

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2010

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ	
<i>Зайченко В.Ю.</i> Инновационная экономика в сфере недропользования России — стратегическая задача развития	3
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
<i>Азадалиев Дж.А., Бабаева Г.Дж., Гусейнова Э.Б.</i> Объемно-геохимическое моделирование Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Азербайджан)	9
<i>Копылов М.И.</i> Перспективы поисков золоторудных месторождений в Аллах-Юньской металлогенической зоне (Дальний Восток России)	23
<i>Дуракова А.Б., Павлов В.А., Кузнецов О.Б., Кузнецова В.Г., Лузин В.П.</i> Основные черты геологического строения и графитоносность юго-западного фрагмента Лапландской зоны гранулитов	33
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
<i>Салтыков В.Ф.</i> Стадийность среднеюрской седиментации в Поволжье	40
<i>Маслов А.В.</i> Литогеохимические особенности тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал) и модели геодинамического развития региона	48
ДИСКУССИИ	
<i>Зубков В.С.</i> Рудная минерализация в нефтидах	60
<i>Вартамян Г.С.</i> Эндодренаж Земли и глобальная геодинамика	66
<i>Кусов Б.Р.</i> Углеобразование. Новый взгляд на известные факты	76
<i>Воробьева С.В.</i> Проблема генетической связи рудных месторождений с вулканизмом, тектономагматической деятельностью и гидротермальными процессами	81
<i>Образцов А.И.</i> Новые идеи в геотектонике	89
<i>Образцов А.И.</i> Особенности месторождений биогенного генезиса .	96
<i>Образцов А.И.</i> О геохронологии и тектономагматических циклах .	100
Памяти Константина Александровича Клещева . . .	103

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 08.06.2010. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

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

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Инновационная экономика в сфере недропользования России — стратегическая задача развития

В.Ю.ЗАЙЧЕНКО (ГНЦ РФ ВНИИгеосистем: 117105, г.Москва, Варшавское шоссе, 8;
e-mail: vniigeosystem@geosys.ru)

Раскрыто содержание понятия «инновационная экономика», рассмотрены его признаки и особенности функционирования, а также использование применительно к сфере недропользования. Приведены рекомендации по ее реализации и пути развития.

Ключевые слова: Инновационная экономика, недропользование, инновации, интеллектуальная деятельность, знания, технологии, новшество, капитал, управление, конкуренция, венчурные фонды, кадры.

Innovative subsoil usage economy in Russia as a strategic goal of development

V.Yu.ZAICHENKO

Terminological aspect of the innovative economy notion is considered, along with its attributes and special features of functioning, as exemplified by subsoil usage. Recommendations are given on its realization, and possible scenarios discussed.

Key words: innovative economy, subsoil usage, innovation, intellectual activities, knowledge, technology, novelty, capital, management, competition, venture fund, personnel.

В конце XX в. человечество вступило в новую стадию своего развития — стадию построения *постиндустриального общества*, в которой главную роль играют информационные технологии и компьютеризированные системы, производственные инновационные технологии, инновационные системы, инновационная организация различных сфер деятельности и другие новаторские достижения.

Инновационная экономика — новая экономическая формация, которая приходит на смену индустриальной экономике. Это новый тип экономики, когда прирост внутреннего валового продукта (ВВП) создается за счет новых знаний, воплощенных в технике, технологиях и новых формах управления производством, а также за счет иных результатов интеллектуальной деятельности и других новшеств, направленных на достижение минимизации себестоимости продукции, сокращение доли ручного труда, снижение непроизводительных затрат времени, трудоемкости и материалоемкости продукции, повышение эффективности использования оборудования и конкурентоспособности производимой продукции. Эти показатели достигаются путем развития инновационной деятельности, являющейся основой инновационной экономики. В развитых странах 80—90% прироста ВВП приходится именно на долю новых знаний, которые воплощены в технике и технологиях.

Ход развития мировой экономики показывает, что только 7—8 из стран, вставших на путь рыночных

преобразований и развития инноваций, можно отнести в высокоразвитым, удерживающим первенство по макротехнологиям. На их долю приходится 92% мирового объема наукоемкой продукции (США — 39%, Япония — 30%, Германия — 16%, Китай — 6%) [6].

В 2010 г. по прогнозам экспертов, мировой рынок наукоемкой продукции составит 3,5 трлн.долл., из них 1,2 трлн.долл. приходится на информационные технологии [6]. Объем мировой торговли лицензиями на объекты интеллектуальной собственности ежегодно увеличивается на 12% при темпах роста мирового промышленного производства на 2,5—3% в год [9].

Уровень развития инновационной сферы (наука, наукоемкие отрасли, технологические центры) создает основу устойчивого экономического роста, поэтому формирование национальных инновационных систем (НИС) — главный фактор долгосрочного роста экономики.

Условиями успешного функционирования инновационной деятельности, кроме передовой науки и образования, по мнению ряда исследователей [4—7, 12 и др.], можно назвать следующие:

наличие конкурентоспособного сектора в виде крупных корпораций;

приоритет государственной политики в развитии образования, науки и технологий, создании благоприятных институциональных условий для инновационной деятельности;

интеграция в глобальную инновационную сферу.

Страна	ВВП, млрд.долл.	Доля			
		ВВП на одного занятого, тыс.долл.	расходов на НИОКР в % ВВП	наукоёмкой продукции в экспорте, %	в мировом экспорте информационного оборудования, %
США	9875	73,1	2,64	28,2	16,3
Китай	5135	7,2	1,00	16,7	4,6
Япония	3425	56,0	3,04	26,3	11,5
Германия	—	56,0	2,44	15,3	4,8
Великобритания	—	54,5	1,87	26,2	5,3
Италия	1410	56,5	1,04	7,9	1,1
Франция	—	56,5	2,17	19,4	3,4
Россия	—	18,0	1,01	3,1	0,2

Реализация этих условий в развитых странах позволяет производить ценные знания и информационные ресурсы для удовлетворения экономических, политических, социальных, научных и культурных потребностей государства. По сути, происходит становление нового производства, в котором наука становится его функцией и придает ему наукоёмкий характер.

Из таблицы видно, что наблюдается тесная зависимость роста ВВП и наукоёмкой продукции от доли расходов на научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы в общем объеме валового внутреннего продукта.

Таким образом, анализ современных тенденций развития экономики ведущих стран мира свидетельствует о том, что *инновационная экономика — это экономика общества, основанная на знаниях, инновациях, на доброжелательном восприятии новых идей, новых систем и технологий, новых машин и оборудования, на готовности их к практической реализации в сфере материального производства.*

Под влиянием научных и технологических знаний традиционные формы материального производства трансформируются и радикально изменяются. Однако, если не используются новые знания и инновации, то в инновационной экономике эти формы оказываются нежизнеспособными.

Состояние формирования инновационной экономики в России. По оценкам многих исследователей [4—7, 12 и др.] инновационная активность реального сектора экономики России достаточно низка. Так, только около 5% промышленных предприятий в России (в развитых странах 80—87%) разрабатывают и внедряют технологические инновации; расходы на инновации составляют 1,01%; используется только

8—10% инновационных идей и проектов (в Японии — 95%, США — 62%); из 500 запатентованных изобретений находит применение только одно [12].

По мнению экспертов, в настоящее время к основным российским макротехнологиям, которые могли бы составить конкуренцию иностранным, следует отнести космос, судостроение, ядерную энергетику, биотехнологию, микроэлектронику, специальное машиностроение [4].

Определение понятия инновационная деятельность впервые в России было дано в постановлении Правительства Российской Федерации от 24.06.1998 г. №832 «О Концепции инновационной политики Российской Федерации на 1998—2000 годы» в следующей формулировке: *«Инновационная деятельность — это процесс, направленный на реализацию результатов законченных научных исследований и разработок либо иных научно-технических достижений в новый или усовершенствованный продукт, реализуемый на рынке, в новый или усовершенствованный технологический процесс, используемый в практической деятельности, а также связанных с этим дополнительных научных исследований и разработок»* [8].

Следует обратить внимание на то, что законченные результаты научных исследований, а также разработки и другие научно-технические достижения должны быть реализованы на рынке, т.е. в производственной практике. Следовательно, все идеи и новшества необходимо реализовать в завершённой научно-технической продукции, пригодной для внедрения в производство, и только тогда они будут являться инновациями, обеспечивающими инновационную активность — обязательное условие инновационной экономики.

Постановление Правительства Российской Федерации [8] определило следующие основные направления государственной политики в области инновационной деятельности:

разработка и совершенствование нормативно-правового обеспечения инновационной деятельности;

создание системы комплексной поддержки инновационной деятельности, развития производства, повышения конкурентоспособности и экспорта наукоемкой продукции;

обеспечение процесса активизации инновационной деятельности, в котором необходимо участие не только органов государственного управления, коммерческих структур, финансово-кредитных учреждений, но и общественных организаций, как на федеральном, так и на региональном уровнях;

развитие инфраструктуры инновационного процесса;

развитие форм малого инновационного предпринимательства;

совершенствование конкурсной системы отбора инновационных проектов и программ;

использование технологий двойного назначения.

Дальнейшее совершенствование государственной политики в области развития инновационной деятельности в России было отражено в распоряжении Президента Российской Федерации от 30.03.2002 г. № ПР-576 «Основы политики Российской Федерации в области науки и технологий на период до 2010 года и дальнейшую перспективу» [9], в котором была определена национальная инновационная система, предусматривающая:

создание благоприятной экономической и правовой среды;

построение инновационной инфраструктуры;

совершенствование механизмов государственного содействия коммерциализации результатов научных исследований и экспериментальных разработок (пункт 19).

Установлено, что для ее реализации необходимо решение следующих основных задач:

1. Совершенствование механизмов взаимодействия между участниками инновационного процесса, включая организацию взаимодействия государственных научных организаций и государственных высших учебных заведений с промышленными предприятиями.

2. Проведение действенной экономической политики в отношении участников инновационного процесса, стимулирование внебюджетного финансирования, создание институциональных и правовых условий для развития венчурного инвестирования в наукоемкие проекты.

3. Создание и развитие объектов инновационной инфраструктуры, сети организаций по оказанию консалтинговых услуг в области инновационной деятельно-

сти, содействие созданию и развитию в научно-технической сфере малых инновационных предприятий, специальных бирж интеллектуальной собственности и научно-технических услуг (пункт 20).

Таким образом, можно констатировать, что **на государственном уровне определены пути и задачи развития инновационной деятельности в России, являющейся основой инновационной экономики.**

Однако, как следует из заявлений Президента Российской Федерации Д.А.Медведева, их реализация идет крайне медленно, что требует кардинального изменения отношения к этому направлению на всех уровнях управления, которое является стратегическим на путях развития экономики России.

По мнению многих исследователей [4—7, 12], основные признаки инновационной экономики заключаются в следующем:

любой индивидум, группа лиц, предприятия производят, формируют и используют на производстве новые технологии, материалы, машины, современные информационные системы, новые методы организации и управления для повышения его эффективности;

имеется развитая инфраструктура, обеспечивающая генерации новых идей, технологий, методов, способов и других инноваций, необходимых для поддержания научно-технического прогресса и инновационной деятельности в целях обеспечения устойчивого социально-экономического развития общества;

происходит воссоединение и расширение капитала участников инновационной деятельности различных сфер;

доброжелательно воспринимаются новые идеи, знания, технологии и другие инновации и проявляется готовность к их внедрению в производство на всех уровнях управления;

имеется налаженная система подготовки и переподготовки кадров для инновационной деятельности в конкретной сфере;

происходит развитие процесса ускоренной автоматизации и компьютеризации всех сфер производства и управления.

Неотъемлемыми атрибутами инновационной экономики являются: постоянное стремление к использованию новых идей, технологий, приемов управления производством на всех уровнях и других новшеств, обеспечивающих повышение его эффективности; совершенствование инфраструктуры создания и внедрения инноваций; слияние капитала организаций различных форм собственности при инновационной деятельности; подготовка и переподготовка кадров, способных воспринимать и использовать инновации в рыночных условиях; конкуренция новых идей, технологий, систем информатизации и автоматизации, приемов управления и другие нововведения, обеспечивающие эффективное решение социально-экономических задач.

Следует отметить, что переход на инновационный путь во всех странах мира неизбежен независимо от их социально-экономического развития. Недропользование — один из важнейших секторов экономики России. Использование минерально-сырьевого комплекса обеспечивает 60% налоговых поступлений и 70% валютных средств в казну государства. Этот сектор еще длительное время будет доминировать в нашей стране. Рассмотрение наличия предпосылок для перехода данной сферы на инновационную экономику — один из сложных, но важных вопросов на современном этапе развития глобальной экономики.

Предпосылки формирования инновационной экономики в сфере недропользования России. Рассмотрим эти предпосылки в последовательности изложенных признаков:

1. О готовности физических лиц, коллективов, организаций, органов управления сферой недропользования к переходу на инновационную экономику. Сферу недропользования следует подразделить на две области деятельности: геологическое изучение недр и использование результатов геологического изучения в промышленности. Рассматривать их следует отдельно исходя из состояния внедрения научных идей, технологий, способов и технических средств при решении поставленных задач и, прежде всего, в области геологического изучения недр, результативность которого — основа развития минерально-сырьевого комплекса страны в целом.

