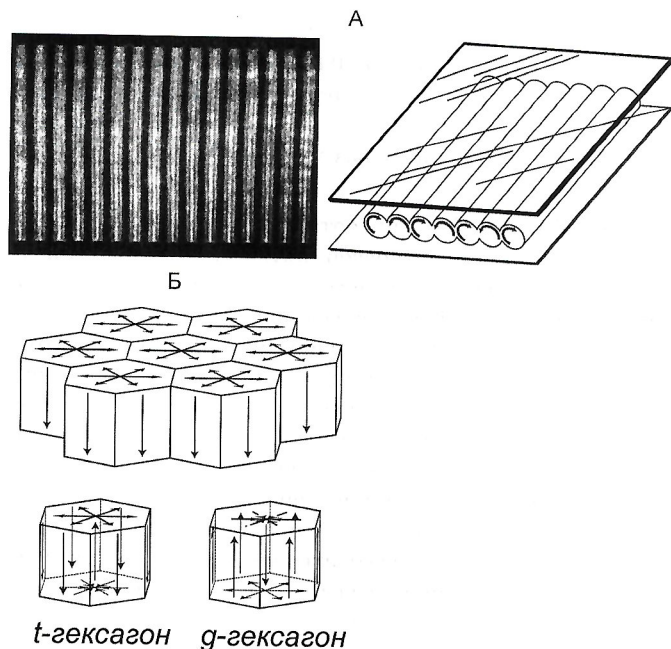


Рис. 1. Структуры в эксперименте Г.Бенара в слое силиконового масла $98 \times 60 \times 2,5$ мм [4]:

А — валы (поверхность сосуда накрыта покровным стеклом); Б — шестиугольные ячейки с разным типом конвективного движения (*t*- или *g*-гексагоны); стрелки: вверх — более горячие потоки, вниз — более холодные; высота ячеек сопоставима с их размером

строго детерминировано; случайным выбором в точке бифуркации определяется лишь направление вращения в каждой ячейке, которое непредсказуемо и неуправляемо.

Существует еще одна более известная модификация эксперимента Бенара, отличающаяся от предыдущего отсутствием покровной пластинки. При превышении ΔT_c весь объем жидкости разбивается на шестигранные конвективные ячейки, плотно его заполняющие (рис. 1, Б). Нагретый материал поднимается в центре ячейки, а холодный опускается по ее контуру (*t*-гексагон), или наоборот (*g*-гексагон). «Цель» образования такой ячеистой структуры в слое жидкости прежняя — в таком состоянии гидродинамическая система намного более эффективно диссипирует подведенную энергию, чем она это делала путем теплопроводности или неупорядоченной конвекции.

Поскольку в горизонтальной плоскости xu нет ни одного выделенного направления (таковым является, например, температурный градиент в плоскостях xz или yz), то все возникшие многоугольники правильные. Так как ячейки одинаковы, то они должны покрывать всю плоскость без лакун. Данному условию отвечают три типа узоров: состоящие из треугольников, квадратов и шестиугольников. Диссипация энергии в жидкости зависит от отношения площади поверхности ячейки к ее объему (от удельной поверхности): чем меньше удельная поверхность, тем меньше диссипация. При стороне и высоте ячейки, равных 1, удельные поверхности для трехгранных призм составят 9, для куба — 6, для шестигранной призмы — 4,31, т.е. последняя — наиболее энергетически выгодная конфигурация ячеек. Если бы установившийся режим конвекции возникал не в слое жидкости, а в сферическом объеме, то форма ячеек была бы пятиугольной.

Когда ΔT было ниже критического значения, то однородность жидкости в горизонтальном направлении делала независимыми различные ее части. После критической точки ΔT_c все происходит так, как если бы каждый элемент объема следил за поведением соседей и учитывал его в коллективном процессе. Такое поведение «...предполагает наличие корреляций, т.е. статистически воспроизводимых соотношений между удаленными частями системы...» [11, с. 18]. Они подчеркнули различие между дальнедействующим характером флуктуаций и короткодействующим характером межмолекулярных сил: размер ячеек Бенара в обычных лабораторных экспериментах примерно 10^{-1} см, в то время как характерный пространственный масштаб межмолекулярных сил приходится на ангстремный диапазон (10^{-8} см), т.е. каждая ячейка Бенара содержит около 10^{21} молекул. «Тот факт, что такое огромное число частиц может демонстрировать когерентное поведение, несмотря на случайное тепловое движение каждой из частиц, является одним из основных свойств, характеризующих возникновение сложного поведения» [11, с. 18].

Как мы увидим, этот принцип реализуется и при формировании тектонических макроузоров. Однако, привлекая идею термогравитационной неустойчивости Бенара—Рэлея в качестве механизма самоорганизации* Земли, надо руководствоваться свойствами структур, которые в процессе нее возникают. Действительно, если такая неустойчивость имеет место, то в течение, по крайней мере, 2 млрд. лет, когда и был сформирован в основном современный геологический ансамбль Земли [4], конвективная система, если бы она существовала, должна была стать стационарной, установившейся. Это, *само собой*, означало бы, что, во-первых, все ячейки (валы) Бенара должны обладать высокой корреляцией, а весь структурный комплекс Земли — дальним порядком. В такой высококогерентной структуре не могут не только уцелеть, но даже возникнуть конвективные ячейки *разных сортов* с различными параметрами, как это предполагает двухслойная модель мантийной конвекции; не может сохраниться и сама двухслойная конвекция. Во-вторых, если считать, что геологический ландшафт отражает глубинное строение и тесно с ним связан, что вполне справедливо, то в случае стационарной конвективной структуры Бенара литосферные блоки должны скользить по поверхности ячеек не только в зоне предполагаемой субдукции. На самом деле этого не происходит: большинство крупных континентальных плит жестко связано с глубинными зонами планеты, проникающими зонами «мантийного» заложения. В-третьих, стационарная (по крайней мере, в течение 2 млрд. лет) структура Бенара не может состоять из двух (двухъячеистая конвекция) или даже четырех (четырёхъячеистая конвекция) ячеек (или валов?) по уже высказанным соображениям. «Правильных» же конвективных структур, подлинных «бенаров», свойственных сферическому телу, или, если принять 600-километровую мантию за плоскую поверхность, то привычный бенаровский узор в ландшафте Земли попросту не отра-

* Земной ландшафт, как и структурно-вещественная организация литосферы в целом, в ходе эволюции усложнялся, упорядочивался, что возможно только в двух случаях: или самоорганизации, или вмешательства сверхъестественной силы. Как представителям естественности, нам не к лицу возлагать на нее какие бы то ни было обязательства еще и по геологическому обустройству планеты. Остается первое.

жен. Их, скорее всего, и быть не могло в условиях геологической реальности. В-четвертых, отдельные ячейки в структуре термогравитационной неустойчивости в силу своих высоких взаимных корреляций не могут быть извлечены из подобного узора. Отдельная ячейка не имеет возможности «отплыть» от компании таких же ячеек — даже если бы такой сюрреалистический сценарий был бы реализован, система тут же снова перестроилась бы соответствующим образом. Исчезновение одной ячейки немедленно «заметят» все остальные, и, сохраняя столь же эффективную структуру диссипации, снова воссоздадут прежний узор без всяких следов. А нет следов — не может быть и реконструкций в духе тектоники плит!

Как же быть со структурами, четко фиксируемыми в геологическом ландшафте? Они проявлены, например, в структурах Русской плиты, Африки. По данным аэрокосмических наблюдений, в Африке действительно просматривается полигональная делимость с мотивом искаженных пяти- или даже шестиугольников (рис. 2). Однако мотив шестигранных призм обнаруживает и столбчатая отдельность базальтовых силлов, и рисунчатые фонолиты, и структуры кристаллизации металлов, и ячеистые грани кристаллов, и структуры в известняках, и, наконец, такыры [4]. Трудно представить образование всех этих ячеек в процессе установившейся термогравитационной конвекции *всего* объема вещества. К тому же, такие структуры часто изначально наклонны, также наклонны, а порой даже субгоризонтальны и сами шестигранные призмы, что не может реализоваться в эксперименте Бенара *в принципе* — гравитационные силы как участники кооперативного процесса ориентированы строго вертикально.

Ближе всего к классическому механизму самоструктурирования в процессе термогравитационной неустойчивости Бенара полигональная делимость мерзлых грунтов

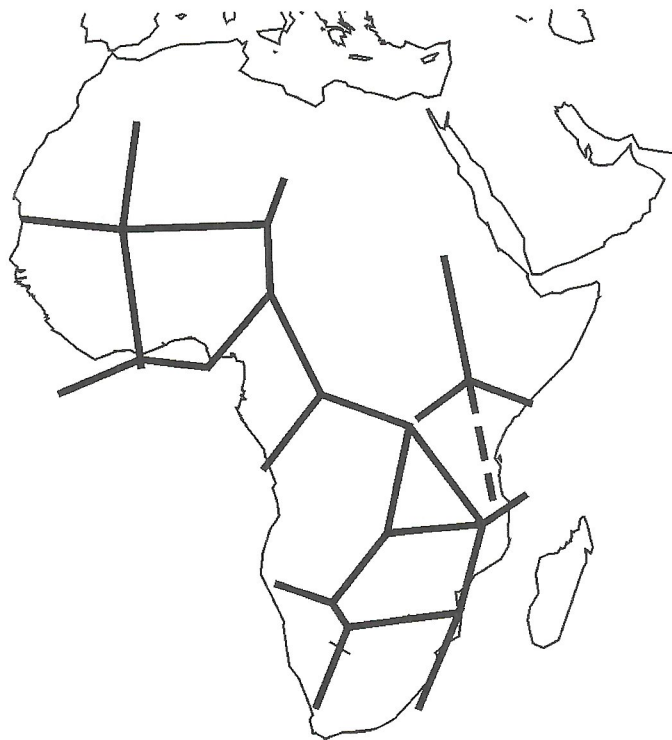


Рис. 2. Полигональная делимость Африки по геологическим и космогеологическим данным [4]

[4]. Появление такой делимости обусловлено быстрым оттаиванием почвы, сопровождающимся упорядоченной конвекцией воды в ее приповерхностных слоях. Единственное отличие от эксперимента Бенара — это то, что более теплая поверхность находится сверху; конвекция же осуществляется благодаря инверсии плотности воды (менее тяжелая при 0°C холодная вода поднимается вверх, нагревается до +4°C, увеличивая свою плотность, и снова опускается вниз). Однако и в данном случае полнообъемной конвекции не происходило и собственно геологические структуры (каменные валы, участки минерализации) возникали в рыхлом грунте под влиянием конвектирующей воды.

Это особенно важно подчеркнуть для крупных планетарных структур, в частности, Африки, полигональная делимость которой, конечно, никакого отношения к глубинной мантийной конвекции не имеет, тем более к двухъ- или четырехъячейстой — таких ячеек на ее территории больше десятка, а может быть много больше, поскольку выделены лишь самые крупные. Во всех рассматриваемых случаях, скорее всего, структуру создают эндогенные флюидно-тепловые потоки, организованные по типу перколяционных кластеров — фрактальных структур с ячейками-целиками, которые, в первом приближении, могут напоминать бенары. Такая структура также обладает дальним порядком, что, как и в случае ячеек Бенара, накладывает строгие ограничения на любые палинспастические реконструкции координат блоков, размер которых при этом существенной роли не играет [4].

В заключение рассуждений о «бенарах» отметим, что этот эксперимент очень хорошо демонстрирует одну из четырех теорем самоорганизации И.Р.Пригожина, согласно которой понижение симметрии макроформы и упорядочение системы в целом происходит путем отбора флуктуаций в процессе кооперативного поведения микрочастей, вплоть до молекул. Для ее пояснения обратимся к другому случаю когерентного поведения *частей* структуры при формировании ее макроформы, случаю, как представляется, значительно более распространенному в геосферах, чем явление установившейся конвекции.

Один из наиболее наглядных примеров когерентной тектоники — макроузлы структурно-вещественных комплексов полосчатой железорудной формации. Железистые кварциты формируют рудные тела очень сложной формы с участками интенсивнейшей плейчатости и тектонического линзования, так что логично было бы предполагать, что и рудовмещающий разрез был подвергнут такой же тектонической перестройке. Одно из наиболее изученных Кировогорское месторождение (Кольский п-ов) состоит из нескольких сближенных тел железистых кварцитов, распределение которых в плане характеризовалось взаимной согласованностью, даже гармоничностью. Это позволило еще в 50-е годы превратить изолированные тела в систему знакопеременных изоклиальных складок (рис. 3, А), что полностью отвечало популярной в то время изоклиально-складчатой модели архейских структур. В ходе последующих детальных работ существование каких-либо складок подтвердить не удалось. В пределах месторождения железистые кварциты образовывали несколько изолированных, но гармонично объединенных в единый ансамбль моноклиальных залежей. Поскольку столь «неправильная» организация железистых кварцитов противоречила идее изначального пласта, пришлось искать альтернативу

не в изоклиально-складчатой, а в чешуйчато-моноклиальной модели в сочетании с идеей беломорско-карельской деструкции архейских структур. Обилие внутрирудных блоковых смещений, часто даже шарнирных, казалось бы, вполне отвечало этой гипотезе (см. рис. 3, Б). Плоскости межблоковой мозаичной делимости фиксировались изофациальными минеральными парагенезисами (клинопироксен, грюнерит, магнетит), т. е. «деструкция» произошла почти одновременно с формированием всего ансамбля (см. рис. 3, Г). Обилие секущих тел керамических пегматитов и долеритов, вполне вписывающихся в блоковую мозаику, дополняло иллюзию тотальной деструкции всей структуры (см. рис. 3, Б).

Нетрудно представить, насколько неожиданными стали результаты инструментальной документации границ рудных тел в процессе их отработки (см. рис. 3, В, Д) — ни одного случая угловатых очертаний рудного контура не оказалось. Прихотливая внутрирудная блокировка с зонами вязкого течения, вращением отдельных блоков и даже их

будинированием — все это ограничено лишь *внешними контурами* тел железистых кварцитов и в макроузоре не проявилось! Впоследствии была установлена фрактальная организация рудных тел, диспергированных на множество самоподобных линз (см. рис. 3, В), образующих связную структуру — перколяционный кластер [4].

Таким образом, фрактальный характер ансамбля и отсутствие «перемешивания» разреза при появлении сложного складчатого узора дополняется необычным взаимоотношением контуров линз и разломов. Динамические процессы, происходившие на внутрилинзовых уровнях (складчатость, вязкое течение, тектоническая блокировка, брекчирование, межблоковые смещения), были взаимосогласованными, когерентными. Именно они и обеспечивали *гомеостазис* рудных ансамблей (в данном контексте — стремление к воспроизведению устойчивых, повторяющихся форм: иерархических линзовых пакетов с каплеобразной формой линз любого масштаба), подобно тому как активное когерентное движение молекул ртути (или дру-

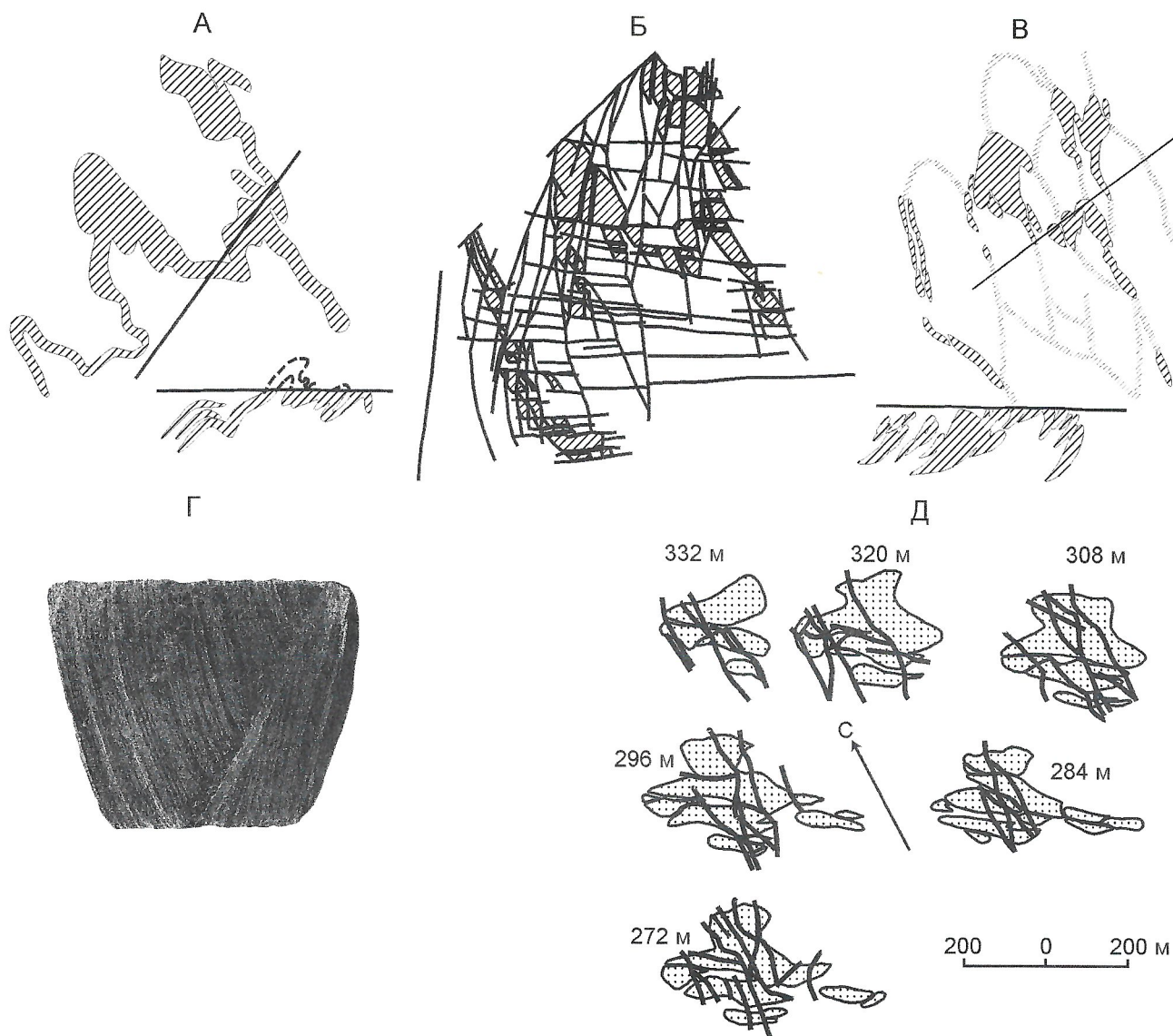


Рис. 3. Кировогорское месторождение железистых кварцитов:

варианты геологической интерпретации: А — изоклиально-складчатый; Б — деструктивно-блоковый; В — фрактальных линзовых пакетов; Г — пример шарнирной стыковки блоков внутри рудного тела (образец железистых кварцитов 7×6 см; шов, как и основная матрица, выполнен магнетитом, диопсидом и пиритом.); Д — погоризонтные планы рудного тела по результатам инструментальной привязки его границ. Внутрирудные разломы выполнены керамическими пегматитами и долеритами

гой вязкой жидкости) обеспечивает гомеостазис шестиугольных конвективных ячеек в эксперименте Бенара.

Здесь уместна ссылка на модель поведения блоков в условиях напряженной геофизической среды [1], которая, в соответствии с идеей М.А.Садовского [13], дискретна. Данная среда состоит из жестких упругих блоков, разделенных между собой пластичными прослойками. Нагружение и последующая перколяция (протекание, распределение) напряжений вызывает относительное проскальзывание и перекачивание блоков, постепенно охватывающее весь объем породы. Переход фрагментированной среды в полупластическое состояние делает предшествующее поле микровращений неустойчивым — происходит их самоорганизация, приводящая, в конце концов, к возникновению стационарной структуры, гомеостазис которой обеспечивался активной динамикой микроблоков. Меняя некоторые параметры, можно получить ряд узоров, крайне любопытных с точки зрения геотектоники: валлообразный, прямоугольный, вихревой или ячеистый (рис. 4).

Из этого эксперимента следует, что движение всех реально наблюдаемых блоков (включая брекчии) взаимосогласовано. Соответственно, ни один блок из такой системы «не имеет права» на автономное, независимое от других блоков движение. Ведь только оно позволило бы восстановить условия и параметры тектонического транспорта на уровне макроструктур известными методами палинспастических реконструкций. Гипотетическое извлечение» любого блока из такой согласованной конструкции в процессе подобных реконструкций не оставит никакого следа — система кооперативно перестроится для того, чтобы сохранить предыдущий структурный узор, выгодный системе в данных динамических условиях. Заметим, что и в случае бенаровской конвекции, и при кооперативной блоковой динамике близки только макроскопические законы, а вовсе не микроскопические. В синергетике считается это

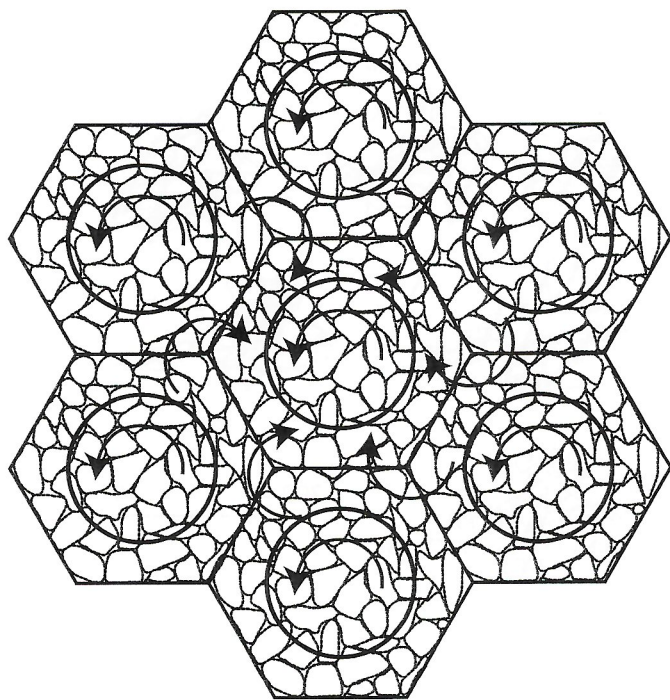


Рис. 4. Характер распределения микровращений в находящейся под нагрузкой дискретной геофизической среде [1]

достаточно обычным явлением, используемым для так называемого переноса знания в смежные области науки [11].

Элементы самоорганизации в структуре магнитного поля Земли: проблема корректности палеомагнитных реконструкций. Стоит напомнить суть метода. В геологическом блоке с заведомо разновозрастными ферромагнитными породами производятся измерения векторов остаточной намагниченности. Если принять, что координаты магнитных полюсов неизменны, то можно установить траекторию *автономного* движения данного литосферного блока в исследуемом отрезке времени. Если эту процедуру усложнить — рассмотреть, например, положение векторов для пары смежных блоков (в принципе, для любых), то это вроде бы дает право ставить вопрос о перемещении блоков еще и относительно друг друга. Опубликованные результаты палеомагнитных исследований наглядно демонстрируют, что аналитические оценки положения палеополюсов не только для континентов и субконтинентов, но даже для сравнительно небольших (вплоть до сотен метров) смежных блоков не совпадают *никогда!* Такие несовпадения приходится устранять при помощи геометрических «дворотов» геоблоков, что, якобы, должно отвечать изменению их географических координат. Разумеется, что геотектоника не могла пройти мимо таких блестящих возможностей, и поэтому парадигма палеомагнетизма становится частью идеологической базы «теории» литосферных плит.

В качестве примера такого рода количественно-координатных реконструкций для докембрийской Фенноскандии можно привести работу скандинавских авторов, использующих анализ разновозрастных магматических пород и гранулитов в северной части Европейского геотраверса, в Финмаркене и Финской Лапландии [17]. В ней измерения остаточной намагниченности были геохронологически привязаны к возрастным реперам, что позволило построить график миграции усредненного континентального блока (или полюса — в альтернативном варианте). В частности, авторы упомянутой работы утверждают на основании анализа полученных «траекторий», что раннедокембрийские тектонические пояса — производные тектоники плит.

Несмотря на усреднения, и величины склонений (наклонений), и их стереографические проекции в виде графика миграции носят довольно упорядоченный характер. Так, изменение величины отклонений во времени имеет типичный осцилляционный вид: график в координатах «возраст—наклонение» предстает в виде квазирегулярной синусоиды (рис. 5, А), а стереографическая проекция графика миграции имеет облик практически замкнутой петлеобразной кривой (см. рис. 5, Б). Напрашивается вывод о том, что мы имеем дело не столько с миграцией (геологического блока или даже магнитного полюса) по столь фантастически маловероятной траектории, сколько с графиком, как-то характеризующим особое состояние ферромагнитных ансамблей, более всего напоминающее детерминированный хаос в его пространственном (пространственно-временном) варианте.