Необходимо отметить, что сам процесс геологического изучения недр является инновационным, т.к. при его реализации используются современные научные идеи и достижения наук о Земле, а также передовые геологоразведочные и информационные технологии познания недр. В связи с этим на всех уровнях геологоразведочного производства, начиная от рядовых специалистов и кончая сотрудниками органов управления, уже существует готовность и понимание необходимости перехода на инновационную экономику, но, по мнению автора, им недостаточно ясен механизм самого перехода, т.е. какие организационные меры следует реализовывать в процессе перехода на данную экономику. Для этого необходима разработка ряда нормативно-правовых и рекомендательных документов с целью их обучения. Готовность сотрудников сферы недропользования к переходу на инновационную экономику, будет достигнута только в том случае, если они будут убеждены в экономической и социальной эффективности ее использования, в связи с чем нужна большая подготовительная работа на всех уровнях управления в области геологического изучения недр.

К инновационному движению в сфере недропользования следует отнести и индивидуальное первооткрывательство месторождений полезных ископаемых, на долю которого приходится примерно 40% открытий новых месторождений [2, 3]. К сожалению, в настоя-

щее время из-за несовершенства нормативно-правовой базы это движение потеряло былую активность. Для его возрождения следует предпринять ряд организационно-правовых мер, позволяющих обеспечить интеллектуальную активность специалистов, занятых в области геологического изучения недр. Что касается готовности коллективов, организаций и органов управления сферой недропользования в целом, то она определяется уровнем научно-экономической подготовки специалистов, обеспечивающих реализацию инновационного развития на ключевых участках.

2. О наличии развитой инфраструктуры, обеспечивающей генерацию новых идей, технологий, методов, способов и других инноваций, необходимых для поддержания научно-технического прогресса на современном уровне. Геологическое изучение недр Российской Федерации — это та сфера, где исторически сложилась система научных организаций и коллективов, способных генерировать инновационные идеи, разрабатывать новые технологии и способы их практического применения, которые при тесной связи с геологоразведочным производством облегчают переход на инновационную экономику. Вместе с тем, существует проблема создания инноваций, пригодных для внедрения в геологоразведочное производство на базе многочисленных идей.

Анализ создания научно-технической продукции за счет средств федерального бюджета в сфере недропользования в предыдущие годы свидетельствует о том, что только 20% завершенных разработок соответствуют критериям инноваций, а большинство из них являются рекомендациями, которые хотя и содержат новизну, но не готовы к внедрению в качестве инноваций.

Таким образом, необходимо, прежде всего, научиться управлять поиском и созданием инноваций, пригодных для внедрения в геологоразведочное производство, а также определять их социально-экономическую эффективность как это требует инновационная экономика. Для этого следует установить, каким критериям должны соответствовать инновации, планируемые к созданию и внедрению в сфере недропользования и руководствоваться ими при отборе технических, технологических, нормативных, финансовых, управленческих и других новшеств, способных обеспечивать кардинальное повышение эффективности геологоразведочного производства [12].

Поиск инноваций, пригодных для внедрения, может облегчить анализ объектов интеллектуальной собственности (ОИС), созданных в сфере недропользования за последние годы, на предмет их эффективности использования при геологическом изучении недр, что позволит определить возможность их применения на производстве.

Следует отметить, что полного учета объектов интеллектуальной собственности в системе природо-

пользования, к сожалению, не существует. Поэтому, прежде всего, следует провести инвентаризацию научно-технической продукции и объектов интеллектуальной собственности, созданных за счет средств федерального бюджета, и установить наличие новшеств, отвечающих критериям инноваций.

Необходимо указать на отсутствие в инфраструктуре сферы недропользования опытно-конструкторских организаций, способных создавать и тиражировать высокоэффективные образцы буровой, геофизической, геохимической, лабораторно-аналитической и другой современной техники. Это не позволяет обеспечивать внедрение создаваемых прогрессивных технологий геологического изучения недр и неизбежно ведет к ориентации на зарубежные рынки.

Можно констатировать, что в настоящее время в сфере недропользования имеется односторонне развитая инфраструктура, обеспечивающая генерацию новых идей, прогрессивных технологий и новых информационных систем и других новшеств, которые при создании на их основе инноваций могут обеспечить переход на инновационную экономику. Однако такая инфраструктура подлежит корректировке и управлению с учетом ее технического развития, обеспечивающего функционирование инновационной экономики.

Весьма важный новый элемент инфраструктуры сферы недропользования — Ассоциация геологических организаций (АГО), образованная в 2007 г. с целью создания и совершенствования эффективной системы исследования недр, воспроизводства минерально-сырьевой базы России как основы социально-экономического ее развития и безопасности.

Ассоциация объединяет на добровольной основе ряд научно-исследовательских и геологоразведочных организаций различных форм собственности. Для достижения поставленных целей она имеет право согласно уставу осуществлять любую необходимую для этого деятельность в соответствии с законодательством Российской Федерации.

По мнению автора, Ассоциация геологических организаций могла бы стать *центром отбора, создания и подготовки для внедрения в производство инноваций для геологического изучения недр в сфере недропользования*, а также осуществлять контроль за их использованием, что способствовало бы переходу на инновационную экономику. Для этого необходимо разработать и утвердить соглашение между Ассоциацией геологических организаций и Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, в котором определить цели и задачи АГО в этой области, а также степень ответственности за их реализацию. Следует отметить, что в утвержденном уставе Ассоциации роль и ее задачи в инновационном процессе не отражены [10].

3. Воссоединение и расширение капитала участников инновационной деятельности различных

сфер. В настоящее время финансирование геологического изучения недр осуществляется из различных источников в зависимости от той или иной стадии или этапа геологоразведочных работ:

региональные исследования — из средств федерального бюджета;

поисково-оценочные геологоразведочные работы — за счет средств федерального бюджета Российской Федерации и недропользователей;

разведка выявленных месторождений полезных ископаемых — за счет средств недропользователей;

доразведка месторождений полезных ископаемых — за счет средств недропользователей;

эксплуатационная разведка месторождений полезных ископаемых — за счет средств недропользователей.

Геологоразведочные работы финансируются за счет различных источников как государственных, так и частных, поэтому их объединение для обеспечения активизации инновационного процесса последовательно на всех этапах геологоразведочных работ представляет достаточно сложную проблему. Один из путей решения данного вопроса — включение в Положение «О порядке лицензирования пользования недрами» специального пункта о выделении определенных объемов финансирования на эти цели и реализации его через лицензии, оформляемые Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации. Это решение должно быть утверждено Правительством Российской Федерации и тогда оно будет иметь обязательный характер. Могут быть и другие пути решения данного вопроса. Например, через Ассоциацию геологических организаций путем образования венчурных фондов. Следует отметить, что задача развития венчурного инвестирования инноваций предусмотрена в Постановлении Правительства Российской Федерации [8] в пункте 20 раздела: «Формирование национальной инновационной системы». Таким образом, пути объединения капитала с целью реализации инновационного процесса при геологическом изучении недр, подлежат изучению и разработке механизма его осуществления.

4. Доброжелательное восприятие новых идей, знаний, технологий и других инноваций к их внедрению в производство на всех уровнях управления. Эта особенность инновационной экономики не может быть обеспечена без личного восприятия специалистами различного ранга необходимости и полезности перехода на инновационную экономику. Безусловно, оно будет зависеть от принимаемых решений федеральными органами исполнительной власти, а также от убежденности работников отрасли в их эффективности.

Следует подчеркнуть тот факт, что при ранее действующей в сфере недропользования экономической системе, характерной чертой специалистов всех рангов всегда было доброжелательное отношение ко всему

новому, обеспечивающему эффективное решение геологических задач по изучению недр, поэтому выполнение этой задачи не представляет затруднения.

5. Наличие налаженной системы подготовки и переподготовки кадров для инновационной деятельности в сфере недропользования. Система подготовки кадров для геологического изучения и использования недр в Российской Федерации имеет многолетнюю историю и действует с достаточно большой эффективностью, но специальной подготовки по инновационной деятельности ее выпускники не имеют, что требует пересмотра программ обучения студентов, а также ранее подготовленных специалистов путем организации курсов переподготовки кадров при вузах страны.

6. Развитие процесса ускоренной автоматизации и компьютеризации сфер производства и управления. Этот вопрос следует рассматривать исходя из состояния автоматизации геологоразведочного производства и компьютеризации систем. Если компьютеризация информационных и управленческих систем в отрасли продвинута весьма значительно, то автоматизация производства происходит достаточно медленно по причине ликвидации опытно-конструкторских организаций, осуществляющих разработку новой геологоразведочной техники — буровой, геофизической, лабораторно-аналитической и др.

Учитывая, что внедрение новых технологий, методов и способов геологического изучения недр, неразрывно связано с новой техникой, то для решения вопросов автоматизации и компьютеризации производства в этой сфере, необходимо разработать и утвердить специальную программу развития технических средств, соответствующих инновационной деятельности. Для реализации данной программы необходимо выделить определенный объем финансирования, желательно из федерального бюджета, иначе переход сферы недропользования в части геологического изучения недр на инновационную экономику будет весьма проблематичным.

Подводя итоги рассмотрения предпосылок формирования инновационной экономики в сфере недропользования Российской Федерации можно сделать следующие выводы:

1. Принятая государственная политика в России обеспечивает активизацию инновационной деятельности, что в перспективе позволит осуществить переход ее ведущих отраслей на инновационную экономику.

2. Сфера недропользования Российской Федерации по ряду признаков имеет достаточно высокую готовность для перехода на инновационную экономику.

3. Оценка готовности сферы недропользования в части использования результатов геологического изучения недр промышленностью подлежит дополнительному рассмотрению с учетом ее специфики и нормативных положений законодательства Российской Федерации.

4. Для перехода на инновационную экономику сферы недропользования необходимо разработать специальную программу, которая позволит обеспечить постепенный переход на этот вид экономики, который уже реализуется во всех высокоразвитых странах мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бендиков М.А., Фролов И.Э. Рынки высокотехнологичной продукции: тенденции и перспективы развития // Маркетинг в России и за рубежом. 2001. № 2.
2. Зайченко В.Ю. Интеллектуальная собственность и недропользование. —М., Геоинформмарк, 2004.
3. Зайченко В.Ю. Первооткрывательство месторождений полезных ископаемых и гражданское право в России // Горный журнал. 2009. № 3. С. 110—116.
4. Иванова Н.И. Инновационная экономика России в глобальном контексте // Передовые технологии России. 2004.
5. Исмаилов Т.А., Гамидов Г.С. Инновационная экономика — стратегическое направление развития России в XXI веке // Инновации. 2003. № 1. С. 32—44.
6. Лукьянов Ф.И. Неевропейская Россия // Россия в глобальной политике. 2004.
7. Мартынюк Е.А. Прикладные проблемы формирования инновационной экономики России // Проблемы предпринимательства в экономике России. Межвузовский сб. науч. тр. 2005. Вып. 8. С. 117—127.
8. Постановление Правительства Российской Федерации от 24.06.1998 г. № 832 «О Концепции инновационной политики Российской Федерации на 1998—2000 годы».
9. Распоряжение Президента Российской Федерации от 30 марта 2002 г. № ПР-576 «Основы политики Российской Федерации в области науки и технологий на период до 2010 года и дальнейшую перспективу».
10. Устав Ассоциации геологических организаций. —М., 2007.
11. Федоров Е. Рынок интеллекта, как обеспечить спрос экономики на инновации // Российская газета от 13 января 2010 г. № 3.
12. Фомичев Ю.А. Интеллектуальная собственность: правовая защита, управление, коммерциализация // Человек и труд. 2004. № 3. С. 87—99.

Объемно-геохимическое моделирование Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Азербайджан)

Дж.А.АЗАДАЛИЕВ, Г.Дж.БАБАЕВА, Э.Б.ГУСЕЙНОВА (Институт геологии Национальной Академии Наук Азербайджана; AZ1143, г.Баку, пр.Г.Джавида, 24А; e-mail: gia@azdata.net)

На базе количественно-спектральных анализов огромного кернового материала методом автоматизированного картирования составлены объемно-геохимическая модель Гарадагского месторождения, серии крупномасштабных погоризонтных геохимических карт и профилей-срезов, отражающих количественное распределение и распространение меди, молибдена и их индикаторных элементов в трехмерном пространстве, позволяющих выделить промышленные и сопряженные аномалии, на основе которых дан локальный прогноз на фланги и глубину.

Ключевые слова: объемно-геохимическая модель, Гарадагское месторождение, медно-порфировое оруденение, распределение, главные металлы, индикаторные элементы.

Three-dimensional geochemical modeling of Garadag Cu-porphyry deposit, Azerbaijan

J.A.AZADALIYEV, G.D.BABAYEVA, E.B.GUSEINOVA

On the base of quantitative-spectral analyses of huge core material by a method of the automated mapping there have been created volume-geochemical model of the Garadag field, series of large-scale horizon geochemical maps and profiles-shears reflecting quantitative distribution and dissemination of Cu, Mo and their indicator elements in 3D space, enabling to identify commercial and conjugate anomalies, on the base of which there has been conducted local prediction of flanges and depth.

Key words: volume-geochemical model, the Garadag field, copper-porphyry mineralization, distribution, main metals, indicator metals.