Логично предположить, что остаточная намагниченность — подсистема, согласованная в геологическом ансамбле с другими подсистемами-свойствами. Для проверки этого предположения была предпринята попытка несколько видоизменить характер означенного эксперимента: в объеме традиционной методики использовалось не усреднение измерений по всей территории, а попарное исследование «траекторий» для геоблоков, которые, с одной стороны, имеют реальные геологические границы (как

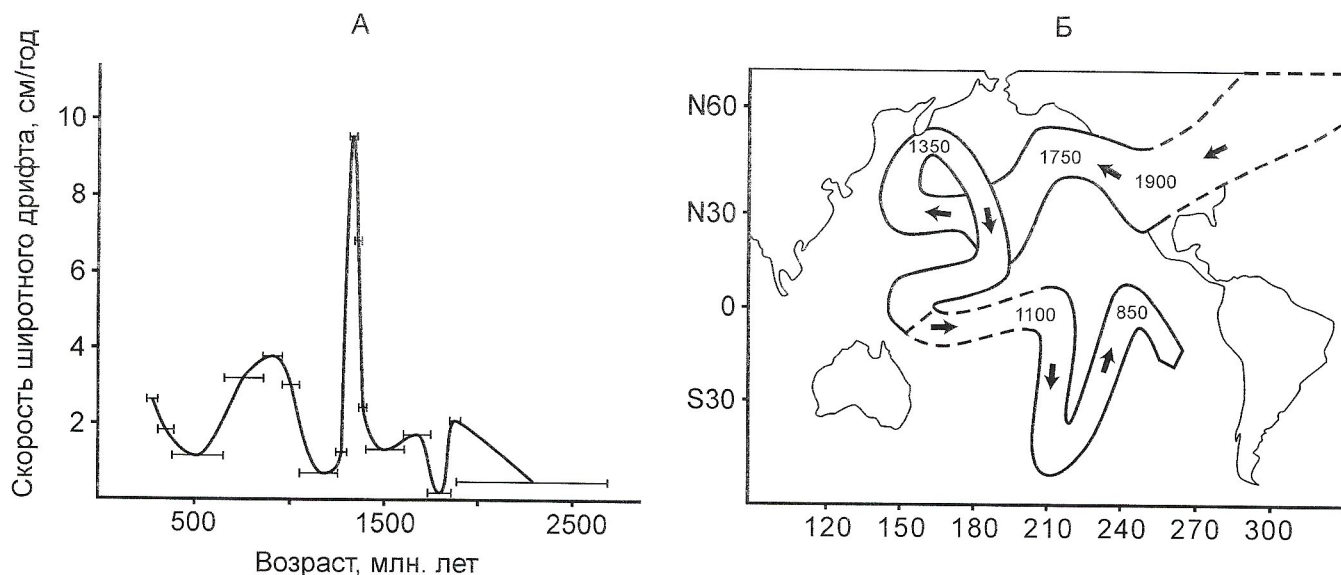


Рис. 5. Материалы палеомагнитных исследований, проведенных в Скандинавии [17]:

А — график широтного изменения скорости миграции плит для Фенноскандии от архея до перми; Б — вероятная траектория миграции магнитного полюса (или материка) для Скандинавии — «палеомагнитная стратиграфическая шкала докембрия»

правило, маркируемые шовными зеленокаменными поясами), а с другой, принадлежат разным масштабным уровням. Цель такой тактики — выяснить элементы внутренней организации *всей* совокупности данных, а не средних значений для субконтинента или мегаблока. Определяя идею эксперимента, мы имели в виду, что упорядоченная организация аномального магнитного поля Евразии — достаточно хорошо известный факт [4], хотя физическая природа связи между ритмами аномалий и инверсиями геомагнитного поля до сих пор оставалась неясной.

В качестве объектов исследования по традиции были выбраны дайки долеритов (возраст 2,5—1,7 млрд. лет), широко распространенные в регионе и довольно выдержанные по составу. Всего было изучено 50 даек, образующих рои в Мурманском, Беломорском, Северо-Карельском и Карельском блоках, а также в структурах, соподчиненных с упомянутыми. Благодаря хорошей геохронологической изученности региона имела возможность прямо или косвенно привязать все измерения к возрастным реперам. На первый взгляд, наблюдаемое «блуждание» векторов вполне могло бы отражать в геодинамических построениях относительные «смещения» блоков. А если обратиться к средним значениям склонений и наклонений по геоблоку (см. рис. 5, Б), то окажется, что эти значения обусловлены «траекторией», которую с известных позиций геодинамики можно было бы интерпретировать как относительные перемещения блоков по широте и долготе на сотни и тысячи километров. Повторим, что это лишь для средних значений.

Если провести сравнение «траекторий» таким образом, чтобы в поле зрения последовательно оказывались пары блоков, принадлежащие к разным масштабным уровням: субконтинентальному (размер блоков 1,0—1,5 тыс. км), региональному (200—300 км) и локальному (50—100 км), картина меняется существенно (рис. 6).

Основным результатом проведенного исследования следует считать обнаружение осцилляционного характера *всех* изученных «траекторий», являющихся, кроме того, еще и взаимосогласованными. Создается впечатление, что

все блоки, независимо от размера и удаленности друг от друга, на протяжении 1,0—1,5 млрд. лет периодически расходились на огромные расстояния, чтобы затем снова сойтись, вновь разойтись и т.д., подобно тому, как рассыпаются и вновь образуются узоры в калейдоскопе. «Траектории» гипотетических пространственных «перемещений» пары блоков относительно друг друга *во всех случаях* или сходятся в одной временной точке («фазе»), как, например, в точке 2,0 млрд. лет, либо располагаются в «противофазе», как в точках 2,2, 2,5 или 1,8 млрд. лет.

Следуя традиционной логике и палеомагнетизма, и плейттектоники все эти микро-, макро- и мегаблоки представляют собой так называемые «составные террейны», совершенно независимо бороздившие просторы астеносферы и лишь периодически вновь группирующиеся вместе. Поразительно, но графики «траекторий» принципиально не меняются при переходах от субконтинентального к региональному и далее к локальному уровням. Остается предположить, что поведение графиков не изменится и на других масштабах, вплоть до микроагрегатов. Об этом свидетельствует, например, ориентировка векторов намагниченности зерен магнетита в железистых кварцитах с характерным для них текстурным узором [4]. Их максимумы (45° и 0° к слоистости) не зависят ни от типа складчатости, ни от сложности (фрактальной размерности) складчатого узора, — единственное, что осреднение векторов намагниченности относительно сторон света в этом случае вообще лишено смысла, поскольку результат заведомо определяется исключительно положением конкретного слоя.

Для понимания хаотической динамики ферромагнитных систем вполне корректно использовать численный эксперимент Дюбойса—Альтена—Берже [13] с обыкновенным стальным маятником с трением (диссипация!), находящимся помимо силы тяжести еще и под воздействием периодической вынуждающей силы, создаваемой соленидом (рис. 7, А). При нарастании ее воздействия наступает момент, когда движение становится неустойчивым и колебания маятника приобретают хаотический характер. Эта

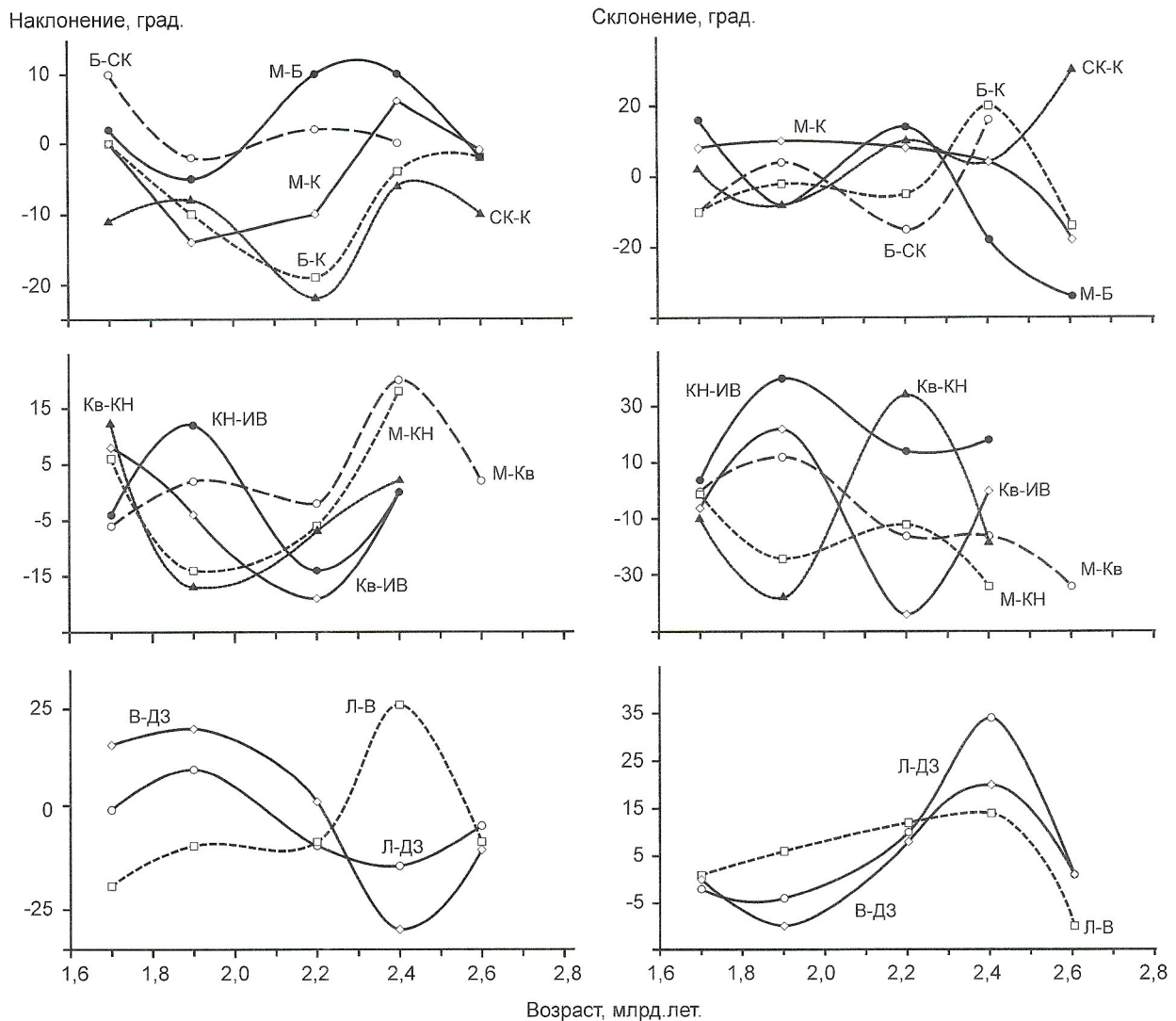


Рис. 6. Поведение векторов остаточной намагниченности при попарном сравнении разных геоблоков восточной части Балтийского щита [4]:

сравниваемые блоки: ИВ — Имандра-Варзуга, КН — Кольско-Норвежский мегаблок, М — Мурманский, Кв — кейвский комплекс, Б — беломорский комплекс, СК — Северо-Карельский, К — Карельский; мурманское побережье: Л — Лиинахамари, В — губа Воложская, ДЗ — Дальние Зеленцы

траектория имеет фрактальную структуру (см. рис. 7, Б). Таким примером иллюстрируется поведение неустойчивых систем, для существования которых симметрия внешних сил играет ничтожную роль в выборе ими того или иного пути развития. Следуя логике эксперимента, рассматриваемые «траектории» вполне могут быть поняты как пространственные фазовые «портреты».

Данный эксперимент отчетливо демонстрирует статистическую независимость хаотически-детерминированных структур от временного (пространственного) масштаба: графики колебаний магнитного маятника в течение 1 мин, 1 ч или 1 сут будут практически неотличимы. Нет оснований сомневаться в том, что и структура магнитного поля Земли обладает этим свойством. Подтверждением являются результаты палеомагнитных исследований лавовых потоков возрастом «всего» 15 млн. лет, проведенных в штате Орегон, США [6]. «Траектория» магнитного полюса и в этом случае имеет «блуждающий характер», по сути, точно такой же, как и в докембрии. Даже пространственные масштабы «миграции» полюсов оказались весьма близки-

ми. При этом, на обоих уже приведенных (как и на всех прочих) траекториях то ли полюса, то ли геоблока отсутствуют инверсии магнитного поля, сколько-нибудь напоминающие таковые в районах срединно-океанических хребтов, выявленные по полосовым магнитным аномалиям.