Осуществлен системный подход к комплексному изучению Гарадагского месторождения и установлена генетическая связь его с малыми интрузиями кварцево-диорит-порфирового состава позднеюрско-раннемелового возраста. На базе 1115 количественно-спектральных анализов 2680 проб из керновых материалов 80 скважин на 26 химических элементов по специальной программе автоматизированного картирования на ЭВМ впервые в республике на примере эталонного Гарадагского месторождения разработана оригинальная объемно-геохимическая модель в трехмерном пространстве, составлены моно- и полиэлементные геохимические карты 38 погоризонтных сечений через 12 м на 10 элементов (380 геохимических карт-срезом) площадью 2500 1500 м² и серии крупномасштабных погоризонтных геохимических карт и профилей-срезом отражающих количественное распределение и распространение главных металлов (Cu, Mo) и сопровождающих их индикаторов (Sr, Sc, Co, Ni, Ba, Y, Ag), позволяющих выделить промышленные и сопряженные аномалии и на их основе дать локальный прогноз на фланги и глубину. При этом важную роль играют геохимические ореолы или положительные геохимические аномалии главных металлов и сопутствующих им инди-

каторных элементов, которые, являясь одной из методических основ геохимических поисков, могут быть использованы в качестве прямых поисковых признаков медно-порфирового оруденения. Объемно-геохимическая модель Гарадагского месторождения, серии геохимических карт и профилей-срезом позволили выявить ряд промышленных и сопряженных аномалий Cu и Mo, наглядно отражающих морфологию рудных тел. По существу, переход к скрытым медно-порфировым рудам лежит через высокие первичные геохимические аномалии Cu и Mo. Гарадагское месторождение характеризуется также и явно выраженной зоной гипергенеза.

Краткая историко-геологическая справка. Малый Кавказ характеризуется мощными проявлениями вулканоплутонического магматизма мезо-кайнозоя, оказавшегося перспективным на различные рудные формации. Медно-порфировое оруденение, генетически связанное с интрузиями кайнозоя в регионе, было известно давно в Мисхана-Зангезурской и Гейча-Акеринской структурно-формационных зонах (СФЗ), тогда как в северо-восточной части Малого Кавказа (Лок-Гарабагская СФЗ), которая связана с мезозойским магматизмом, какие-либо медно-порфировые объекты не были известны; более того су-

ществовало устоявшееся ложное представление о «бесперспективности» мезозойского магматизма на медно-порфировое оруденение. Однако в 60—70 годах XX в. геологами Азербайджана (Г.И.Алиев, Д.М.Ахмедов, Г.Г.Мехтиев, А.М.Агакишиев, С.М.Микаилов, А.А.Эфендиев и др.) доказана ошибочность подобных представлений, так как в Гедабейском (Гарадагское, Хархарское, Джагирчайское и др.) Гарабагском (Мехманинское, Демирлинское, Агдеринское, Джанятагское, Гюльятагское, Бойахматлинское и др.) и Муровдагском (Гашгачайское и др.) рудных районах был открыт новый для северо-восточной части Малого Кавказа промышленно-генетический тип месторождений медно-порфировых руд.

Выявленные новые медно-порфировые месторождения Гарадаг-Джагирчай-Хархарского рудого поля, связанные с малыми интрузиями, штоками и мощными дайками кварцево-диоритовых порфиров, кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров позднеюрско-раннемелового возраста, являются как бы особыми фациями или фазами интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой формации (Лок-Гарабагская СФЗ) базальтоидной магмы, внедрившейся в позднеюрско-раннемеловое время в тела интрузивных массивов среднеюрского Атабейского интрузива.

Характерные особенности медно-порфирового оруденения. Большое разнообразие медно-порфировых месторождений в земной коре позволяет выделить ряд общих черт, главные из которых — приуроченность к вулканогенным областям и генетическая связь с порфировидными интрузивами, инфильтрационно-метасоматический механизм рудоотложения и наличие своеобразной рудно-метасоматической зональности, характер оруденения (вкрапленный, прожилково-вкрапленный и вкрапленно-прожилковый) Cu или Mo (с переменным превалированием), штоково-верховая морфология рудных тел, более или менее комплексный состав руд, нередко наличие различной мощности зон окисления и вторичного сульфидного обогащения и др. Между тем преобладание того или другого главного металла (Cu или Mo) в составе руд в зависимости от петрохимии материнских порфировых интрузивов, характера рудоносных метасоматитов и их геохимических особенностей оказывается различным на месторождениях различных геодинамических обстановок и разных стадий тектономагматического развития региона. В литературе довольно широко обсуждаются модели [1, 2, 9—13] различного характера, в основе которых лежит тектономагматическая позиция порфировых месторождений медного профиля. Хотя, по выражению Л.Н.Овчинникова, модель и оригинал не тождественны, а лишь сходны. Тем не менее, по мнению Е.А.Козловского и А.И.Кривцова [9], любое моделирование рудных месторождений как приоритетное направление, несомненно, принадлежит к разряду прогрессивных и

весьма перспективных исследований со значительными теоретическими и прикладными следствиями.

В составе руд медно-порфировых месторождений и рудопроявлений геосинклинального режима Малого Кавказа существенно преобладает Cu с незначительной концентрацией Mo , что, по всей вероятности, обусловлено эволюцией в юрское время известково-щелочного базальтоидного магматизма фемического профиля, которая от ранней до позднегеосинклинальной стадии характеризуется постепенным повышением кремнекислотности и калийности магматических серий, причем K_2O никогда не превышает Na_2O . Расчленение месторождений по соотношению главных металлов обычно на медный, молибденово-медный и медно-молибденовый (или молибденовый) промышленно-генетические типы руд по сути оказывается закономерным и соответствует естественно-природной дифференциации вещества, имея под собой строго теоретический принцип, в основе которого лежат геодинамический режим и этапы тектономагматического развития. Почти к аналогичному заключению пришли И.Г.Павлова [12, 13], Г.А.Твалчрелидзе [17], а вслед за ними Дж.А.Азадалиев [1].

Г.А.Твалчрелидзе [17] подразделяет эту рудную формацию на три тектономагматических генетических типа: позднегеосинклинальный, орогенный и областей тектономагматической активизации. При этом вопрос об установлении источника рудного вещества приобретает важное значение и традиционно считается одним из актуальных в теории рудообразования. Широко обсуждался он в литературе, на конференциях и совещаниях, нередко отмечалась его исключительная сложность. Однако обширные геолого-геохимические материалы, накопленные к настоящему времени, позволяют дифференцированно подойти к решению рассматриваемой проблемы. Главным источником Cu , особенно Mo , вероятнее всего, следует считать позднегеосинклинальную магматическую систему. Генетико-пространственная связь молибденитсодержащего медно-порфирового оруденения в Гедабейском рудном районе с интрузией умеренно кислой магмы, возможно, обусловлена тем, что в процессе ее кристаллизации создались оптимальные условия для заметной концентрации Cu в остаточном флюиде. Это можно рассматривать как показатель возможной рудогенерирующей способности магмы умеренно-кислого состава. Для нее, как справедливо отмечает В.С.Попов [14], характерны высокие содержания Cu и тех летучих компонентов, соединяясь с которыми и растворяясь в них, этот металл приобретает способность накапливаться в постмагматических растворах и образовывать скопления руд. Вместе с тем, максимальные содержания Cu обычно свойственны магме основного состава, но бедность ее флюидами, по-видимому, приводит или к рассеиванию этого металла при затвердевании расплава, или к формированию магматических месторождений.

Однако для молибден-порфировых месторождений орогенного этапа характерны несколько иные тектономагматические условия и соответствующий состав магмы. Так, концентрация Мо в порфировых рудах, как правило, возрастает по мере увеличения кремнекислотности и калийности материнского магматического расплава на орогенном этапе. Причем оптимальные условия для гидротермально-метасоматической концентрации Мо создаются в генетической связи с гидротермальной деятельностью интрузии гранитоидов более кремнекислых и высококалийных, чем тех, с гидротермами которых связаны порфировые месторождения Cu с Мо, или без Мо. Очевидно поэтому тенденция к преимущественному развитию молибден-порфировых руд (с Cu или без нее) в связи с высококремнекислыми и высококалийными магматическими ассоциациями орогенной стадии выражена отчетливее, чем в связи с умеренно-кислым магматизмом позднегеосинклинальной стадии. Тем не менее, по мнению Г.А.Твалчрелидзе [17], промышленные молибден-порфировые месторождения, подобно медно-порфировым, тяготеют к андезитовидным зонам. Подчеркивая зависимость содержаний Cu и Мо, а так же и запасов порфировых месторождений от концентрации их в магматическом расплаве, В.С.Попов [14] отмечает, что во многих случаях значения содержаний этих металлов в расплавах могут существенно расходиться с оценками концентраций в породах интрузивов. По мнению И.Д.Рябчикова [15], соотношения летучестей кислорода и серы, температуры и содержания воды в гранитоидных расплавах таковы, что исключают образование сульфидов Cu и Мо на магматической стадии формирования интрузивных тел, что способствует накоплению указанных металлов в постмагматических гидротермальных растворах и определяется существенно медный состав руд рассматриваемых медно-порфировых объектов (Cu:Мо 320:1).

Принципы и фактические основы построения объемно-геохимической модели Гарадагского месторождения медно-порфировых руд и вытекающие из нее закономерности распределения и распространения главных рудогенных элементов (Cu, Mo) и сопровождающих их индикаторных элементов (Ag, Pb, Co, Ni, Sc, Y, Ba, Sr). В данном разделе рассмотрены вопросы разработки объемно-геохимического моделирования и вытекающие из него геохимические закономерности распределения и распространения главных металлов и их индикаторных элементов на Гарадагском месторождении медно-порфировых руд, расположенном в 1,0—1,5 км от села Чардахлы.

Разработка объемно-геохимической модели медно-порфировой формации на примере эталонного Гарадагского месторождения гидротермально-метасоматического происхождения позднегеосинклинального режима развития Малого Кавказа вместе с ком-

плексом традиционных структурно-магматических, геолого-генетических, гидротермально-метасоматических и других факторов формирования и размещения месторождений и проявлений медно-порфировых руд преследует цель установления геохимических, минералого-метасоматических и геолого-генетических критериев прямого поиска и прогноза скрытых медно-порфировых руд в аналогичных условиях, что актуально во все времена. Медно-порфировые месторождения — важнейшие источники добычи Cu и Мо при их сравнительно невысоком содержании (0,3—0,8% Cu и 0,005—0,05% Мо), а также благородных металлов, ряда редких и рассеянных элементов [1].

Установление геохимических закономерностей распространения и распределения в рудных штокверках и оруденелых метасоматитах главных металлов и их индикаторных элементов и изучение их геохимического поведения в процессе медно-порфирового рудообразования в Гарадагском месторождении представляет значительную научно-прикладную значимость. В этом, несомненно, немаловажную роль играет выявление и изучение геохимических ореолов (полей) локальных аномалий главных рудогенных металлов Cu и Мо (рис. 1) и сопровождающих их индикаторных элементов — Ag, Pb, Co, Ni, Sc, Y, Ba, Sr. В верхней части рис. 1 римскими цифрами обозначены продольные и поперечные профили, на которых арабскими цифрами даны скважины, пробуренные на месторождении; сплошными линиями околтурены перспективные площади на Cu и Мо, а пунктирными — вторичные ореолы этих металлов.

Среди аномалий первичные ореолы, занимая особое положение, ближе размещаются к рудным телам и как бы являются первоисточниками обширной достоверной информации. Первичные ореолы главных металлов, отчетливо фиксируя рудные тела и существенно превосходя их по размерам, могут служить признаком наличия аналогичных рудных тел. По существу, переход от положительных геохимических аномалий к рудным телам лежит через первичные геохимические поля. С целью обеспечения полноты и достоверности намечаемых исследований, разработке объемно-геохимической модели Гарадагского месторождения предшествовал комплекс минералого-геохимических данных, полученных прецизионными аналитическими методами. Кроме оптико-микроскопической характеристики минералов выполнено 16 рентгенометрических и 5 термических анализов мономинералов, количественно-спектральным анализом изучен вещественный состав 50 мономинералов на 45 элементов, методами гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в минералах выполнено 30 термобарогеохимических определений в лабораториях Новосибирска, Москвы и Киева [1, 5, 6].

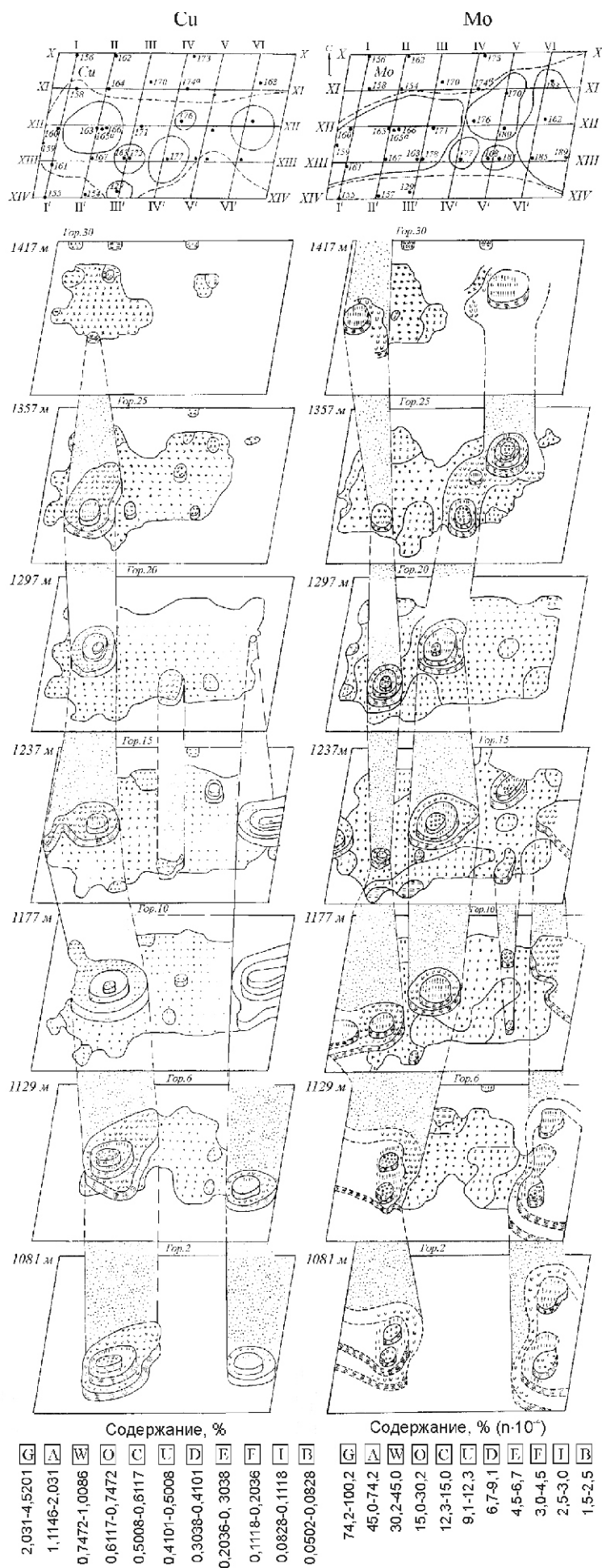


Рис. 1. Объемно-геохимическая модель содержаний меди и молибдена Гараагачского месторождения

Разработка объемно-геохимической модели Гарадагского месторождения медно-порфировых руд базировалась на громадном количестве фактического материала, который отобран из кернов 80 буровых скважин глубиной 150—450 м, заложенных сетью 200 200 м² с вертикальной составляющей 380 м на площади 2500 1500 м² с различными эрозионными срезами местности, частично из штольни (1000 пог.м). Особое внимание было обращено на комплексность изучения оруденелых метасоматитов и исследователи творчески подошли к методике геохимического опробования кернов, т.е. пробы отбирались из кернов методом пунктирной борозды с интервалами 1—5 м в зависимости от интенсивности метасоматической проработки исходных пород. Это позволило проследить примерно истинную картину поведения главных рудогенных элементов (Cu и Mo) и их индикаторных спутников (Ag, Pb, Co, Ni, Y, Ba, Sr, Sc и др.), первичные ореолы которых возникли в результате гидротермально-метасоматического рудоотложения, отчетливо фиксируя рудные тела и существенно превосходя их по размерам. Подобное может указывать на наличие скрытых тел медно-порфировых руд.

Таким образом, опробованы керны 80 скважин в общей сложности около 24 000 пог.м., из которых отобрано 2680 «геохимических» проб и образцов из оруденелых метасоматитов. В частности, были подвергнуты количественно-спектральным анализам 2680 «геохимических» проб оруденелых метасоматитов, а также слабоизмененных пород на 26 редких и рассеянных элементов (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, V, Cr, Mn, Be, Zr, Y, Yb, Ga, Sc, Ba, Sr) и породообразующих (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, K, Na) на ДСС-8-1, атомно-абсорбционному анализу на AASIN — 420 проб на 6 металлов (Cu, Mo, Pb, Zn, Co, Ni), описание и обобщение прозрачных шлифов (3970 шт.) производилось Дж.А.Азадалиевым и по его просьбе в свое время полированные шлифы (395 шт.) изучены в ИГЕМ (г.Москва) Е.К.Ланге и контролировалось М.Г.Добровольской, за что авторы выражают свою признательность. Абсолютный возраст (135—137 млн.лет) малых интрузивов, штоков и даек кварцевых диорит-порфиров, с которыми генетически (или парагенетически) связано медно-порфировое оруденение, определен калий-аргоновым методом О.Д.Багирбековой [1].

Рудообразующие процессы и вызванные ими сочетания химических элементов металлов и неметаллов, участвующих в процессах медно-порфирового рудообразования, в минералах руд и оруденелых метасоматитах строго закономерны и поэтому можно говорить о закономерных и типоморфных геохимических ассоциациях химических элементов. Группы связанных между собой во времени и в пространстве аналогичных ассоциаций элементов, отвечающих определенным физико-химическим условиям процессов,

можно рассматривать как природную геохимическую систему, так как при объемно-геохимическом моделировании Гарадагского месторождения медно-порфировых руд за основу разработки авторами принято выделение геохимической или геолого-геохимической природной системы, в пределах которой установлены и изображены на площади и в трехмерном пространстве закономерные ассоциации химических элементов. С этой целью была применена разработанная в Вычислительном Центре Иркутского государственного университета автоматизированная система обработки аналитических информации, реализующая методы построения карт распределения химических элементов и их ассоциаций на площади и в трехмерном пространстве.

Теоретическую основу построения карт распространения и распределения химических элементов составляет понятие геохимического поля. Определение геохимического поля впервые дано А.Е.Ферсманом — это «геохимически однородная область, характеризующаяся временно-пространственным накоплением какой-либо группы или ассоциации химических элементов». Л.В.Таусон [16] считает, что единое геохимическое поле состоит из отдельных полей рассеяния и концентрирования. Задача математической обработки заключается в выделении и анализе полей концентрирования на фоне полей рассеяния и базируется на понятиях геохимического поля местного геохимического фона как меры рассеяния и концентрирования элементов, ассоциациях химических элементов, понятиях парагенезиса элементов и парагенезисе как закона парагенезиса. Метод многомерных полей состоит из комплекса алгоритмов, рассчитанных на решении взаимосвязанных задач: автоматическая классификация, построение моноэлементных карт и многомерного поля в 2- и 3-мерном пространстве или на площади и в объеме.

Построение основано на выделении природных геохимических ассоциаций способом автоматической классификации и, следовательно, каждая проба оказывается отнесенной к одному из классов. Система классов формируется на основе геохимических данных без привлечения априорных сведений и допущений как геологического, так и математического характера. Полученные карты распределения ассоциаций элементов являются статистически-геохимическими моделями. Необходимое условие — переход от этих моделей к построению генетических моделей, описывающих историю миграции и концентрации химических элементов в пространстве и во времени.

Создание моделей образования природных геохимических систем основывается на свойствах химических элементов, предопределяющих их поведение в конкретных процессах и средах. Вместе с тем при геохимических и металлогенических исследованиях важно выявление геохимической и рудно-метасома-

Фон, средние содержания и коэффициенты контрастности химических элементов (Cu и Mo, Ag и Pb, Co и Ni, Sc и Y, Ba и Sr) на Гарадагском месторождении

Средние содержа- ния	$X_{\min}—X_{\max}$	K_k	n	$V, \%$	$X_{\min}—X_{\max}$	K_k	n	$V, \%$
	Cu				Mo			
Ф	0,0025—0,0500	0,05—1,00	47	4,22	0,00005—0,00015	0,33—1,00	355	31,84
В	0,0502—0,0828	1,00—1,66	54	4,84	0,00015—0,00025	1,00—1,66	160	14,35
I	0,0828—0,1118	1,66—2,24	93	8,34	0,00025—0,00030	1,66—2,00	77	6,90
F	0,1118—0,2036	2,24—4,08	211	18,92	0,00030—0,00045	2,00—3,00	110	9,87
E	0,2036—0,3038	4,08—6,08	186	16,68	0,00045—0,00067	3,00—4,46	96	861
D	0,3038—0,4101	6,08—8,20	223	20,00	0,00067—0,00091	4,46—6,06	53	4,75
U	0,4101—0,5008	8,20—10,02	185	16,60	0,00091—0,00123	6,06—8,20	63	5,65
C	0,5008—0,6117	10,02—12,23	61	5,47	0,00123—0,00150	8,20—10,00	18	1,62
O	0,6117—0,7472	12,23—14,94	14	1,25	0,00150—0,00302	10,00—20,13	105	9,41
W	0,7472—1,0086	14,94—20,17	23	2,07	0,00302—0,00450	20,13—30,00	30	2,69
A	1,1146—2,0310	22,29—40,62	11	0,98	0,00450—0,00742	30,00—49,96	33	2,96
G	2,0310—4,5201	40,62—90,40	7	0,63	0,00742—0,01002	49,96—66,8	15	1,35
	$X_{\max}$ 4,33		1115	100,0	$X_{\max}$ 0,0098		1115	100,0
	$X_{\min}$ 0,0025				$X_{\min}$ 0,00005			
	$\bar{X}$ 0,3224				$\bar{X}$ 0,0009			
	S^2 0,2931				S^2 0,0015			
	Ag				Pb			
Ф	0,00005—0,00010	0,5—1,0	590	52,91	0,00007—0,0002	0,35—1,0	151	13,54
В	0,00010—0,00015	1,0—1,5	119	13,37	0,00007—0,0002	1,0—1,5	307	27,54
I	0,00015—0,00020	1,5—2,0	114	10,22	0,0002—0,0003	1,5—2,0	368	33,00
F	0,00020—0,00030	2,0—3,0	120	10,76	0,0003—0,0004	2,0—3,0	179	16,05
E	0,00030—0,00041	3,0—4,1	63	5,65	0,0004—0,0006	3,0—4,0	71	6,37
D	0,00041—0,00055	4,1—5,5	41	3,68	0,0006—0,0008	4,0—8,0	21	1,89
U	0,00055—0,00067	5,5—6,7	10	0,90	0,0008—0,0016	8,0—10,0	8	0,71
C	0,00067—0,00082	6,7—8,2	8	0,72	0,0016—0,0020	11,0—14,5	7	0,63
O	0,00082—0,00123	8,2—12,3	16	1,43	0,0022—0,0029	16,0—24,0	3	0,27
W	—	—	—	—	0,0032—0,0048	—	—	—
A	0,00183—0,00202	18,3—20,2	2	0,18	—	—	—	—
G	0,00450—0,00550	45,0—55,0	2	0,18	—	—	—	—
	$X_{\max}$ 0,005		1115	100,0	$X_{\max}$ 0,0047		1115	100,0
	$X_{\min}$ 0,00005				$X_{\min}$ 0,00007			
	$\bar{X}$ 1,7128				$\bar{X}$ 0,0004			
	S^2 0,00027				S^2 0,0003			

Средние содержа- ния	$X_{\min}-X_{\max}$	K_k	n	$V, \%$	$X_{\min}-X_{\max}$	K_k	n	$V, \%$
	Co				Ni			
Ф	0,00002—0,0004	0,05—1,0	376	33,72	0,00003—0,0005	0,06—1,0	411	36,86
В	0,0004—0,0006	1,0—1,5			0,0005—0,0007	1,0—1,4	187	16,77
I	0,0006—0,0008	1,5—2,0			0,0007—0,0010	1,4—2,0	142	12,74
F	0,0008—0,0012	2,0—3,0	164	14,71	0,0010—0,0015	2,0—3,0	139	12,46
E	0,0012—0,0016	3,0—4,0	72	6,46	0,0015—0,0020	3,0—4,0	96	8,61
D	0,0016—0,0020	4,0—5,0	29	2,60	0,0020—0,0024	4,0—4,8	32	2,87
U	0,0020—0,0024	5,0—6,0	43	3,85	0,0024—0,0030	4,8—6,0	24	2,16
C	0,0024—0,0030	6,0—7,5	37	3,32	0,0030—0,0036	6,0—7,2	24	2,15
O	0,0030—0,0040	7,7—10,0	37	3,32	0,0036—0,0049	7,2—9,8	25	2,24
W	—	—	—	—	—	—	—	—
A	0,0040—0,0120	10—30	68	6,10	0,0050—0,0100	10—20	32	2,87
G	—	—	—	—	0,0100—0,0220	20—44	3	0,27
	$X_{\max}$ 0,0110		1115	100,0	$X_{\max}$ 0,0220		1115	100,0
	$X_{\min}$ 0,00002				$X_{\min}$ 0,00003			
	$\bar{X}$ 0,0012				$\bar{X}$ 0,0011			
	S^2 0,0016				S^2 0,0016			
	Sc				Y			
Ф	0,00001—0,0003	0,03—1,0	252	22,6	0,00005—0,0007	0,7—1,0	263	23,59
В	0,0003—0,00045	1,0—1,5	96	8,62	0,0007—0,0011	1,0—1,6	468	41,97
I	0,00045—0,0006	1,5—2,0	110	9,87	0,0011—0,0015	1,6—2,1	86	7,71
F	0,0006—0,0009	2,0—3,0	268	24,03	0,0015—0,0024	2,1—3,0	113	10,14
E	0,0009—0,0012	3,0—4,0	125	11,21	0,0021—0,0041	3,0—5,9	97	8,7
D	0,0012—0,0015	4,0—5,0	50	4,49	0,0041—0,0067	5,9—9,6	17	1,52
U	0,0015—0,0018	5,0—6,0	59	5,29	0,0067—0,0135	9,6—19,3	52	4,67
C	0,0018—0,0024	6,0—8,0	41	3,68	0,0135—0,0202	19,3—28,9	16	1,43
O	0,0024—0,0030	8,0—10,0	43	3,85	0,0202—0,0272	28,9—38,9	3	0,27
W	—	—	—	—	—	—	—	—
A	0,003—0,01	10,0—33,3	71	6,37	—	—	—	—
G	—	—	—	—	—	—	—	—
	$X_{\max}$ 0,0096		1115	100,0	$X_{\max}$ 0,025		1115	100,0
	$X_{\min}$ 0,00001				$X_{\min}$ 0,00005			
	$\bar{X}$ 0,0011				$\bar{X}$ 0,0018			
	S^2 0,0013				S^2 0,0029			