Полосовые магнитные аномалии срединно-океанических хребтов. Напомним, что аномальное магнитное поле срединно-океанических хребтов характеризуется последовательным чередованием максимумов и минимумов намагниченности пород в обе стороны от их оси. Если участки с намагниченностью, превышающей уровень нормального магнитного поля, считать положительными аномалиями, а участки с намагниченностью меньшей таковой — отрицательными аномалиями, то мы получаем картину полосовых магнитных аномалий. Рассматривая профили магнитных аномалий над срединно-океаническими хребтами разных частей Земли, можно убедиться в их значительном сходстве. Считается, что полосы расположены симметрично относительно хребта, а все отклонения от

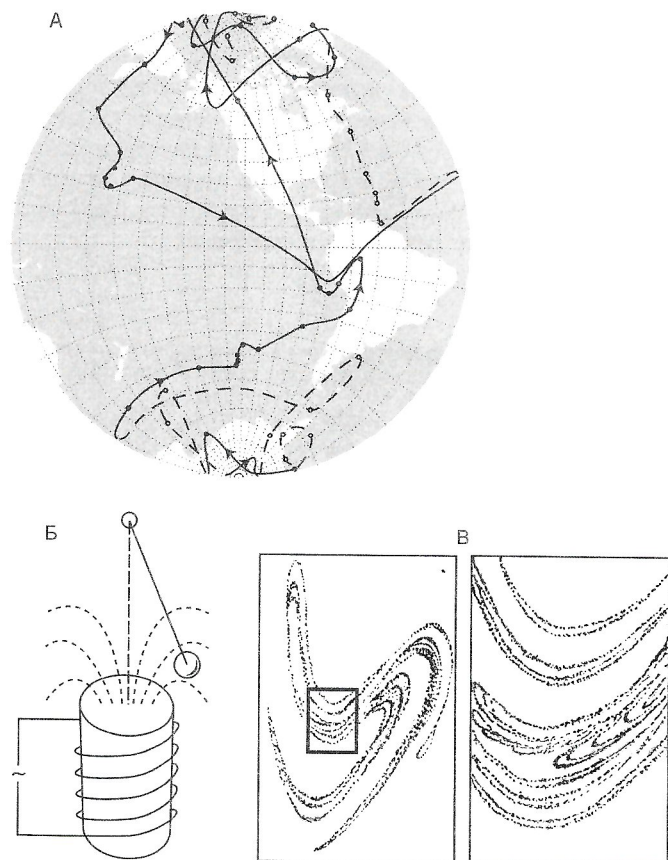


Рис. 7. Самоподобные «траектории» как проявление свойств электромагнитной динамики:

А — траектория магнитного полюса (или лавового потока) по данным измерения остаточной намагниченности в разрезе лавового потока Стинс Маунтин (штат Орегон, США) за последние 15 млн. лет [6]; эксперимент по исследованию траектории стального маятника с трением, на который действует периодическое возмущение: Б — установка (соленоид и маятник с металлическим шариком); В — траектория маятника, напоминающая фрактальный (странный) аттрактор

данной идеальной картины относятся на счет трансформных разломов.

Наиболее распространенное объяснение полосовых магнитных аномалий, предложенное еще в 1963 г. Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом, заключается в предположении о непрерывном излиянии базальтов на фоне знакопеременных инверсий магнитного поля. В итоге, максимумам намагниченности соответствует ориентировка магнитного поля Земли, близкая к современной, а минимумам — противоположная. Ни для кого не секрет, что знакопеременность такой структуры предопределена уже способом разделения магнитного поля на нормальную и аномальную составляющие путем сглаживания результатов наблюдений. Однако активным сторонникам версии Вайна—Мэтьюза все же кажется, что облик отрицательных аномалий не позволяет рассматривать их только как сопутствующие положительным пикам минимумы. Напротив, они считают, что над срединными хребтами многократно чередующиеся положительные и отрицательные аномалии — автономные (аддитивные) с разными источниками магнитного возмущения, представленные «прямо» и «обратно» намагни-

ченными телами [9]. Иными словами, по их мнению, появление полосатости связано с планетарным событием — переполосовкой магнитного полюса.

Нам, как и многим другим коллегам, имеющим опыт работы по анализу аномального магнитного поля над сильно магнитными телами магнетитовых руд, такая трактовка кажется исключительно умозрительной и даже надуманной. Так, на ряде месторождений Оленегорского района Мурманской области, особенно там, где нижняя кромка рудных тел залегает близко от поверхности (50—100 м), структура аномального магнитного поля определяется сочетанием взаимнопараллельных положительных и, все менее резких, отрицательных аномалий. Вряд ли стоит в данном случае рассматривать возможность стопроцентного попадания «положительных» инверсий магнитного поля именно на моменты формирования рудных тел, к тому же, по уже упоминавшимся палеомагнитным наблюдениям, таких инверсий в это время попросту не было. И более того, все «отрицательные» аномалии оказались связанными с практически немагнитными породами, где содержание магнетита или пирротина стремится к нулю, а темноцветные силикаты представлены своими магнезиальными разновидностями [4]. Остается признать, что в данном примере, как вполне вероятно, и в случае пририфтовых полосовых аномалий мы имеем дело вовсе не со свидетельствами инверсии магнитного поля при последовательном формировании пород. Тогда с чем же?

Если допущения Вайна—Мэтьюза верны (об инверсии магнитного поля, преобладании термоостаточной составляющей и разрастании океанического дна), то появление полосовых аномалий действительно можно связать со спредингом дна, постепенным «отползанием» осевых ферромагнитных базальтов постоянного состава в стороны от рифта. Все полосы в этой модели разновозрастны. Однако, как выяснилось, структура полосовых аномалий обладает важнейшим фундаментальным свойством, которое ранее не попадало в поле зрения геофизиков: они фрактальны [2]. Если учесть, что все полосы «привязаны» к одной «причине» — рифту, то это значит, что все они формировались *согласованно!* И тогда понятна регулярность полос, трудно вписывающаяся в любую из моделей рифтового магматизма. Такие структуры названы «синергетическими» [5], т.е. обладают высокой коррелированностью и элементами дальнего порядка. Поэтому никаких корректных выводов ни о возрасте любой из полос, ни о реконструкциях координат океанического дна по номеру полосы *делать нельзя*. Здесь вполне уместна аналогия (даже по форме она корректна!) с фрактальной полосчатостью железистых кварцитов — это нечто целое, т.е. единая, скорее всего, даже *одновозрастная структура* [4].

В заключение следует отметить, что на вопрос данной статьи — поможет ли нам синергетика?, как явствует из последовательного рассмотрения основных положений теории самоорганизации в приложении к физическим основам тектоники плит, положительного ответа нет. В соответствии с ограничительной функцией синергетики, которая сразу ставит под сомнение корректность многих увлекательных, а порой изощренных сценариев тектоносферных процессов в духе тектоники плит. Стало совершенно очевидно, что мотивы и принципы организации макроструктур литосферы — вплоть до структур субконтинентального и даже планетарного уровней как целого — определяются кооперативным взаимодействием частей. Поэтому,

если поведение вещества на минеральном и породном уровне не оказывается в поле зрения науки, то непонятными остаются практически все макрогеологические структуры, что прямо вытекает из теории сложных структур, согласно которой образование устойчивой во времени макроформы — следствие кооперативного взаимодействия микрочастиц вещества: в данном случае, молекул, минеральных агрегатов, отдельных микроблоков и микроплит.

Ни один вид координатных тектонических реконструкций, составляющих основную смысловую нагрузку геодинамического исследования, применительно к ансамблям данного типа неприменим — в системе не происходит ожидаемого накопления деформаций относительно некоего недеформированного эталона, так как все изменения в узоре происходят кооперативно. Это в полной мере относится и к палеомагнитным реконструкциям, поскольку в организации магнитных полей прошлого четко прослеживаются характерные мотивы хаотической автоволновой динамики. Поэтому вычленение дипольной компоненты из такого «восстановленного» узора «траекторий» движения геоблоков (или движения полюса) по данным палеомагнитных исследований теряет всякий смысл.

Раз дело принимает такой оборот, может быть, следует геологии вообще и геотектонике в частности продолжать обходиться без синергетики, особенно учитывая то, сколь серьезными «осложнениями» она чревата для детерминистской классики? И этим двум направлениям современного естествознания лучше не пересекаться вовсе? Похоже, джинн уже не в бутылке и период длительной изоляции геологии от современного естествознания позади. Даже простое появление в геологической лексике словосочетаний «нелинейная геодинамика, нелинейная тектоника», «геологическая синергетика» позволяет понять, что переход геологии на новую парадигму неизбежен. Подобное может произойти, как мы полагаем, в ближайшие 10—15 лет. Понимание принципов геологической самоорганизации и вытекающих из них следствий свидетельствует о том, что контрапунктом эволюции литосферы является устойчивость (гомеостазис) ее структурного макроузора при активной динамике на микроуровне, что и составляет главный физический (геодинамический) смысл геологической самоорганизации [4]: для всего диапазона литосферных ансамблей независимо от масштаба, возраста и географического положения, а также набора «участников» характерны структурный гомеостазис (стремление к повторению конечного набора устойчивых структурных узоров), фрактальность узоров и наличие в них элементов дальнего порядка.

Написание данной статьи было начато в день кончины Ильи Романовича Пригожина. Нам не довелось встретиться и побеседовать с ним лично. В своих письмах на протяжении последних 15 лет он много сделал для моральной поддержки нашего научного направления и укреп-

ления нашего духа. Он призывал не унывать даже в самые трудные времена, ссылаясь на примеры из своей научной судьбы. «Надо уметь терпеть — писал он нам в частном письме, — чтобы дождаться, наконец, когда в ваш диалог с природой включатся и другие интересные собеседники». Поэтому мы глубоко признательны редакции журнала «Отечественная геология» за возможность предоставить его страницы для наших материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гарагаи И.А.* Микродеформации предварительно напряженной дискретной геологической среды // Докл. АН. 1996. Т. 347. № 1. С. 95—98.
2. *Горяинов И.Н., Смекалов А.С.* О природе полосовых магнитных аномалий в Мировом океане (интерференционная тектоническая модель) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 3. С. 563—568.
3. *Горяинов П.М.* Нелинейная тектоника: содержание, объекты и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995.
4. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.* Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. — М.: ГЕОС, 2001.
5. *Граммберг И.С., Горяинов И.Н., Смекалов А.С.* Значение учения о фракталах для исследования геологии и минеральных ресурсов Мирового океана // Науки о Земле на пороге XXI века. Новые идеи, подходы, решения. Тез. конф. — М.: Научный мир, 1997. С. 53.
6. *Джэнлоз Р.* Земное ядро // В мире науки. 1983. № 11. С. 16—27.
7. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика // Тр. ОИГГиМ СО РАН. Вып. 830. — Новосибирск, 1992.
8. *Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г.* Введение в нелинейную геологию. — Апатиты, 1996.
9. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна // Геотектоника. 1971. № 2. С. 3—18.
10. *Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г.* Синергетика — теория самоорганизации. Идеи, методы, перспективы. — Москва: Знание, 1983.
11. *Николис Г., Пригожин И.* Познание сложного. — М.: Мир, 1990.
12. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3—9.
13. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Физика Земли. № 2. 1989. С. 3—12.
14. *Хаин В.Е.* Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38—42.
15. *Шолто В.Н.* Процессы самоорганизации в тектонике и геодинамические модели // Геотектоника. 2002. № 2. С. 3—14.
16. *Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu.* Self-organized lithosphere: on the fundamentals of a new geological paradigm // Bulletin de la Classe des Sciences. 2003. Tome XIV. № 1—6. P. 11—23.
17. *Pesonen I.J., Torsvik T.N., Elming S.-A. and Byland G.* Crustal evolution of Fennoscandia — paleomagnetic constraints // Tectonophysics. 162. 1989. P. 27—49.
18. *Turcotte D.L., Schubert G.* Geodynamics application of continuum physics to geological problems. John Wiley and Sons. New York. 1982.

Впечатляющая картина современной геологии

Л.И.КРАСНЫЙ (ВСЕГЕИ)

Каждый, кто внимательно прочтет книгу В.Е.Хаина*, будет благодарен ее автору, прослужившему на ниве наук о Земле многие десятилетия. Виктор Ефимович Хаин, подводя итоги развития геологической науки завершившегося века, выбрал наиболее актуальные проблемы, начиная с рождения Земли и появления современного Человека до постановки новых задач геоэкологического и ноогеологического направления.