Средние содержа- ния	$X_{\min}-X_{\max}$	K_k	n	$V, \%$	$X_{\min}-X_{\max}$	K_k	n	$V, \%$
	Ba				Sr			
Ф	0,0002—0,004	0,05—1,0	233	20,90	0,0002—0,010	0,02—1,0	219	19,64
B	0,004—0,006	1,0—1,5	44	3,94	0,010—0,015	1,0—1,5	93	8,34
I	0,006—0,008	1,5—2,0	103	9,24	0,015—0,020	1,5—2,0	183	16,41
F	0,008—0,012	2,0—3,0	179	16,05	0,020—0,030	2,0—3,0	211	18,93
E	0,012—0,016	3,0—4,0	85	7,63	0,030—0,041	3,0—4,1	139	12,46
D	0,016—0,020	4,0—5,0	54	4,84	0,041—0,050	4,1—5,0	93	8,35
U	0,020—0,024	5,0—6,0	75	6,73	0,050—0,074	5,0—7,4	97	8,69
C	0,024—0,032	6,0—8,0	79	7,08	0,074—0,100	7,4—10,0	45	4,04
O	0,032—0,040	8,0—10,0	91	8,16	0,100—0,200	10,0—20,0	32	2,87
W	0,040—0,080	10,0—20,0	113	10,14	0,300—0,667	30—66,7	3	0,27
A	0,080—0,120	20,0—30,0	39	3,5	—	—	—	—
G	0,120—0,296	30,0—74,0	20	1,79	—	—	—	—
	$X_{\max}$ 0,280		1115	100,0	$X_{\max}$ 0,6670		1115	100,0
	$X_{\min}$ 0,0002				$X_{\min}$ 0,0002			
	$\bar{X}$ 0,0228				$\bar{X}$ 0,0313			
	S^2 0,0282				$S^2=0,0353$			

Примечание: Ф — фоновые содержания; n — число анализов; $X_{\min}-X_{\max}$ — пределы средних содержаний химических элементов; $\bar{X}$ — среднеарифметические содержания; S^2 — дисперсия содержаний; V — коэффициент вариации содержаний; $K_k=X/\Phi$ — коэффициент контрастности.

тической зональности, что нередко влечет за собой разработку прогнозно-поисковых критериев. При этом необходимо разработать методы локального прогноза с целью оценки перспектив флангов и глубоких горизонтов рассматриваемого рудоносного объекта и поиска скрытого оруденения, так как локальный прогноз — один из актуальных аспектов при проведении исследований в рудных объектах, обеспечивающих повышение достоверности прогнозирования, что влечет снижение затрат времени и средств на разведочные работы.

Для построения объемной модели Гарадагского месторождения использованы результаты 1115 количественно-спектральных анализов проб на 26 химических элементов. Геохимическая обработка аналитических материалов из Гарадагского месторождения, выполненная авторами совместно со специалистами Иркутского государственного университета на ЭВМ по автоматизированной программе (метод объемного моделирования), позволила разработать оригинальную объемно-геохимическую модель Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (см. рис. 1), отражающую закономерности распростране-

ния и распределения главных рудогенных элементов (Cu и Mo) и их индикаторов (Ag, Pb, Co, Ni, Y, Ba, Sr, Sc) в трехмерном пространстве в виде моно- и полиэлементных геохимических карт 38 погоризонтных сечений через 12 м площадью 2500 1500 м² в масштабе 1:5000. Из всех многочисленных срезов-геохимических моно- и полиэлементных карт химических элементов и их ассоциаций использовано лишь 380 из расчета 38 срезов на 10 элементов — два главных рудогенных элемента (Cu и Mo) и 8 элементов-индикаторов (Ag, Pb, Co, Ni, Y, Ba, Sr, Sc), фон, содержание и коэффициенты контрастности размещены в таблице, на основе которой составлены гистограммы распределения содержаний этих элементов (рис. 2). На основании данных 380 геохимических карт-срезов составлено 20 геохимических профилей (продольные и поперечные) на Cu и Mo в масштабах 1:2000 (горизонтальный) и 1:1000 (вертикальный), которые наглядно отражают характер количественного распространения и распределения соответствующих элементов по горизонтали и вертикали в виде разнообъемных аномалий, в какой-то мере отражающих морфологию рудных тел, а также очертание пер-

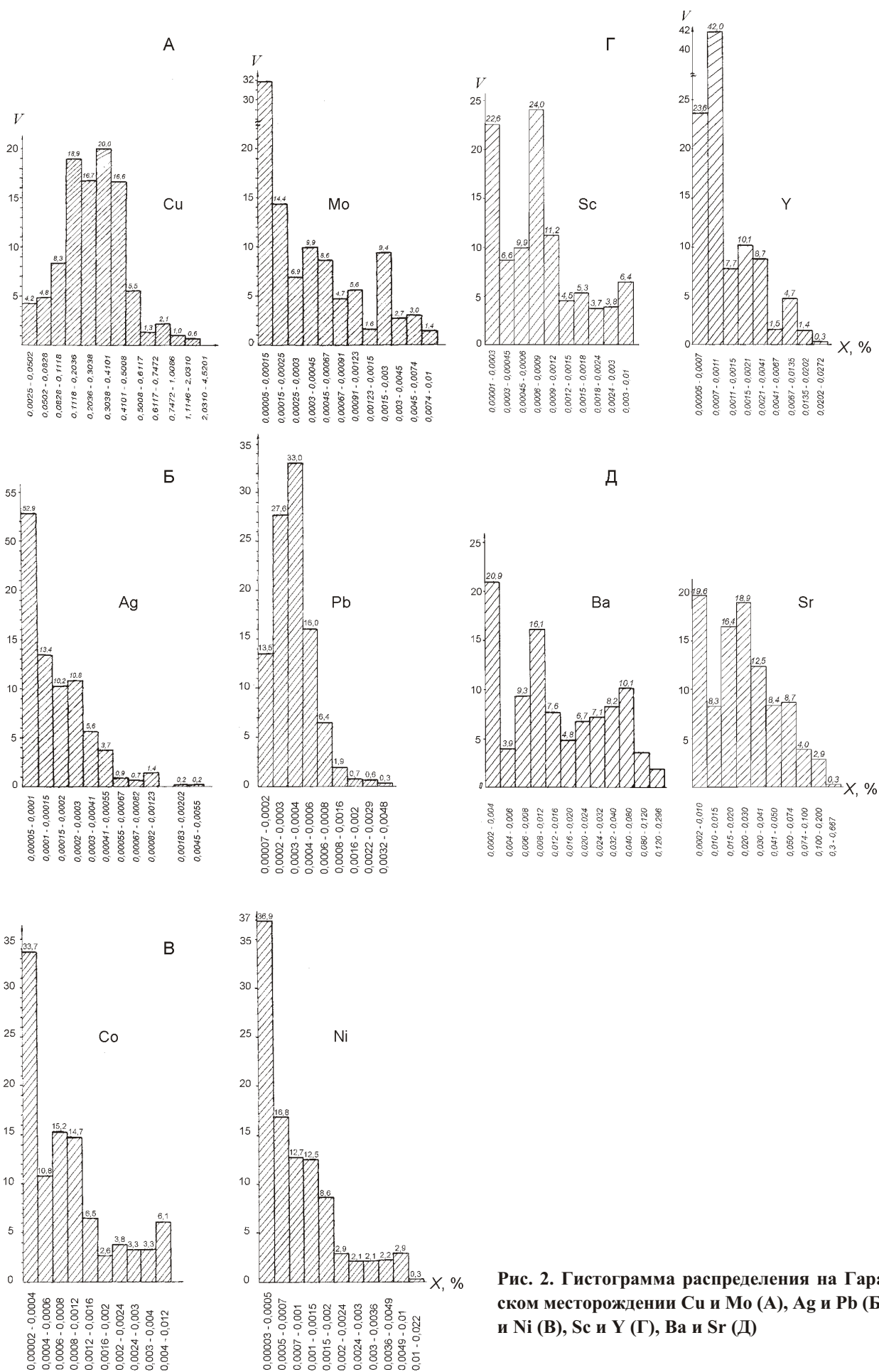


Рис. 2. Гистограмма распределения на Гарагском месторождении Cu и Mo (А), Ag и Pb (Б), Co и Ni (В), Sc и Y (Г), Ba и Sr (Д)

вичных и вторичных аномалий. Основой для этих профилей-срезов послужили геологические профили, составленные геологами в соответствующих масштабах по сетке пробуренных скважин, что позволило выявить определенные закономерности, намного облегчая их практическое использование.

Одним из главных рудогенных элементов месторождения является медь (см. таблицу), гистограмма распределения которой показана на рис. 2, А. Фоновое содержание Cu для Гарадагского месторождения равно 0,05%.

На верхних горизонтах (глубина 1513—1501 м) содержание Cu низкое (0,41—0,5%), а на горизонтах 1489—1429 м еще меньше — 0,05—0,41%.

Начиная с горизонта 1417 м содержание Cu увеличивается и на большинстве горизонтов (из 38 в 21) отмечается в пределах 0,41—0,7%, а на отдельных горизонтах (1381, 1261, 1177, 1153 и 1129 м) достигает 4,5%.

Ореолы Cu с уровнями концентрирования 1% и выше образуют рудные «линзы» и рудные «столбы» на западном фланге и в центральной части месторождения и прослеживаются на горизонтах 1381—1369 и 1225—1117 м. Параметры рудных тел составляют 50–110 м в погоризонтных сечениях, по вертикали размах их изменяется от 12 до 100 м и более. Внешняя ореольная зона ограничена изоконцентрацией 0,4%, оконтуривает рудные тела с высокими уровнями концентрирования, характеризуется значительным площадным распространением и более выдержана по вертикали, а также слагает отдельные мелкие линзы в центральной части площади месторождения. Ореолы Cu с уровнями концентрирования 0,4—1% и более отнесены к ореолам рудных тел с промышленным значением. Морфология рудных тел довольно простая — это как бы протяженные «трубообразные рудные столбы» с раздувами и пережимами на западном и восточном флангах и отдельные линзы в центральной части месторождения. Параметры в погоризонтных сечениях не выдержаны — на верхних уровнях рудной колонны их площади составляют 300—400 и 500—400 м (горизонты 1333—1261 м), на более глубоких горизонтах достигает значительных размеров (900–500 м² и более). Вертикальный размах оруденения по данным буровых скважин свыше 300 м. «Рудные столбы» крутопадающие, имеют юго-восточное склонение; на восточном фланге рудное тело подсечено лишь одним буровым профилем, из-за чего полностью оконтурить его не удалось, на расширение с глубиной площади его распространения и содержаний Cu (горизонт 1117 м), а также склонение рудных зон указывают на перспективы этого участка. Вместе с тем наблюдается обеднение Cu верхних уровней месторождения (горизонты 1513—1429 м в интервале 80—90 м по вертикали). Уровни содержаний Cu изменяются от 0,3 до 0,05% и ниже, при этом участки с концентрацией 0,3% слагают ло-

кальные площади сечением 50–50 м. На глубоких горизонтах от 1405 м и ниже) площадной ореол с содержанием Cu 0,3% отнесен к ореолу рудного поля. Обеднение Cu верхних уровней месторождения связано с ее подвижностью в зоне гипергенеза, мощность которой 80—100 м и более. На горизонтах 1381—1369 м высокие концентрации Cu , по-видимому, следует отнести к зоне выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, которая прослеживается до сечения 1333 м, имея мощность 40—50 м и протяженность свыше 1 км в северо-восточном направлении. Недостаточная сеть буровых работ и отсутствие штольневых горизонтов не позволяет с большей достоверностью оконтурить промышленные рудные тела.

Объемно-геохимическая модель распространения Cu (см. рис. 1) позволяет приблизительно уточнить структуру рудного поля, установить морфологию рудных тел, определить параметры промышленного оруденения, выделить зону выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения и рекомендовать восточный фланг и глубокие горизонты в качестве перспективных участков.

Вторым главным рудогенным элементом месторождения является молибден (см. таблицу). Фоновое содержание Mo 0,00015%, а гистограмма распределения содержаний Mo показана на рис. 2, А.