В процессе обсуждения данной книги хотелось бы, с одной стороны, дать краткий обзор соответствующих глав, с другой — попытаться вскрыть возможности извлечения из нее философской составляющей. Сама сущность труда, законно претендующего, по-моему, на «Введение в теорию Земли», наталкивает на это.

Всего в книге 22 главы и каждая завершается списком литературы новейших работ (включая 2001—2002 гг.) российских и зарубежных исследователей. Автор этой публикации более подробно остановится на тех проблемах, которые ближе его геологическим (тектоническим) интересам.

Первые две главы охватывают вопросы создания Земли и ее раннюю историю. Поставлен принципиальный вопрос — в каком состоянии вышла новорожденная Земля из стадии аккреции? Главное — разогрев, вплоть до частичного плавления, приведшего к началу дифференциации рождающейся планеты на ядро и мантию. Обсуждается в книге и проблема образования Луны. В.Е.Хаин склоняется к популярной гипотезе косоугольного удара о Землю весьма крупного небесного тела. Появившийся спутник стал оказывать мощное приливное действие на родительницу.

Уже в первой главе читатель сталкивается с существенными особенностями книги, где приведены главные возможные альтернативные воззрения ведущих ученых мира со ссылкой на основополагающие работы крупнейших специалистов в данной области. Впечатляет список литературы к этой главе: из 36 наименований 12 принадлежат русским ученым и 24 зарубежным. В него включены все необходимые новейшие исследования.

Принципиальные вопросы глобального значения автор рассматриваемого труда обозначал неоднократно. В главе пятой он касается дисимметрии Земли, седьмой — происхождения гранита, восьмой — происхождения и возраста Мирового океана и четырнадцатой — упорядоченности в структуре планеты.

Автору настоящей статьи представляется, что первичная дисимметрия Земли, сказавшаяся на всей ее дальнейшей эволюции, связана с бомбардировкой небесными телами разного размера, в т.ч. и очень крупными. Есть сомнения, была ли далее полная гомогенизация аккрецирующего вещества? Не менее важно, что метеоритные бомбардировки 4,2—3,9 млрд. лет назад вследствие наклона оси неравномерно воздействовали на еще не окрепшую Протоземлю и также, как и на Луне, и на всех планетах земной группы вне зависимости от их геологического строения и

физико-химических условий имеет место существенное различие разных полушарий и сегментов. Яркий пример дисимметрии Луны — противоположное строение видимой и невидимой ее сторон.

Следует подробнее остановиться на том, как решает эту проблему В.Е.Хаин. Во-первых, предполагается, что к концу раннего архея появились острова протосиалиа и только к концу архея создавались гранит-зеленокаменные области и гранит-гнейсовые пояса. При этом допускается, что наиболее благоприятные участки заложения гранит-зеленокаменных областей располагались над восходящими ветвями конвективных течений. В это время отдельные гранит-зеленокаменные области объединились с образованием первой Пангеи в истории Земли (с. 51) и только к началу протерозоя поверхность планеты разделилась на суперконтинент Пангею и Мировой океан — Панталассу.

Далее, В.Е.Хаин придает первостепенное значение происхождению Мирового океана по следующему сценарию: 1) в конце стадии аккреции за счет соударения планетезималей образуется первичная атмосфера, содержащая *водяной пар*, при конденсации (частично и дегазации недр) которого возникнет *первичный океан*; 2) начиная с 4 млрд. лет появляются первые острова протоконтинентной коры; 3) к началу протерозоя континентальные массивы сливаются в единый суперконтинент; 4) в течение протерозоя—фанерозоя протекало 2—3 цикла формирования и распада Пангеи.

Автор рецензируемой книги уверенно отстаивает мысль о существовании не только палеозойских, но и докембрийских океанов, противопоставляя это взглядам И.С.Граммберга, И.В.Хворовой и других, отрицающих наличие до-мезозойских океанов. Мне представляется, что действительно происходит неправомерное увлечение термином «океан». Так, например, трудно представить наличие «Монголо-Охотского и Аннойского» океанов. Скорее между глыбами протоконтинентов (в настоящее время массивов) имели место щелевидные морские заливы, как новообразованные и короткоживущие, так и унаследовавшие длительное развитие, на что указывает повторяемость офиолитовых формаций в среднем и позднем палеозое и раннем мезозое (Монголо-Охотская система).

Из процессов влияющих на создание структуры Земли и в том числе на ее дисимметрию, В.Е.Хаин неоднократно возвращается к роли ротационного фактора и, ссылаясь на монографию Р.Бострома (2000 г.), принимает во внимание участие в осевом вращении планеты твердых приливов. Этот исследователь рассматривает Землю и Луну как двойную планету с общим барицентром, находящимся вне Земли. Взаимодействие их связывается (по Ю.Н.Авсюку) с периодическим изменением расстояния между ними.

Из ряда принципиальных проблем обсуждаемых многие десятилетия автор статьи остановился на двух: гранитообразование (глава 7) и происхождение и развитие органической жизни на Земле (главы 10 и 11).

Проблема протосиалиа, происхождения гранитов глубоко интересует автора книги. Ссылаясь на статью О.И.Яковлева и др. (2000 г.), он обратил внимание на об-

*В.Е.Хаин. Основные проблемы геологии. — М.: Научный мир, 2003. 348 с. 49 ил.

основание образования гранитного вещества уже на стадии аккреции. В книге указано на возможность селективного плавления и испарения силикатного вещества под ударным воздействием небесных тел, а также обоснован механизм образования гранитов непосредственно из пара базальта (с. 31). «Серые гнейсы» или точнее тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация — вероятный прародитель пород гранитоидного типа, происходивших из раннего плавления базальтоидов.

Известно, что именно континенты характеризуются, в первую очередь, существенным присутствием гранитоидов. Виктор Ефимович Хаин всесторонне рассмотрел их развитие и происхождение. От пика их широкого развития в позднем архее (около 2,5 млрд. лет), через многие промежуточные максимумы, до плиоцена включительно. Полезно выделить три основные категории (с. 87—88) гранитоидов: мантийные, корово-мантийные и коровые, что сопоставимо с изображением на «Геолого-минералогической карте Мира» (2000 г.) месторождений тех же трех типов. Автор данной статьи хочет подчеркнуть, что вся рецензируемая книга сопровождается удачно подобранными иллюстрациями и таблицами из современных статей и монографий. Так, например, левая часть рисунка (с. 91), показывающая суммарное изображение источников и образования гранитных пород (рис. 1).

Процессы плавления, которыми источники генерируют магму, также изменчивы и зависят от DMM — деплетированная мантия; AFC — ассимиляция, сегрегация, гомогенизация; MASH — магма, ассимиляция, сегрегация, гомогенизация.

Здесь уместно вспомнить, что во время экскурсии по Сьерра-Неваде в 1973 г., в присутствии всех участников, в т.ч. и автора этой рецензии, Б.Чеппелл и А.Уайт рассказали о правомерности выделения двух контрастных типов I и

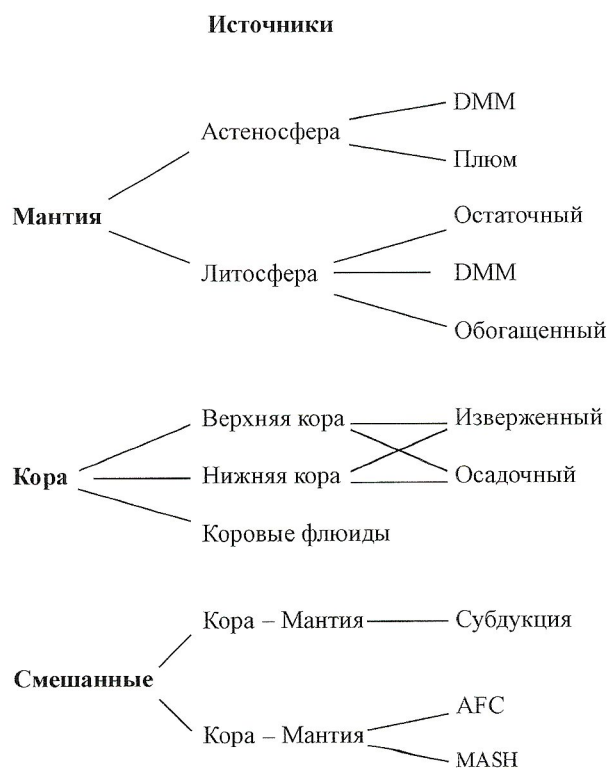


Рис. 1. Суммарное изображение источников и образования гранитных пород. По Pearce, 1996

S гранитоидов. Данное предложение активно обсуждали Дж.Роддик, Дж.Коббинг, У.Питчер и др.

В заключительной части обзора автор проанализировал следующие проблемы: 1) соотношение между источниками гранитной магмы и геодинамическими обстановками гранитообразования; 2) механизм образования самих гранитоидных плутонов, включая пути доставки магмы из ее источника.

Особо хочется подчеркнуть, насколько глубоко автор книги рассмотрел проблемы, связанные с *органическим миром*, с одной стороны, вопросы происхождения жизни на Земле (глава 4), а с другой — эволюции (главы 10 и 11). Происхождение жизни на Земле — одна из сложно решаемых загадок естествознания. В.Е.Хаин разобрал несколько взаимоисключающих гипотез, обратившись к новейшим данным, связанным с обнаружением органических остатков цианобактерий в ряде метеоритов, а также остановился на возможной роли подводных гидротерм, вокруг которых процветает разнообразная жизнь, в т.ч. бактериальная. Далее в книге подробно описывается «мир РНК» (рибонуклеиновой кислоты) и различные концепции, приводящие к возникновению репликации (самовоспроизводству) при превращении неживой материи в живую.

Можно смело рекомендовать всем геологам, биостратиграфам и палеонтологам, которые стремятся познать проблемы происхождения жизни на Земле, обратиться к этим всесторонним исследованиям.

Главы 10 и 11 последовательно обсуждают развитие органической жизни, начиная с кембрия и затем в течение всего фанерозоя, акцентируя внимание на великих вымираниях и обновлениях. Наиболее примечательный акт, произошедший около 600 млн. лет назад, породивший смену примитивной жизни состоял из двух событий, обеспечивших «внезапное появление»: 1) довольно разнообразных мягкотелых беспозвоночных; 2) разнообразной фауны, из которой в начале кембрия возникло большинство известных позже групп беспозвоночных. В этих же главах обсуждаются проблемы геологической эволюции и развития органического мира.

Доказывается, что геологическая среда развивалась непрерывно-прерывисто и что между эволюционизмом и катастрофизмом, градуализмом и пунктуализмом нет никаких противоречий (с. 190). Прежде чем прийти к такому выводу автор книги рассматривает широкий круг проблем. Он начал с «великих вымираний» и «великих обновлений» одних представителей органического мира и быстрой экспансии других, особенно подчеркивая эпизоды в конце ордовика, на границе перми и триаса, в конце триаса, на границе мела и палеогена, конце эоцена и на рубеже плейстоцена—голоцена, акцентируя при этом внимание на двух гипотезах:

1. *Импактная*, объясняющая, например, события на рубеже мела и палеогена, падение на Землю крупного (не менее 10 км в диаметре) астероида.

2. *Вулканическая*, приуроченная к мировым вспышкам извержения глубинного вещества (например, на границе перми и триаса: сибирские траппы).

В книге далее приведены надежные свидетельства того, что «Медленный» и постепенный ход геологических процессов периодически прерывался их резким ускорением» (с. 178). Так, эпизодический характер отличает сейсмичность, вулканическую деятельность, осадконакопление, катастрофические наводнения (включая Всемирный по-

топ). Отдельно рассмотрен вопрос развития во времени тектонических деформаций сжатия, ведущих к образованию складок, надвигов и шарьяжей.

Привлекают внимание и главы, обращенные к проблемам структурных особенностей Земли. Так, в главе 14 рассмотрена фрактальность коры и литосферы, имеющая прямое отношение к разломообразованию и блок-структурам; 15 — ринг-структурам и 16 — рифтогенным. В них читатель получает полное объективное представление ученого об исторических корнях возникновения и развития соответствующих явлений. Попутно обсуждаются такие принципиальные вопросы как «антисимметрия» (в т.ч. антиподальность) и упорядоченность структуры планеты Земля, импактные кратеры — астроблемы, мантийный диапиризм и другие, помогающие разобраться в сложной системе противоречивых взглядов на развитие и происхождение структур, характеризующих «Лик Земли».

В следующих главах (17 и 18) автор переходит к взаимосвязанным теоретическим исследованиям в области глубинных геологических процессов, открывающих путь к представлениям об изменениях объема Земли (глава 19). Проблемы, обсуждающие влияние космических процессов на развитие Земли автор настоящей рецензии коснется далее.

Возвращаясь к системе взглядов на глубинные процессы, привлекает внимание очень важное достижение современной геофизики об «... энергии глубинной гравитационной дифференциации, т.е. выделение тепла при перераспределении вещества Земли по плотности и при его химических и фазовых превращениях» (с. 271). При этом речь идет о «глубинных уровнях» — границах внешнего и внутреннего ядра, ядра и мантии, нижней и верхней мантии, а также — астеносферы и литосферы. Автор книги подчеркивает надежность систем взглядов о конвекционных течениях, их восходящих и нисходящих ветвях. Для автора рецензии важны ссылки В.Е.Хаина на работы В.П.Трубицина, что «... главное значение имеет расположение литосферных плит, в составе которых преобладают континенты с их мощной (до 200, если не 400 км) и сильной плавучей литосферой. Эти плиты, кстати сказать, благодаря своим глубоким корням движутся гораздо медленнее, чем океанские, а некоторые, например Африканская и Антарктическая, длительно сохраняют почти фиксированное (выделено мной, Л.К.) относительно глубинной мантии положение...» (с. 282), что переключается, по мнению автора рецензии, со взглядами неофиксистов.

В эпиграфе книги цитируется С.Моэм «...на свете есть мало такого, что можно утверждать с уверенностью...» (с. 7). Однако насквозь прослеживается твердая приверженность к идеям тектоники плит. Уже в главе 6 подробно исследуется как начало (1967—1968 гг.) этого планетарного учения, так и его эволюция. Для автора рецензии убедительно звучит утверждение, что тектоника плит в раннем протерозое состояла, прежде всего, в малом размере плит и соответственно в их большом числе (с. 70), что совпадает с геоблоковой концепцией, продвигающейся как самостоятельное учение с тех же 60-х годов (Л.И.Красный 1964, 1984 и др.). Полномасштабная тектоника плит охватывает поздний протерозой—фанерозой. Далее подробно рассматривается появление древнейших офиолитовых и первых вулканоплутонических поясов окраинно-континентального типа и островодужных магматитов.

Плитотектоническая эволюция Земли с образованием Пангеи О — первого суперконтинента в конце архея, затем

его распада во второй половине раннего протерозоя и воссоздание Пангеи I, существовавшей в первой половине среднего протерозоя, последовательно характеризуется в книге (с. 202—203). Затем, в позднем палеозое и раннем палеозое наблюдалась деструкция Пангеи с образованием суперконтинента Гондваны и континентов — кратонов Лавразии. В позднем палеозое—раннем мезозое возникла Пангея II. Поздний мезозой и кайнозой являлись распадом этой Пангеи и становлением современного плана разделения литосферы на крупные и мелкие плиты. Все это сопровождается обсуждением глубинных мантийных процессов, влияющих на изложенную систему взглядов на образование и распад Пангей с одновременным изменением расположения и размеров океанов.

Автор рецензии считает уместным привести часть таблицы из брошюры, посвященной памяти И.С.Грамберга* Принципиально важные тектоно-геодинамические концепции начала XXI столетия приведем ниже (Л.И.Красный. Эволюция тектонических идей от середины XIX столетия до современности. — С-Пб., 2003) :

Неофиксизм

Существует тесная связь приповерхностных структур с глубинными при определяющей роли в тектонических процессах *флюидной адвекции* (ФА). Крупные структуры тектоносферы заложены на стадии формирования планеты. Система линейментов и кольцевых структур предопределили ее деление на относительно жесткие блоки и ослабленные проницаемые зоны. ФА способствовала формированию рифтов и геосинклиналей. Горизонтальные перемещения континентов происходили со всей мантией. Они сохраняют расположение относительно друг друга в течение геологического времени

Планетарные структуры расширения, подчиненные поясам декомпрессии твердой оболочки Земли, выражаются системой рифтов. В них происходит раскрытие океана в процессе поднимающихся плюмов; над ними образуются сводовые поднятия (геотуморы). При базальтовых излияниях свод геотумора обрушивается. Мантийный аплифт локализуется в зоне дивергентного шва. Позднее отдельные бассейны оседания геотуморов образуют океан (по материалам изучения Средне-Атлантического хребта)

Неомобилизм

Учение о сложных горизонтальных взаимоперемещающихся относительно тонких и жестких литосферных плит движущихся под воздействием конвективных течений. С помощью палеодинамических реконструкций устанавливаются эпохи раскрытия и закрытия океанов. По характеру взаимодействия плит определяются границы: дивергентные, конвергентные и трансформные

Авторы и последователи

Н.И.Павленкова, К.Сторетвед, Е.М.Руднич, Б.А.Блюман, И.А.Рязанов, Г.Б.Удинцов и др.

Ю.Е.Погребницкий

Г.Хесс, О.Дитц, Дж.Морган, Кс.Ле Пишон, Дж.Т.Вильсон, Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин, О.Г.Сорохтин, А.П.Лисицин, А.С.Монин, С.В.Аплов и др.

Трансформация восходящих тепло-массопотоков в латеральные, при которых создается тектоническая расслоенность литосферы. Неоднородности во время тектонических импульсов образуют горизонтальные срывы поверхностных или глубинных литопластин

А.В.Пейве,
Ю.М.Пушаровский,
А.Л.Книппер,
С.В.Руженцев
и др.

Относясь с глубоким уважением к широко принятым теоретическим положениям тектоники плит, автор рецензии считает полезным привести свои представления о структуре Земли.

Первая основополагающая картина, представленная плиттектонистами, изображает современную структуру Земли с существующими сейсмическими поясами и мировой системой позднемезозойского—современного срединно-океанического суперподвижного «живого» пояса. Кроме крупных плит в схему попадают и «малые» Филиппинская, Наска и Кокос. Вскоре появились Иберийская, Аравийская, Охотская, Амурская, Северо- и Южно-Китайская и др. Так, Евразийская плита, о наличии которой автор рецензии не раз высказывал свое сомнение, во многом потеряла значение как целостная структура, то же произошло и с Тихоокеанской плитой. Появились плиты Фараллон, Кула и др. Блоковая делимость на основе эоцен—современный внутриплитный вулканизм показана на рис. 2 (В.Е.Хаин, с. 306).

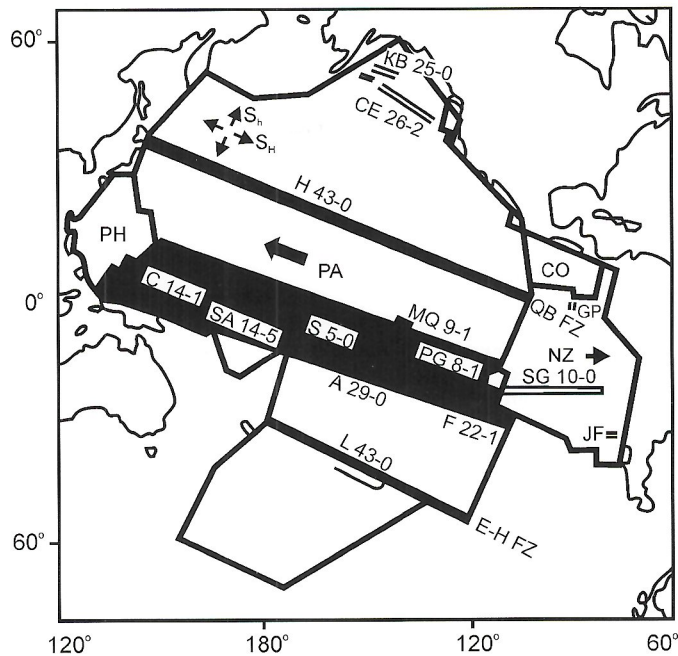


Рис. 2. Эоцен-современный внутриплитный механизм Тихоокеанского бассейна:

заштрихована — зона разломов; жирные стрелки — смещение плит по отношению к фиксированной Антарктической плите; плиты: PA — Тихоокеанская; C — Кокос; NZ — Наска; PH — Филиппинская; океанские острова и плато: А — Австралийские—Кука; С — Каролинские; CE — Кобб—Эйкельберг; F — Фаундейшн; Н — Гавайя; KB — Кодиак—Боуи; L — Луисвилл; MQ — Маркизские; PG — Питкейрн—Гамбье; S — Сосайети; SA — Самоа; SG — Сала—Гомес. Меркаторская проекция; цифры — возраст вулканических цепей, млн. лет

По-видимому, он следует вдоль крупных зон разломов, представляющих траектории, где средний максимальный горизонтальный скалывающий стресс (S) увеличен за счет взаимодействия плит на границах бассейна. Вулканизм в основном наблюдается там, где эти зоны пересекают смещающиеся к востоку области астеносферы, контаминированной эродированной (деламинарованной) континентальной мантией (Smith, Lewis, 1999).

С известным скепсисом следует относиться к переносу современных геолого-структурных обстановок на далекое прошлое. Так, нет уверенности, что глубоководные желоба (до 11 км!) и величайшие горные хребты (свыше 9 км) существовали в далекие времена, а не явились порождением современного этапа.

В одной из последних глав В.Е.Хаин определил влияние космических процессов на развитие Земли. Сюда он отнес взаимодействия Земли с Луной и Солнцем, а также влияние на нашу планету газопылевых скоплений, встречаемых ею в Солнечной системе на пути по галактической орбите. Со ссылкой на П.П.Паренаго в книге рассматривается проблема галактического и аномалистического года (с. 324—325). Весьма важна система взглядов, связанных с влиянием процессов, когда наша Земля находилась в крайних точках галактической орбиты — перигалактики и апогалактики.

Автор рецензии в ином ракурсе обсуждал проблему подобия делимости (дискретности) от Вселенной до микромира. Повторяющиеся в разных сферах решетчатые формы, существенно отличающиеся размерностью, обнаруживают сходные черты, что подчеркивает закономерность в их развитии. Всеобщая ячеистость от Вселенной до микромира с ее замкнутой поверхностью и объемом обусловлена существованием граничных систем. Как полагал М.А.Садовский, при выявлении блоковой структуры устанавливается изменение свойства среды на границе раздела. Главнейшие граничные элементы, вычлняющие ячеи при соответствующей делимости, приведены ниже:

Гига (ребра сот во Вселенной, по которым размещаются галактики)	Остывающий газ распадается на массы порядка масс галактик и на звезды внутри них
Мега	Границы плит в Мировом океане и сейсмические пояса на окраинах континентов и активных транзиталей. Большая часть тектонических процессов с интенсивным обменом энергией действует на границах между плитами
Макро	Межблоковые системы, характеризующие дисбаланс между соседними геоблоками.
Микро	Разломы разного типа, зоны повышенной трещиноватости (близповерхностные и скрытые), нередко обнаруживаемые геофизическими методами
Нано	Межкристаллические границы, зависящие от ориентировок соседних кристаллов

Ключ к затронутым проблемам следует искать в изучении свойств среды, в которой формируется соответствующая решетчатость. Сам процесс ее образования происходит в обстановке самоорганизации вещества, заполняющего «соты» во Вселенной, а на Земле различные «плиты» и «блоки». Эти структуры длительное время сохраняют свои формы, приобретенные в процессе эволюции. В дискретной обстановке природа воспроизводит общую картину *разномасштабной делимости*.

Все, что сказано в главе «Земля и космос: влияние космических процессов» (глава 20), а также в упомянутых разработках, автор рецензии и М.А.Садовский укладывает в термин «*космогеономия*».

В.Е.Хаин своим трудом стремился приблизиться «... к построению относительно достоверной геодинамической модели Земли» (с. 293). Как уже было сказано, по мнению автора рецензии его можно также назвать *Введение в теорию Земли*. Исходя из этого, попытаемся осмыслить в философском аспекте то, о чем говорится в книге.

Л.И.Красный в статье «О путях теоретических исследований в геологической науке» (материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». 1965. С. 7—10) писал: «Источник подъема геологических наук, с одной стороны, в проникновении в космос, откуда Земля изучается как целостный объект, а с другой стороны — в исследовании геофизическими методами глубочайших недр планеты. Кроме того, геологи и геофизики поверхность Земли стали воспринимать как единый взаимосвязанный объект, мысленно и «на ощупь» проникнув под океаническую (водную) оболочку...» (с. 8). Далее также были предложены разработки, полезные для теоретической геологии. Ниже с небольшим добавлением представлены общие положения, определяющие структурирование научных знаний, где в части I сформулирована последовательность логических обобщений научных знаний. Все изложенное в книге В.Е.Хаина позволяет систематизировать эти понятия. Такой труд принадлежит будущим исследователям.