Молибден образует ореолы, близкие по морфологии ореолам меди. При этом рудные линзы, концентрация которых 0,005% и более (до 0,01%) установлены на горизонтах (в м) 1417—1393, 1357—1321, 1297, 1273—1225, 1201—1189 и 1141—1105. В плоскостях горизонтов это «эллипсовидные» ореолы площадью 50–50 м² и менее, по вертикали — линзы различной протяженности (12—50 м и более). Внешняя ореольная зона, оконтуривающая высококонтрастные линзы, ограничивается изоконцентрацией 0,003—0,005% и слагает выдержанные по вертикали «рудные столбы», расположенные кулисообразно в западной, восточной и центральной частях месторождения. Ореольные зоны молибденовой минерализации развиты на больших площадях по сравнению с рудными телами меди и расположены по их периферии. В целом ореольные зоны с содержаниями Mo от 0,003% и выше отнесены к рудным телам.

Площадные ореолы Mo с концентрацией 0,002% фиксируют рудовмещающую высокопроницаемую структуру месторождения, имеющую северо-восточное и северо-западное простирания, что устанавливается по морфологии ореольных зон. С глубиной интенсивность ореолов молибдена возрастает, увеличиваются и площади их распространения. В зоне гипергенеза Mo более устойчив, в связи с чем «рудные столбы» выдержаны на всем изученном интервале. Молибден в данном случае — хороший индикатор медно-порфировой минерализации с мощной зоной гипергенеза. Морфология рудных тел и ореольных

зон, их пространственное положение, устойчивость молибдена в зоне гипергенеза позволяют использовать его в качестве элемента-индикатора прожилково-вкрапленных молибдено-медных руд Гарадагского месторождения [5].

Важные элементы-индикаторы медно-порфирового оруденения — Pb и Ag (см. таблицу), в распределении которых в соответствии с Cu и Mo устанавливается «столбовой» характер. Гистограммы распределения этих элементов показаны на рис. 2, Б. Фоновое содержание Pb 0,0002%, а Ag 0,0001%. На верхних горизонтах (до 1441 м) Ag обнаруживается 0,0003%, а на 1429—1165 м — 0,0003—0,00074%, редко достигая 0,0009% (горизонты 1405—1393 м). Локальный относительно высококонтрастный ореол Ag с содержаниями 0,0009—0,0055% зафиксирован на горизонте 1153 м и имеет линзовидную форму сечением 80 120 м, а по вертикали распространяется на 10 м. Внешние ореолы сечением 250 250 и 350 450 м² и соответственно с концентрацией 0,0005—0,0009% и 0,0003—0,0005% оконтуривают высококонтрастный ореол и образуют самостоятельные «рудные столбы» на горизонтах (в м): 1405—1393, 1357, 1321—1309, 1273 и 1189—1117. На горизонте 1153 м также встречаются менее контрастные ореолы с Ag 0,0003—0,0005% в центральной (100 200 м²), юго-западной (150 200 м²) и юго-восточной (250 300 м²) частях месторождения.

На плоскостях горизонтов морфология ореолов серебра эллипсовидная с сечением (в м²): 100 80, 300 400 и 500 400, а в вертикальном направлении — это линзы и «столбы» протяженностью 10—70 м. Интенсивность ореолов и масштабы их распространения увеличиваются к нижним горизонтам (1189 м и ниже). Площадной ореол рудовмещающей структуры с содержанием Ag 0,0002% фиксирует зоны повышенной проницаемости субширотного и субмеридионального направлений. Морфология ореолов и пространственное их положение связано с зональностью месторождения и подчеркивает общую его структуру.

Свинец преимущественно приурочен к средним уровням месторождения, слагает отдельные линзы с содержаниями (в %): 0,0032—0,0048, 0,0022—0,0029, 0,0016—0,002 и 0,0016—0,0008 на горизонтах 1393—1165 м. Площадная ореольная зона с концентрацией 0,0003—0,0006% фиксирует рудовмещающую структуру месторождения. Особенностью ореолов свинца является уменьшение параметров и интенсивности к нижним гипсометрическим уровням или более глубоким уровням рудных тел. В зоне гипергенеза ореолы свинца относительно устойчивы. В целом свинец характеризуется низким уровнем концентрирования в ореолах, что, по-видимому, связано с его формой нахождения (как элемент-примесь в пирите и халькопирите) и незначительным присутствием своей минеральной формы. Морфология

ореолов Pb и пространственное их размещение подчеркивает общую структуру месторождения и связывает его с зональностью.

Геохимические параметры содержаний Co и Ni приведены в таблице. Закономерности распределения их отчетливо указывают на зональное строение ореолов месторождения. Гистограммы распределения Co и Ni даны на рис. 2, В. Фоновые содержания Co и Ni составляют соответственно 0,0004 и 0,0005. Локальные относительно контрастные ореолы Co с уровнями содержаний 0,012—0,004% приурочены к горизонтам 1381—1369 и 1321—1105 м, имеют форму линз и рудных столбов размером 50 75 и 30 30 м² по горизонтали и 12—150 м по вертикали. Площадной ореол с уровнем содержаний 0,0032—0,0048% прослеживается от горизонта 1439 м до горизонта 1105 м с расширением ореольной зоны к нижним уровням месторождения.

Морфология ореолов Ni, как и Co отражает общую закономерность геолого-структурной позиции месторождения. Уровни содержаний и параметры ореольных зон увеличиваются к нижним гипсометрическим уровням (горизонты 1309—1278, 1213—1201 и 1165—1129 м). Локальные высоко аномальные ореолы приурочены в основном к центральным участкам рудных тел. Содержания Ni 0,022—0,005%, где максимальные концентрации характеризуют нижние уровни «рудной колонны» (горизонты 1141—1129 м). Кобальт и никель — элементы-индикаторы оруденения и отчетливо фиксируют зональность месторождения (как горизонтальную, так и вертикальную). В зоне гипергенеза не установлено их ореолов. Минеральные формы этих элементов не определены, а низкие уровни концентрирования позволяют судить о присутствии их в форме примесей в пирите и халькопирите — основных минералах месторождения, кристаллизовавшихся при различных физико-химических параметрах гидротермальной системы.

Содержание на месторождении Sc до 0,01% при фоновой фиксации 0,0003% (см. таблицу). Гистограмма распределения Sc показана на рис. 2, Г. Следует отметить, что Sc до горизонта 1441 м отмечается только на западном фланге месторождения, а с горизонта 1429 м — и на восточном. Характерно то, что с глубиной уровни контрастности скандия и его масштабы распространения увеличиваются. На большой площади с низкими содержаниями скандия также выявляются отдельные мелкие зоны с относительно высокими уровнями концентрации. Наиболее высокие уровни контрастности Sc (0,003—0,01%) отмечаются в южной части месторождения на горизонтах 1357—1201 м сечением 150 150 м². Оконтуривает ее внешние, более широкие ореолы Sc с содержаниями 0,003—0,0024 и 0,0024—0,0018%.

Начиная с горизонта 1189 м и до горизонта 1081 м, уровни контрастности Sc и его масштабы постепенно снижаются — содержание падает от 0,003 до

0,0012% и единая площадь распространения его разбивается на отдельные мелкие зоны, а в самом нижнем горизонте (1069 м) он обнаруживается редко (Sc в пределах 0,0009—0,0018%).

Фоновые содержания Y составляет 0,0007%, оконтурены ореолы концентрацией от 0,0021 до 0,0272% (см. таблицу), гистограмма распределения его показана на рис. 2, Г. Ореолы Y с уровнями концентрирования 0,0067—0,0272% образуют внутреннюю ореольную зону на западном фланге и в центральных частях месторождения и прослеживаются на горизонтах 1393—1381 и 1237—1225 м. Параметры внутреннего ореола 100 100 м². Внешние зоны с содержаниями 0,0067—0,0041, 0,0041—0,0021% оконтуривают внутреннюю ореольную зону и, характеризуясь значительным площадным распространением, выдержаны по вертикали. В целом по глубине до горизонта 1189 м площадь распространения и уровни концентрации Y увеличиваются, а затем до горизонта 1105 м оба параметра постепенно уменьшаются, а еще глубже этот элемент уже не фиксируется.

Барий и стронций на месторождении встречаются в пределах 0,0002—0,296 и 0,0002—0,667%, соответственно, а фоновые содержания — 0,004 и 0,01%, оконтурены Ba 0,02—0,296%, Sr 0,04—0,667% (см. таблицу). Гистограммы распределения указанных элементов показаны на рис. 2, Д. Уровни контрастности Ba намного больше, чем Sr. На горизонтах 1477—1405 м Ba отмечается только на западном фланге с содержанием 0,02—0,04%. При этом его относительно высокие содержания (0,032—0,04%) слагают внутреннюю ореольную зону сечением 70 140 м², которая оконтуривается внешними ореольными зонами с содержаниями 0,032—0,024% (200 700 м²), 0,024—0,02% (200 700 м²) и характеризуется значительным площадным распространением. На горизонтах 1393—1141 м уровень контрастности Ba заметно повышается и доходит до 0,12%, причем от внутренней зоны ореола сечением 100 100 м² к периферии его содержание постепенно снижается до 0,02%. На фоне общей площади распространения Ba выявляются мелкие зоны с более высокими его содержаниями 0,296—0,12; 0,12—0,08; 0,08—0,04; 0,04—0,032; 0,032—0,024% (см. таблицу). Начиная с горизонта 1129 м и до горизонта 1105 м, содержание и площадь распространения бария заметно уменьшаются 0,032—0,02%, а к горизонтам 1093—1061 м содержание Ba составляет 0,024—0,02%. На месторождении стронций встречается в основном в пределах 0,0002—0,667% (см. таблицу). Наиболее высокие уровни контрастности Sr 0,05—0,667% отмечаются на горизонте 1237 м сечением 150 150 м² и оконтуривают его внешние ореолы (400 800 м²) с содержанием 0,041—0,05%, а менее высокие (0,05—0,1%) — присущи горизонтам 1213, 1177, 1117 м, а с горизонта 1105 до 1069 м содержание Sr снижается (400—500 г/т). Наибольшей наглядностью и инфор-

мативностью обладают полиэлементные модели, которые характеризуют геохимическую систему месторождения с позиции ассоциации элементов в геохимических полях.

В формировании месторождения установлено три этапа [5, 6]:

I — дорудный высокотемпературный гидротермально-метасоматический с формированием вкрапленных существенно медно-порфировых руд. На этом этапе образовались вторичные кварциты типа ортоклаз-, биотит-, серицит-, каолин-кварцевого, серицит-кварц-каолинового составов с вкрапленностью пирита и халькопирита, а также гематита, магнетита, сфалерита, халькозина, молибденита и др.

II — среднетемпературный гидротермальный, в ходе которого формируются прожилково-вкрапленные медно-порфировые руды (штокверковые зоны). Концентрация Cu в геохимических полях значительно возрастает (1—4%), при минимальных содержаниях 0,3%. Моделирование позволяет установить, по меньшей мере, уточнить структуру месторождения, условия формирования, минералого-геохимическую зональность, дать прогноз одновременно на глубину и фланги, разработать локальные поисковые критерии.

III — формирование зон гипергенеза (окисление, выщелачивание и вторичное сульфидное обогащение), которое происходило в результате гипергенетических процессов и характеризуется высокой вариацией уровней концентрации меди.

В целом геохимическая модель в определенной степени отражает структуру месторождения, положение геохимических полей, их состав, морфологию, уровни концентрирования, определяет зональность месторождения как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях и позволяет разработать геохимические критерии поисков и прогноза скрытых руд.

Таким образом, анализ многочисленных геохимических карт и профилей количественного распространения и распределения меди, молибдена и сопутствующих им редких и рассеянных элементов на Гардагском месторождении медно-порфировых руд дает возможность установить, что ряд элементов, пространственно совмещаясь и сопровождая главные рудные элементы, проявляет индикаторные особенности на медно-порфировое оруденение в аналогичных условиях. В частности, индикаторными являются (в порядке значимости) Mo, Ag, Ba, Sr, Sc, Co, Ni, Y, Pb и Zn (Pb и Zn менее характерны). Необходимо отметить, что барий в основном тяготеет к молибдену, а стронций к меди. По-видимому, это связано с тем, что барий, накапливаясь преимущественно в калиевых метасоматитах, к которым тяготеет молибден, изоморфно замещает в них калий, а стронций тяготеет к более кальциевым минералам метасоматитов, изоморфно замещая в них кальций.

В заключение необходимо сделать следующие выводы:

1. Осуществлен системный подход к комплексному изучению Гарадагского месторождения медно-порфировых руд и установлена генетическая (или парагенетическая) связь его с малыми интрузиями кварцево-диорит-порфиритового состава, возраст которых радиологически определен 135—134 млн. лет, что соответствует нижней возрастной границе постмагматического медно-порфирового оруденения.

2. На базе огромного объема количественно-спектральных анализов проб из керновых материалов многочисленных буровых скважин с применением автоматизированного картирования на ЭВМ впервые в Республике Азербайджан на примере хорошо изученного Гарадагского месторождения составлены объемно-геохимическая модель, серии крупномасштабных погоризонтных геохимических карт и геохимических профилей-срезов, отражающих количественное распределение и распространение главных металлов (Cu, Mo) и их индикаторных элементов в трехмерном пространстве, позволяющих выделить промышленные и сопряженные аномалии, на основе которых осуществлен локальный прогноз на фланги и глубину.