I. Учение — объективное рассмотрение положений, разъясняющих соответствующие концепции	<p>Концепция — общий научный замысел, разъясняющий систему взглядов</p> <p>Гипотеза — научное предположение, выдвигаемое для какого-либо явления, процесса и требующее проверки</p> <p>Теория — логическое завершение системы обобщающих положений, проведенное с различных сторон</p>
II. По Л.И.Красному, 1965	<p>Правило — положение, выражающее определенное постоянное соотношение каких-либо явлений</p> <p>Принцип — исходное положение, основание системы, представляющее обобщение и распространение его на все явления той области, из которой данный принцип абстрагирован</p> <p>Закон — внутренняя, существенная часть явлений, обуславливающая их необходимое развитие. Выражает порядок причинной устойчивой связи между явлениями. По В.Е.Хаину и А.Г.Рябухину (1967): «...общие, необходимые и существенные связи между предметами и явлениями, обуславливающие их упорядоченное изменение» (с. 192).</p>

В дополнение автор книги указал, что возможна следующая схема, относящаяся к части II вывода, показывающего, что закон может базироваться более чем на одном принципе, а принципы могут основываться на двух и более правилах (рис. 3).

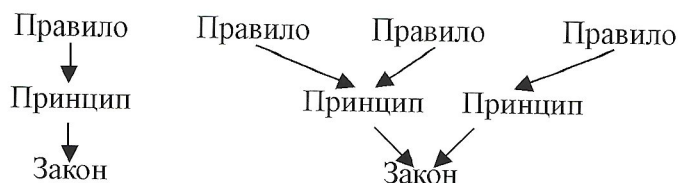


Рис. 3. Общая схема

Далее делается попытка систематизировать в этом аспекте ряд существенных положений с добавлением в нужных случаях представления автора рецензии. Так, на основе глав 9, 10 и 11 представляем схему глобальной событийности (рис. 4).

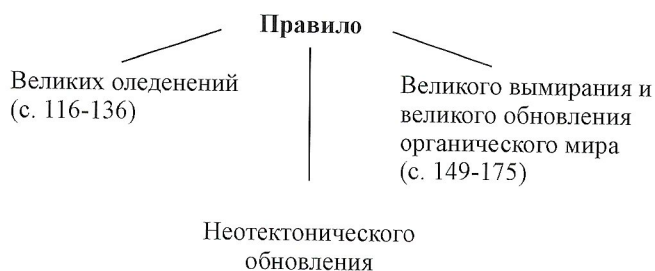


Рис. 4. Направленность и цикличность в эволюции Земли, создающаяся вследствие разнонаправленных факторов важнейшие геолого-исторические процессы с изменяющейся интенсивностью

Автор рецензии стремился показать, что с мезозоя, и особенно с кайнозоя и до современного времени происходили величайшие события, к которым принадлежат: мировая система срединно-океанических поясов, сверхглубокие желоба, величайшие горные вершины, мировая система сейсмических поясов, глобальная антиподальность, включающая молодость Северного Ледовитого океана и грандиозную ледовую шапку Антарктиды. Это Л.И.Красный отнес к «Правилу неотектонического обновления».

Изложенное показывает, что книга В.Е.Хаина настолько глубоко и всесторонне осветила процессы создавшие нашу планету и ее эволюцию, что появилось желание и возможность на основе ряда ее выводов систематизировать обозначаемые в ней проблемы в свете структурирования научных знаний. Некоторые возможные философские аспекты, следующие из книги В.Е.Хаина, приведены ниже:

Принцип	Правило
<p><i>Энергетического баланса Земли</i></p> <p>Суммарный эволюционный эффект преобразования вещества Земли глубинными и космическими процессами в системе активного воздействия геодинамических факторов (глава 17)</p>	<p>Гравитационный дифференциал</p> <p>Механическая энергия гравитации</p> <p>Остаточное тепло аккреции Земли</p>

Мантийной конвекции

Направленные течения мантийных масс, связанные с областями разогрева и охлаждения в термохимической неоднородной исходной среде

Диссиметрии*

Разделение Земли на противоположные по типам глубинные и близповерхностные оболочки, обособленные соответствующими геологическими, геофизическими и географическими средами*

Фидерности** (Feeder — питатель, подающий различные материалы)

Перемещение столбообразного, грибовидного мантийного вещества, обособленного от окружающей среды и обладающего повышенной температурой, пониженной плотностью и геохимическими особенностями

Многоярусность
Перестройка конвективных течений

Антиподальность
Распределение континентальных и водных масс
Приливно-ротационное воздействие

Надъядерный восходящий плюм
Астеносферный диапиризм

Подводя итоги этой части рецензии, целесообразно акцентировать внимание на следующем: «Развитие Земли в целом определяется алгебраическим суммированием двух главных составляющих. Первая монотонная компонента отражает направленно-поступательную эволюцию Земли, обусловленную ее охлаждением и потерей флюидов, она выражается, с одной стороны, в увеличении дифференцированности и сложности ее строения, а с другой, в снижении активности эндогенных процессов и соответственном возрастании относительно роли процессов экзогенных, к которым относится и роль живого вещества, и деятельность человека в частности. Вторая компонента является периодической и состоит из многопорядковых колебаний интенсивности различных геологических процессов отраженных в циклических изменениях геологической среды» (В.Е.Хаин, с. 208—209).

Все это, в определенном смысле, «Credo» автора книги, которое можно назвать «Принципом Хаина», а его две главные составляющие перевести в ранг «правил».

В заключение представляется логически обоснованным, что обилие нового мышления, наступившего в конце XX—начале XXI веков, выдвинуло и новые учения. В таком деле не чужды оказались и высказывания политических деятелей. Ниже (см. таблицу) на первом месте поставлено предложение автора книги, который последнюю главу 22 назвал «Неогеология — геология будущего». В данной таблице подведены итоги рассмотрения книги авторитетного в мире ученого, обобщившего новейшие данные геологии и смежных наук, значение которой сохранится на долгие годы. Естественно, что тираж этого труда (700 экз.) явно недостаточен.

* Этот принцип охватывает все планеты земной группы и различные элементы Вселенной; включает и их спутники, также прото- и палеообстановки.

** Л.И.Красный. Глубинные восходящие (фидерные) структуры и их мигрирования. — С-Пб., 2003.

Новые глобальные и суперглобальные учения, возникшие в начале XXI века

Автор	Учение	Источник
В.Е.Хаин	<i>Ноогеология</i> Планирование оптимального использования геологических условий природной среды. Стремление к ее сохранению и облагораживанию	Основные проблемы современной геологии. — М.: Научный мир, 2003. С. 342
А.Н.Яковлев	<i>Экоразвитие</i> Переход в масштабе всей планеты к принципиально новому этапу материального и духовного процесса цивилизации	Омут памяти (от П.А.Столыпина до В.В.Путина). Книга 2. — М. С. 202
Л.И.Красный	<i>Космогеономия</i> Наука, синтезирующая все ветви геологии во взаимодействии с космическим окружением	Система делимости — от Вселенной до микромира. Докл. АН. — М., 2002. Т. 383. № 6. С. 796—800

Строение земной коры вдоль сейсмического профиля КМПВ IV Ромитан—Дарбазатау

О.П.МОРДВИНЦЕВ (ОАО «Узбекгеофизика»)

Глубинное геологическое строение — базовый фундамент всей геологической науки, позволяющий нам правильное понимать и оценивать процессы и явления, происходящие не только в недрах земли, но и верхней части разреза коры. Это важно с практической точки зрения, так как именно здесь сосредоточены все доступные для человека (на современном техническом уровне) месторождения полезных ископаемых. Поэтому любая геолого-геофизическая информация, раздвигающая границы наших познаний в данном вопросе, попадает под пристальное внимание геологов. Особенно ценно, если в процессе исследований имеется возможность сравнивать различные крупные геолого-тектонические структурные единицы.

Сейсмический профиль КМПВ IV Ромитан—Дарбазатау, отработанный в конце 80-х годов XX в., расположен в пределах трех главнейших тектонических структур Среднеазиатского региона — Каракумо-Таджикский краевой массив, Южно-Тяньшаньская геосинклинально-складчатая система и Курамино-Ферганский срединный массив — и пересекает их в северо-западном направлении. Протяженность профиля 252 км, максимальное расстояние взрыв—прибор 180 км. Профиль вновь обработан в 1999—2000 гг. в ОАО «Узбекгеофизика» по усовершенствованной методике с целью получения качественных окончательных временных разрезов по различным типам волн (отраженные, преломленные). Сейсмогеологический разрез (см. рисунок, А) отличается большим количеством сейсмических границ различной протяженности и ориентировки в пространстве. Наклонные границы расположены преимущественно в верхней части земной коры до глубины 20 км (в отдельных случаях и глубже). Сейсмические границы более пологи и выдержаны по простиранию. Рассчитанные средние скорости (все вычисления выполнены Т.Д.Мамадалиевым) распространения продольных волн не всегда имеют тенденцию к постепенному увеличению с глубиной. Иногда эти закономерности нарушаются. Данный факт, на наш взгляд, можно объяснить присутствием в разрезе достаточно мощных геологических объектов, как с пониженными, так и повышенными скоростями.

По результатам анализа волновой картины на профиле по известным характерным признакам выявлена система разрывных нарушений, покрывающая густой сетью практически весь геологический разрез. Большинство разломов — коровые, т.е. не достигают поверхности Мохо, а загибаются в верхней или нижней коре. По характеру падения выделяются как субвертикальные, так и наклонные, отдельные нарушения переходят в листрические разломы. Нередко разрывные нарушения разграничивают области разреза с различным типом волновой картины.

Строение земной коры вдоль профиля по результатам геоплотностного и геомагнитного моделирования с использованием методики [2, 3], носит явно выраженный блоково-слоистый характер. Особенностью рассматриваемого разреза (см. рисунок, Б) — наличие гетерогенного фундамента с весьма существенными отличиями в возрасте. Для Каракумо-Таджикского краевого массива он дорифейский—нижнерифейский, в пределах Южно-Тяньшаньской

геосинклинали — герцинский, на Курамино-Ферганском срединном массиве — допалеозойский (нижнерифейский) [1]. Глубина его залегания для краевого массива 5—7 км, геосинклинальной системы — от 1,0 км до выходов на дневную поверхность (Нуратинские горы), на срединном массиве — 2—3 км. Отличительная черта верхней части разреза промежуточного структурного этажа на Каракумо-Таджикском массиве — выделение мощного гранитоидного интрузива, подошва которого фиксируется на отметках более 12 км. Батолиты в северной части незначительно перекрывают терригенные породы верхнего палеозоя и карбонаты. Мощность терригенно-осадочных пород существенно возрастает в передовом прогибе и достигает 6 км [4].

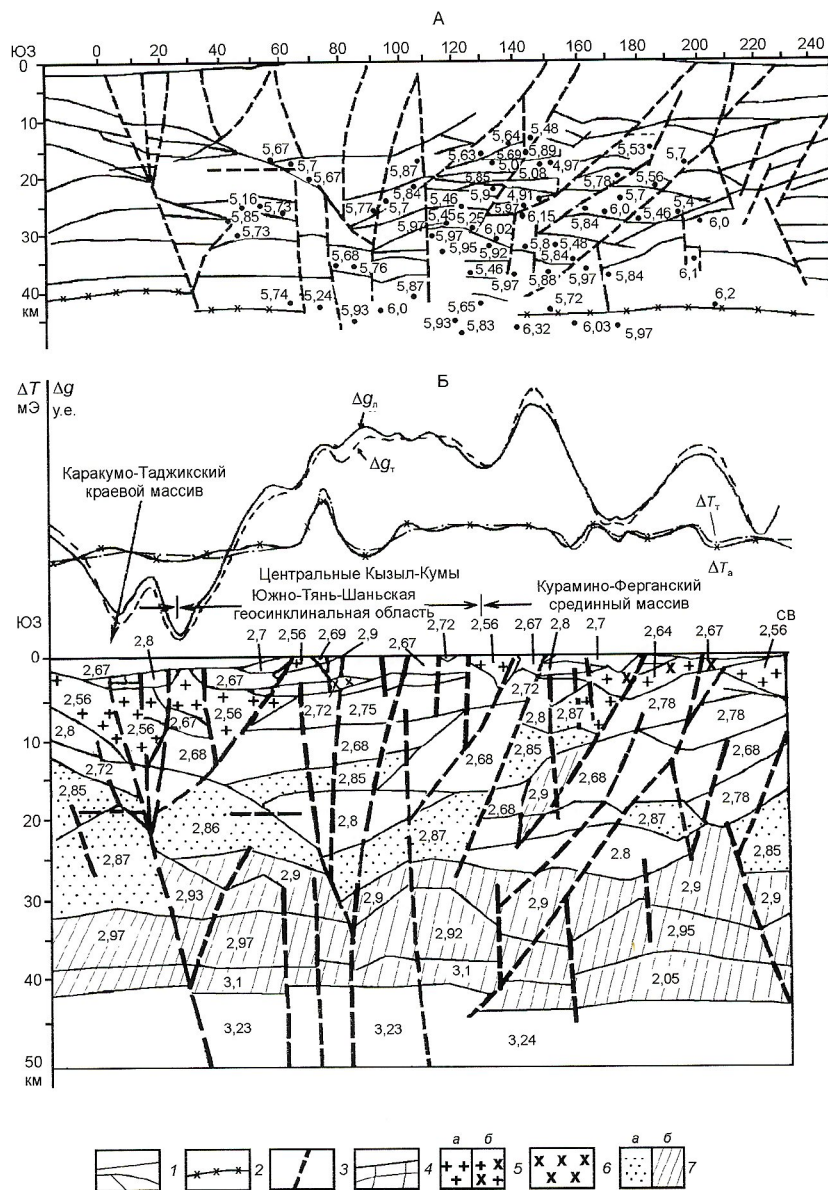
Строение фундамента Южно-Тяньшаньской геосинклинали отличается широким развитием осадочно-метаморфических комплексов, среди которых распространены карбонаты. Низы разреза сложены чаще всего до- или нижнепалеозойскими метаморфическими толщами.

Магматогенные породы представлены отдельными интрузивами преимущественно кислого состава, наиболее крупные из которых тяготеют к зонам глубинных разломов, ограничивающих геосинклиналь. Эффузивный магматизм представлен небольшими полями развития вулканогенно-терригенных пород с эффузивами среднего—основного составов и залегающих вблизи кровли фундамента.

Доюрские образования промежуточного структурного этажа Курамино-Ферганского срединного массива, прилегающего с севера к геосинклинальной системе, характеризуются интенсивным развитием магматогенных комплексов (как интрузивных, так и эффузивных, хотя первых несравненно больше), составляющих около половины объема всех пород данного этажа. В зоне, прилегающей к глубинному Кызылкумо-Южно-Ферганскому разлому, выделены отдельные тектонические пластины пород фундамента, залегающие в теле промежуточного структурного этажа.

Среди осадочно-метаморфических комплексов достаточно широко распространены карбонатные и терригенно-карбонатные толщи развитые в различных частях срединного массива и слагающие более половины его доюрской поверхности.

Строение глубоких горизонтов земной коры вдоль профиля выделяется явно выраженным блоковым характером, интенсивной раздробленностью, существенной дифференцированностью пород по физическим свойствам слагающих отдельные тела, объекты. Геометрия блоков очень разнообразна. Отличительная черта геологического разреза — присутствие в нем достаточно мощных зон разуплотнений, которым соответствуют также области пониженных скоростей, обособляющихся в один или два этажа. Выше поверхности Мохо выделяется переходная зона мощностью 2,5—6 км. Плотность ее изменяется от 3,05 до 3,1 г/см³; мощность увеличивается под жесткими массивами. Подошва переходных зон принимается за собственно поверхность Мохоревича, гипсометрический уровень которой находится между 40—43 км. Плотность верхней



Сейсмогеологический разрез земной коры (А) и комплексная геолого-геофизическая модель строения земной коры (Б) по профилю КМПВ IV Ромитан—Дарбазатау:

1 — границы сейсмических блоков; 2 — положение границы Мохо по результатам интерпретации; 3 — разрывные нарушения; 4 — блоки земной коры, полученные по результатам моделирования; интрузивные тела: 5 — кислого состава (а — граниты, б — гранодиориты), б — среднего состава; 7 — шкала плотности геологических блоков, г/см³: а — 2,85—2,90, б — 2,90—3,05; цифры на рис. А — рассчитанные средние скорости продольных волн, км/с; Б — графики гравитационного поля: Δg_n — локальная и Δg_t — теоретическая составляющие; графики магнитного поля: ΔT_a — аномального и ΔT_m — теоретическая кривая от модели; цифры — эффективная плотность геоблоков, г/см³

мантии возрастает в сторону геосинклинали системы (от 3,23 до 3,25 г/см³).

По результатам комплексной интерпретации выделено большое количество разрывных нарушений. Морфология их изменяется от субвертикальной до листрической. Большинство разломов имеют коровый характер, некоторые достигают Мохо (при этом амплитуда сбросов по поверхности Мохо лежит в пределах 1—2 км). Нередко разрывные нарушения образуют очень сложно построенные системы, где причудливо увязываются разломы, секущие различные тектонические структуры. При этом роль каждого из элементов, входящих в такую систему, еще предстоит выяснить.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаджанов Т.Л., Мордвицев О.П. Особенности строения земной коры Юго-Западного Узбекистана // *Geologiya va mineral resurslar*. 2001. № 4. С. 42—46.
2. Булах Е.Г., Левашов С.П. Построение геоплотностных моделей методом последовательного накопления аномальных масс. — Киев: Наукова Думка, 1987.
3. Мордвицев О.П. Строение домезозойских образований Амударьинской впадины. Статья 1. Методика комплексной интерпретации геофизических данных при изучении домезозойских образований Амударьинской впадины. — М., 1988. Деп. ВИЭМС.
4. Мордвицев О.П. Особенности тектонического строения домезозойских образований Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области // *Узбекский журнал нефти и газа*. 2002. № 2. С. 12—15.

Уважаемые коллеги!

Мои добрые пожелания редколлегии и редакции журнала «Отечественная геология».

Посылаю краткую заметку о возможной установке памятника в г. Санкт-Петербург Александру Петровичу Карпинскому — первому избранному президенту Российской Академии наук, выдающемуся геологу. По этому поводу имеется решение (документы прилагаю). Было бы полезно обсудить проект памятника в нашем журнале.

Установить памятник предполагается в начале 2007 г. к 160-летию А.П. Карпинского и 125-летию Геолкома ВСЕГЕИ. Место установки: набережная р. Нева (напротив Горного института).

По-моему, есть смысл опубликовать в журнале краткие сведения о А.П. Карпинском — великом геологе, трижды избранном Президенте Академии наук.

А.П. Карпинский родился в 1846 г. (Турьинский рудник, Урал), умер в 1936 г. (г. Санкт-Петербург). Похоронен в г. Москва на Красной площади у Кремлевской стены.

Александр Петрович Карпинский — крупнейший мировой ученый, много лет возглавлявший русскую геологическую школу, известный государственный деятель — оставил неизгладимый след в науках о Земле.

Научная деятельность А.П. Карпинского была многосторонней: классические работы по стратиграфии и тектонике, монографии по палеонтологии, исследования по петрографии, геологии и полезным ископаемым Урала. Он первый разработал метод тектонического анализа при помощи палеогеографических построений. Данные работы по Восточно-Европейской (Русской) платформе сохранили значение и до наших дней.

Приведу основные вехи его весьма плодотворной для России жизни:

1877 г. — избран профессором Горного института, где вел преподавательскую работу до 1896 г.;

1882 г. — старший геолог Геолкома;

1885 г. — директор Геолкома;

1896 г. — ординарный академик, представляющий русскую геологическую науку на Международных геологических конгрессах;

1899—1936 гг. — президент Минералогического общества;

1917 г. — *первый избранный президент Академии наук, трижды подряд избиравшийся на этот высокий пост и остававшийся в качестве президента до конца своих дней.*

Почти вся жизнь великого ученого прошла в г. Петербург—Петроград—Ленинград. С именем А.П. Карпинского в городе связано несколько памятных мест. Так, на Васильевском острове он прожил 77 лет, его имя носит Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ) — наследник Геологического комитета, созданного в 1882 г.

Три премии имени А.П. Карпинского учреждены: Российской Академией наук в 1946 г.; Фондом г. Гамбург (ФРГ) в 1977 г.; Правительством г. Санкт-Петербург и Санкт-Петербургским научным центром РАН в 2001 г.

Александр Петрович Карпинский был членом многих (свыше 20) иностранных Академий и научных обществ. Он являлся членом-корреспондентом РАН, лауреатом премий: Ленинской (1964 г.), Государственной РФ (1991 г.) и имени Карпинского (2001 г.).

Лев Исаакович Красный

**ОБ УВЕКОВЕЧЕНИИ ПАМЯТИ
ПРЕЗИДЕНТА АКАДЕМИИ НАУК Союза ССР
АКАДЕМИКА А.П.КАРПИНСКОГО**

Постановление Совета Народных Комиссаров Союза ССР

Признавая крупнейшие заслуги перед советской страной скончавшегося Президента Академии наук Союза ССР академика А.П.Карпинского — мирового ученого и одного из основоположников советской геологии, Совет Народных Комиссаров Союза ССР, в целях увековечения его памяти, постановляет:

1. Воздвигнуть на одной из площадей г.Москвы памятник А.П.Карпинскому.
2. Утвердить предложение Президиума Академии Союза ССР о присвоении имени А.П.Карпинского Геологическому музею Академии Наук.
3. Поручить Академии Наук Союза ССР издать сочинения А.П.Карпинского по геологии.
4. Сохранить мозг А.П.Карпинского в Институте Мозга в Москве.
5. Назначить персональные пенсии дочерям А.П.Карпинского: Толмачевой Евгении Александровне, Карпинской Татьяне Александровне, Нехорошевой Александре Александровне в размере 500 рублей в месяц каждой; внучке А.П.Карпинского Нехорошевой Александре, 16 лет, в размере 250 рублей в месяц до окончания ею образования.

Председатель Союза Народных Комиссаров Союза ССР
В.МОЛОТОВ

Управляющий Делами Совета Народных Комиссаров Союза ССР
И.МИРОШНИКОВ

Москва, Кремль. 17 июля 1936 г.

Sadovnik P.V.
Main outcome of exploration in respect to hydrocarbon minerals and underground water in 2004 and objectives for 2005

FUEL MINERAL RESOURCES

Sedykh A.K.
Some fundamental aspects of coal genesis in riftogenous structures

Pavlov A.V.
Coal presence, quality and resources of brown coal in Franz Josef Land

Cherevko N.K., Kovalyova O.V.
Hard bitumens of Voiskoye deposit

Dakhnova M.V., Gorshkov V.I., Ivlev A.A.
Model of H₂S generation and accumulation in deep-seated carbonate reservoirs.

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

Matveyeva E.V., Filippov V.P., Yablokova S.V., Ivanov N.M., Agibalov O.A., Kondratiev A.V.
Complex Ti-Zr placers of central Russian platform — reserve of gold mineral base

Kuleshevich L.V.
Gold potential of Yuzhno-Vygozersky Precambrian greenstone belt, Eastern Karelia

Zvezdov V.S.
Large and extra-large deposits of porphyry copper family within rank rows of reserves and grades

Shargorodsky B.M., Novikov I.M., Akseyonov S.A.
Mikheyevskoye porphyry copper deposit, Southern Urals 57

3 *Konev A.A., Koneva M.A.*
Genesis of apatite-perovskite and ilmenite-titanomagnetite mineralization in jacupirangites of Zadoy by deep hole core study data. 62

TOPICAL PROBLEMS OF GEOTECTONICS

Scherbakov A.S.
Foreword to the book by V.T.Frolov «Geoscience — a philosophical analysis» 70

Frolov V.T.
Introduction. Imperative motives. 72

Bakulin Yu.I.
Geological development of the Earth and geodynamic concepts 73

Thomson I.N.
Earth oceanization — an alternative to neomobilism 79

Mikhalev Yu.M.
Crisis of new global tectonics 81

Blyuman B.A.
Major conceptual geodynamic consequences of the Earth's nonuniformity 87

Goryainov P.M., Ivanyuk G.I.
Will synergy be helpful for plate tectonics «theory»? 93

Mordvintsev O.P.
Structure of the Earth's crust along KMPV IV Romitan—Darbazatau seismic profile 103

46 A letter to the editorial board. 111