3. Анализ объемно-геохимической модели и серий геохимических карт и геохимических профилей-срезов количественного распространения и распределения Cu, Mo и сопутствующих им редких и рассеянных элементов на Гарадагском месторождении позволил установить, что элементы Sr, Sc, Co, Ni, Ba, Y, Ag, пространственно совмещаясь с главными металлами и сопровождая их, проявляют индикаторные особенности на медно-порфировое оруденение. На примере Гарадагского месторождения устанавливается, что Mo, Sr, Sc, Co, частично Ni оказались индикаторными на медное оруденение. Хотя молибден является рудогенным, но с определенной условностью он проявляет индикаторную особенность на медное оруденение. Его присутствие в массовых спектральных анализах оруденелых метасоматитов и продуктов зоны гипергенеза может указать на наличие скрытой медно-молибденовой минерализации. По сравнению с медью молибден в зоне гипергенеза более устойчив, поэтому его содержания выдержаны на всем изученном интервале, причем молибден распространен более широко, чем медь. Барий и иттрий проявляют индикаторную способность на молибденовое, а серебро — индикаторную способность как на медное, так и на молибденовое оруденения. Хотя площади медной и молибденовой минерализации преимущественно совпадают, однако в большинстве случаев аномалии Mo ограничивают таковые для Cu. Следовательно, высокие содержания индикаторных элементов в массовых количественно-спектральных анализах метасоматитов в качестве геохимических поисковых признаков могут указать на наличие скрытой медно-порфировой минерализации.

4. Разработанные качественно новые геохимические критерии поисков и прогноза медно-порфировых руд в комплексе с традиционными критериями могут способствовать выявлению скрытого медно-порфирового оруденения. При этом важную роль играют геохимические ореолы или положительные геохимические аномалии главных металлов и сопутствующих им индикаторных элементов, которые, являясь одной из методических основ геохимических поисков, должны быть использованы в качестве прямых поисковых признаков медно-порфирового оруденения. Составленные объемно-геохимическая модель Гарадагского месторождения, серии геохимических карт и профилей-срезов позволили выявить промышленные и сопряженные аномалии Cu и Mo, которые характеризуются количественно-зональным строением и наглядно отражают морфологию отдельных рудных тел и месторождения в целом. Морфологические особенности промышленных аномалий соответствуют формам отдельных рудных тел, характеризуя параметры промышленного оруденения, и могут быть успешно использованы при подсчете запасов Cu, Mo и сопутствующих полезных компонентов, что значительно повышает экономическую эффективность поисково-разведочных работ. Что касается поисковой значимости выявленных аномалий Cu и Mo в метасоматитах в целом, то следует отметить, что эти эндогенные (первичные) аномалии обычно ближе стоят к скрытым рудным телам. По существу, переход к скрытым медно-порфировым рудам лежит через высокие первичные геохимические аномалии Cu и Mo.

5. Разработанные прогнозные характеристики, выявленные в результате объемного геохимического моделирования месторождения, позволят снизить затраты времени и средств при поисково-разведочных и поисково-оценочных работах, что значительно повысит эффективность проводимых исследований.

6. На основе выявленных закономерностей количественного распространения и распределения Cu и Mo разработаны локальные прогнозные характеристики, позволяющие оценить промышленное оруденение на глубину и фланги месторождения. В первую очередь необходимо оценить северо-восточный фланг, учитывая кулисообразное положение «рудных столбов». Глубина распространения оруденения, по-видимому, не ограничивается разведанным нижним горизонтом с абсолютной отметкой 1069 м. Локальный геохимический прогноз показывает, что необходимо пробурить скважины глубиной 500—600 м, обосновав положение намечаемых скважин геохимическими закономерностями количественного распространения Cu и Mo на глубину. Надо подчеркнуть, что бурение скважин 165, 166, 167, 129, 189, 174а, 152, 194, 175, 186, 191 и других по неизвестной причине приостановлены прямо в рудном интервале.

7. Морфологические особенности первичных аномалий в определенной степени характеризуют геометрические параметры промышленного оруденения. Это может быть успешно использовано при подсчете запасов месторождения, значительно повышая экономическую эффективность и рентабельность поисково-оценочных и разведочных работ.

8. В принципе, исключается поиск медно-порфировых руд за пределами полей метасоматических изменений, являющихся надежным полигоном для постановки поисковых работ на выявление медно-порфировых руд.

9. Гарадагское месторождение медно-порфировых руд характеризуется также и явно выраженной зоной гипергенеза, где широко представлены вторичные рудные и нерудные минералы (малахит, азурит и другие), которые могут быть использованы в качестве признаков наличия медного оруденения.

10. На месторождении установлено три этапа рудогенеза: I — высокотемпературный гидротермально-метасоматический; II — среднетемпературный гидротермально-метасоматический с прожилково-вкрапленным медно-порфировым оруденением; III — формирование зоны гипергенеза. Каждому этапу гипогенного рудогенеза соответствуют определенные типы геохимических полей концентрирования, морфология, состав, структура и уровни концентрирования, которые определяют сложный генезис месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азадалиев Дж.А. Геолого-генетическая модель медно-порфировых формаций геосинклинального режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа) // Изв. АН Азербайджанской ССР. Серия науки о Земле. 1989. № 4. С. 64—72.
2. Азадалиев Дж.А. Геолого-генетическая и объемно-геохимическая модели медно-порфировых месторождений геосинклинального режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа) / Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР. — М.: Недра, 1990. С. 226—237.
3. Азадалиев Дж.А. Особенности медно-порфирового оруденения различных тектономагматических режимов Малого Кавказа // Материалы международного научного симпозиума «Геодинамика и принципы палео-

тектонических реконструкций». — Ташкент, 1997. С. 145—147.

4. Азадалиев Дж.А., Гусейнова Э.Б. Особенности рудоносных метасоматитов Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Гедабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан) // Доклады НАН Азербайджана. LXV. 2009. № 1. С. 65—74.
5. Азадалиев Дж.А., Гусейнова Э.Б. Минералого-генетические особенности зоны гипергенеза Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Гедабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан) // Изв. НАН Азербайджана. Серия науки о Земле. 2009. № 2. С. 15—25.
6. Азадалиев Дж.А., Гусейнова Э.Б. Особенности вещественно-минерального состава медно-порфировых руд Гарадагского месторождения (Лок-Гарабагская СФЗ Малого Кавказа, Азербайджан) // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 38—52.
7. Билибин Ю.А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. — М.: Госгеолтехиздат, 1955.
8. Гусейнова Э.Б. Геохимические особенности рудоносных метасоматитов медно-порфировых объектов Гарадаг-Хархарского рудного поля (Гедабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан) // Геофизические новости в Азербайджане. 2009. № 1. С. 29—33.
9. Козловский Е.А., Кривцов А.И. Моделирование рудных месторождений: направления и задачи // Советская геология. 1988. № 3. С. 3—8.
10. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — М.: Недра, 1983.
11. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Сотников В.И. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенные рудных формаций. Т. 1. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 5—14.
12. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. — Л.: Недра, 1978.
13. Павлова И.Г. Геолого-генетические модели молибдено-медных порфировых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 127—135.
14. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977.
15. Рябчиков И.Д. О летучестях серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах // Геология рудных месторождений. Т. 13. 1971. № 4. С. 297—314.
16. Таусон Л.В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 5—25.
17. Твалчрелидзе Г.А. Поисковые признаки медно-порфировых месторождений разного типа // Поисковые признаки и методы поисков месторождений медно-порфирового типа // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 141. 1979. С. 13—19.

Перспективы поисков золоторудных месторождений в Аллах-Юньской металлогенической зоне (Дальний Восток России)

М.И.КОПЫЛОВ (ФГУП «Дальгеофизика»; 680041, г.Хабаровск, ул.Балашовская, д.15; e-mail: adm@dalgeoph.ru)

Произведен анализ и прогноз в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны по результатам выполненных геолого-геофизических исследований масштаба 1:200 000—1:5000. Выделены перспективные площади, участки для поисков месторождений карлинского и черносланцевого типов по данным регионального, крупномасштабного и локального прогнозов с использованием комплексных моделей. Расширены перспективы флангов месторождений Тас-Юряхского и Малютка в пределах Курун-Уряхского рудного района. Даны рекомендации по направлению дальнейших поисково-оценочных работ, в т.ч. северных флангов Авриавканского, Бурхалинского и Мурамнянского надвигов как структур, благоприятных для локализации золоторудной минерализации карлинского типа.

Ключевые слова: Аллах-Юньская МЗ, Курун-Уряхский район, золоторудные месторождения, Нежданинское, Тас-Юрях, Малютка, модели, прогноз.

Future views for the gold exploration in the Allakh-Yun metallogenic area, Russian Far East

M.I.KOPULOV

By results of the executed geologo-geophysical researches of scale 1:200 000—1:5000 the analysis and the forecast in limits the Allah-Junskoj metallogenic zones is made. According to regional, large-scale and local forecasts with use of complex models the perspective areas, sites are allocated for search of deposits karlinsky and blacks types. Within Kurun-Urjahsky ore area prospects of flanks Tas-Jurjahsky and the Malutka of deposits are expanded. Recommendations about a direction of the further poiskovo-estimated works, including northern flanks Avriavkansky, Burhalinsky and Muramniansky overlap as the structures favorable for localisation gold-bearing of a mineralization karlinsky of type are made.

Key words: Allah-Junskaja MZ, Kurun-Urjahsky area, gold-bearing deposits, Nezhdaninsky, Tas-Jurjah, the Malutka, models, the forecast.

Интерес к месторождениям, локализованным в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах, занимающих одно из ведущих мест в мировом балансе золоторудных месторождений не ослабевает. Это связано со значительными масштабами запасов золота месторождений в черносланцевой толще таких как Мурунтау, Даугызтау (Узбекистан), Хоумстейк (США), Сухой Лог, Майское (Российская Федерация) и карлинского типа Карлин, Бец (США), Олимпиадинское, Тас-Юрях, Улаханское (Российская Федерация), составляющих основу золотодобывающей промышленности ряда стран. Золоторудные объекты этих типов относятся к неоднородным по составу формационным сериям, объединяющим разновозрастные и полиформационные группы осадочных месторождений. Общие закономерности для месторождений черносланцевой ассоциации — их локализация в объеме рудоносной формации и приуроченность в большей мере к определенным стратиграфическим уровням. Для карлинского типа основными рудовмещающими и рудогенерирующими породами являются известковистые, чаще всего, доломитовые осадки с незначительной примесью (до 10%) алевроит-глинистого материала, органического вещества и сингенетических сульфидов. В пределах Аллах-

Юньской металлогенической зоны, представленной углеродисто-карбонатно-терригенными комплексами, известно весьма крупное Нежданинское месторождение золота черносланцевого типа золотосульфидной формации и Тас-Юряхское месторождение золота карлинского типа. В связи с этим вызывает повышенный интерес перспектива поисков новых крупных золоторудных месторождений черносланцевого и карлинского типов в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны.

Краткая геологическая характеристика района исследований. Аллах-Юньская металлогеническая зона охватывает западную часть Южно-Верхоянского синклиория и, частично, складчато-глыбовые структуры Сеттэ-Дабана и Юдомо-Майского эпикратонного прогиба. Эта металлогеническая зона простирается в субмеридиональном направлении почти на 500 км при ширине 50—100 км и включает множество месторождений и рудопоявлений рудного и россыпного золота. Промышленная золотоносность, как правило, связана с золотосульфидной и золотокарбонатно-сульфидной формациями минерализованных зон и жильных тел [11]. В тектоническом отношении структура металлогенической зоны представляет собой типичный внутриконтинентальный прогиб, заложенный в зоне

Минорского регионального разлома. Вблизи зоны разлома расположены основные золоторудные месторождения: в центральной части Нежданинское, Дуэт, Юр, Булар и южной Тас-Юрях. Большинство перечисленных месторождений приурочены к локальным антиклинальным структурам. Осадочные породы слабо метаморфизованы [10]. Магматизм в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны проявлен лишь в виде дайкового комплекса пород основного состава (диабазы, диориты) ранней и лампрофиров поздней стадий развития района. Месторождения приурочены к зонам глубинных разломов и надвигов, отражающихся в фундаменте в виде уступов, дислокаций, зон расщепления и повышенного метаморфизма «рудонесных» структур с золоторудным оруденением различных морфологических типов. В северной части Аллах-Юньской металлогенической зоны, в пределах Кидериканского глубинного разлома расположено Нежданинское месторождение. Оно представлено субвертикальными минерализованными зонами дробления близмеридионального простирания и оперяющими их кварцеворудными жилами, залегающими в породах куканской свиты алевролит-пелитового состава, являющимся своеобразным барьером при локализации оруденения. Рудные зоны мощностью 2—40 м — перемятые, дробленные породы, в различной степени насыщенные кварцем в виде прожилков, линз и жил. Общая длина рудного поля 10 км, при ширине 1,5 км и размахе оруденения на глубину от 200 до 1400 м. Золото содержится в сульфидах и кварце. Характерный признак — дисперсность его размеров 0,002 реже 1,2 мм. Среднее содержание в рудах (в г/т): Au 5,1—5,8; Ag 30 и Pt 2—2,9 [1, 12]. Разведанные запасы Нежданинского месторождения Au 484 и Ag 2000 т [2].

В центральной части Аллах-Юньской металлогенической зоны расположены месторождения Дуэт, Булар, Восход, Задержинское, Юр. Рудное поле месторождения Дуэт — совокупность золото кварцевых жил, согласных со слоистостью песчано-глинистых пород. Все рудные тела сосредоточены в двух продуктивных горизонтах мощностью 15—120 м (нижний) и 20—40 м (верхний) куканской свиты. Общая структура рудного поля на протяжении 15 км ориентирована в субмеридиональном направлении. Месторождения Юр, Булар, Восход по тектоническим, структурным особенностям и вещественному составу близки к месторождению Дуэт [11].

В южной части Аллах-Юньской металлогенической зоны находятся месторождения золота Тас-Юрях и Малютка (рис. 1). Месторождение Тас-Юрях по генетическому типу имеет много общих черт с месторождениями карлинского типа — Ливилл, Карлин, Тинтик, Кортес с запасами золота до 100 т и более каждое. Общими закономерностями месторождений карлинского типа является высокое золотосеребряное отношение (1:10), площадные геохимические аномалии As и Ba [6, 8]. Рудные тела представлены

залежами пластообразной формы с рассеянной и прожилковой тонкодисперсной минерализацией. Среднее содержание Au 1,6—3,2 г/т, максимальное 10—50 г/т. Сложный вещественный состав метасоматических залежей определяется количественным соотношением кварца, карбонатов, барита и сульфидов. Вторичные изменения вмещающих пород заключаются в окварцевании и образовании джаспероидов. Месторождение Карлин представлено пластовыми стратиформными залежами тонкослоистых окварцованных и аргиллитизированных глинистых и доломитовых алевролитов. Рудные метасоматиты по вещественному составу близки к Тас-Юряхским и могут рассматриваться как разновидности джаспероидов. Золото в рудах субмикроскопическое, ассоциирует с кварцем, глинистыми минералами, органическим веществом и сульфидами (пирит, галенит, киноварь, сфалерит, корданит).

Месторождение Малютка по геолого-геофизическим данным близко к черносланцевому типу, имеет штокверковую морфологию, подобно месторождению Мурунтау, представленному системой мегаштокверков [7]. Сходный комбинированный характер строения штокверков в пределах рудного поля Малютка связан с сочетанием пологих зон расщепления с крутопадающими разломами. Закономерно изменение вещественного состава пород от ядерной части (золото кварц-сульфидная) месторождения к флангам (кварц-серицитовая). Формирование рудных концентраций штокверка характеризуется многоэтапностью (пять этапов) и длительностью трансформаций рудонесного комплекса.

Золото в истории геологического развития региона. Структура Юдомо-Майского прогиба развивалась в относительно спокойных тектонических условиях. Это способствовало накоплению в его осевой части, еще на стадии седиментации, углеродистого вещества и сингенетичных с ним сульфидов до 0,1—1% [10], играющих в последующем значительную роль при гидротермальном рудообразовании. Терригенные толщи обогащались золотом, вероятно, как на стадии перерывов в осадконакоплении, так и в морских условиях. Например, при образовании илов на Черном, Красном морях содержание в них Au достигает 150 мг/т [3]. Осадки, благоприятные для концентрации золота, откладывались во внутриматериковых морских бассейнах эвксинского типа с ограниченными условиями аэрации и недостатком кислорода. В процессе образования Юдомо-Майского прогиба, начиная с силурийского времени, наблюдались неоднократные перерывы в осадконакоплении, особенно в верхней части разреза, о чем свидетельствуют толщи конгломератов в низах тасканской, ханмытской, натальинской, экачанской, суркечанской, джугтагинской и дыбинской свит. На ранней стадии развития прогиба (рифей, венд) преобладали устойчивые процессы погружения. Исключение составля-

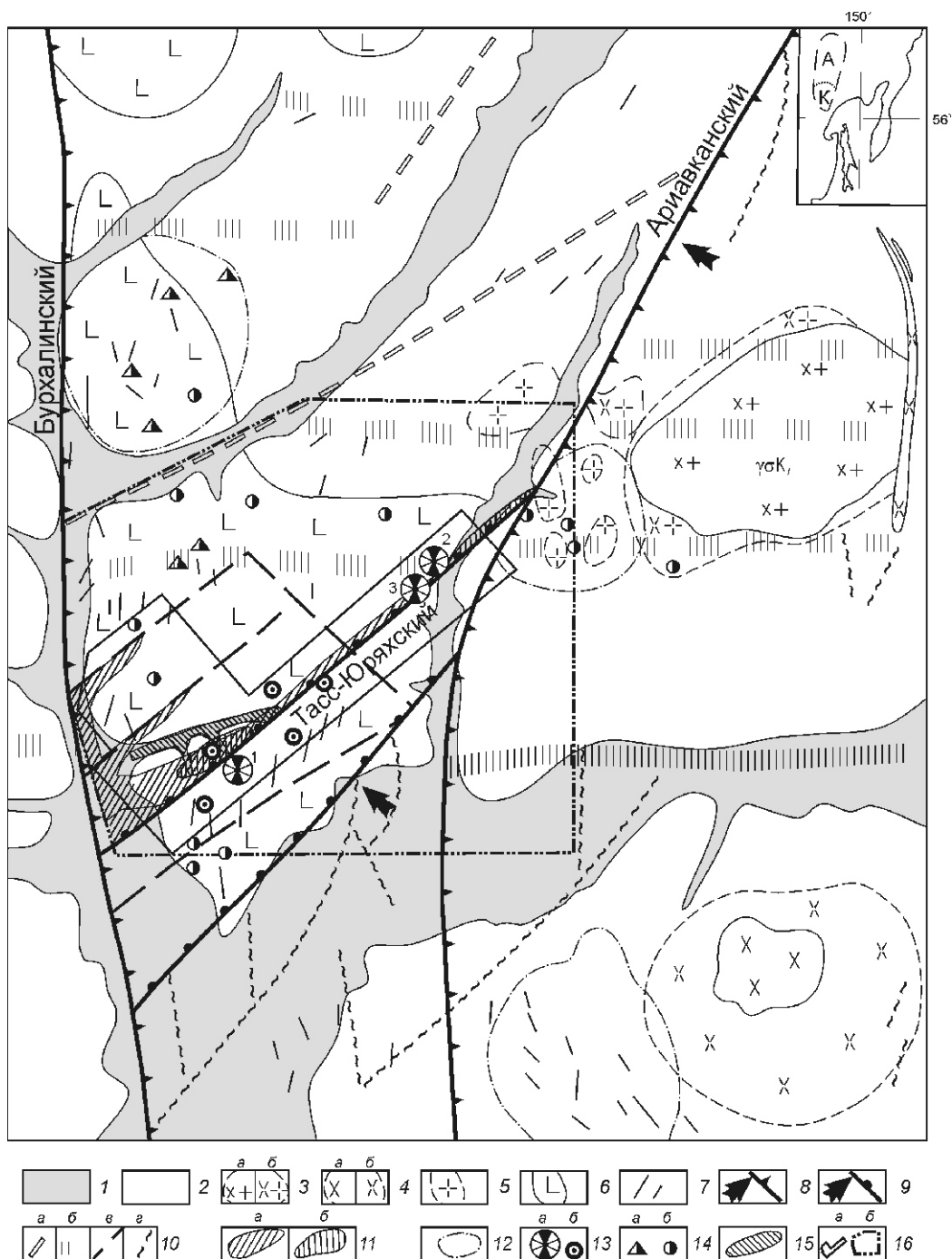


Рис. 1. Схема глубинного строения Курун-Уряхского рудного района с элементами прогноза. Масштаб 1:200 000:

1 — аллювиальные отложения; осадочные образования: 2 — алевролиты, доломиты, известковистые песчаники, известняки; гранитоиды Мурамнянского массива по геолого-геофизическим данным: 3 — гранодиориты вскрытые (а) и не-
 вскрытые (б) эрозией, 4 — диориты вскрытые (а) и не-
 вскрытые (б) эрозией, 5 — граниты, не-
 вскрытые эрозией; 6 — диа-
 базы и их дайки; 7 — дайки лампрофиров, выделенные по геофизическим данным; тектонические нарушения: 8 — ре-
 гиональные надвиги (Ариавканский, Бурхалинский), 9 — взбросо-надвиги (Тас-Юряхский); 10 — зоны глубинных раз-
 ломов, выделенных по геофизическим данным: а — субширотные, б — диагональные, в — прочие, г — зоны дробления;
 результаты локального прогнозирования: 11 — зоны силификации (обогащенные кремнеземом), выделенные: а — по
 геолого-геофизическим данным, б — повышенной трещиноватости, привноса сульфидной минерализации, благоприят-
 ные для локализации золоторудных тел; 12 — результаты крупномасштабного прогноза (Т, U, Th, K, геохимия), об-
 ласти перспективные для выявления золоторудных тел; 13 — месторождения (а: 1 — Малютка, 2 — Подкова, 3 — Крас-
 ное) и рудопоявления (б); 14 — точки минерализации с содержаниями Cu (в %): 0,1—0,5 и более (а), 0,01—0,09 (б); 15
 — россыпи золота; 16 — участки работ масштаба: 1:5000—1:25 000 (а) и 1:50 000 (б); на врезке — схема района исследо-
 ваний: А — Аллах-Юньская металлогеническая зона, К — Курун-Уряхский рудный район

ет верхнеюдомский период, который характеризуется перерывом в осадконакоплении и появлением конгломератов в низах пестроцветной свиты. В юдомской толще значительный объем занимают карбонатные отложения. Это обстоятельство позволяет предполагать, что в период регрессии моря происходило интенсивное закарстовывание территории и образование многочисленных полостей, которые при благоприятных условиях могли заполняться золотосодержащими водными растворами и взвесями. Золото проседало в придонные части полостей, где оно гравитационно обогащалось. В процессе последующих погружений закарстованные площади были перекрыты отложениями пестроцветной свиты.

В инверсный этап развития Юдомо-Майского прогиба возникла активизация рассольных (гидротермальных) вод, которые при миграции фильтровались толщами пористых пород и обогащались углеродистым веществом и сульфидами подэкранных пород [11]. Вновь образованные породы приобретали облик черносланцевых за счет повышения давления и температуры. Здесь же на геохимических, электрохимических барьерах (углеродистые, глинистые среды и *P-T* градиентные условия) происходило отложение золота и других рудных элементов. Судя по имеющимся материалам, благоприятными для рудоотложения являлись крупные и относительно слабо деформированные складчатые структуры Аллах-Юньской металлогенической зоны, длительно находившиеся в условиях «замкнутых», термостатированных систем, с хорошо выраженными экранирующими горизонтами. Погружаясь на глубины 5—6 км, глинистые толщи подвергались воздействию больших температур и давлений, уплотнялись, теряли пористость от 10 до 80% объема исходной породы, высвобождая при этом до 230—350 кг воды из 1 м³ глины [13]. Высвобожденные растворы мигрировали по вертикали и латерали по наиболее проницаемым зонам и межпластовым структурам. По такому механизму образовывалось большое количество погребенных, горячих рассольных вод. В связи с высокими давлениями и температурами при миграции воды интенсивно минерализовывались за счет активного взаимодействия с вмещающими породами, магматогенными и метеорными водами различного вещественного состава. При увеличении мощности осадков и в силу элизионного механизма рассольные воды, углеводороды и рудные элементы перемещались к апикальным частям поднятий, с образованием различного рода электрохимических систем, в которых происходило обогащение растворов, перенос и отложение золоторудной минерализации на различных барьерах (петрофизические, геодинамические, геохимические, электрохимические и др.) и в структурных ловушках.

Методика исследований. Территория Аллах-Юньской металлогенической зоны в настоящее время полностью охвачена региональными (*g*, *T*) ис-

следованиями масштаба 1:200 000. Поисковые комплексные геолого-геофизические работы масштаба 1:50 000—1:5000 проводились ФГУГП «Дальгеофизика» в пределах рудных районов и полей. В комплекс поисковых работ включались аэрогеофизическая съемка (*T*, *U*, *Th*, *K*, *СДВР*) масштаба 1:50 000 и наземные работы (металлометрическая съемка, геологические маршруты, *T*, *ЕП*, *ВП*, газорудная съемка) масштаба 1:25 000—1:5000 в пределах южной части Аллах-Юньской металлогенической зоны. По результатам этих работ проведена компьютерная обработка и интерпретация материалов, составлены модели ряда месторождений, выделены перспективные участки.

Прогнозирование на золото проводилось поэтапно. Каждый этап имел свои специфические задачи и особенности. Первоначально на региональной стадии рассматривались материалы геолого-геофизических исследований (гравиметрия, магнитометрия, морфометрия, космоснимки) масштаба 1:500 000—1:200 000. Анализировались тектоническое строение и металлогения всей Аллах-Юньской металлогенической зоны, с более детальным рассмотрением материалов по южному флангу. Основное внимание обращено на выявление региональных закономерностей в локализации золоторудных месторождений, установление их формационной принадлежности и возможных масштабов оруденения, перспективы их поисков.

Этап крупномасштабного прогнозирования охватывал геолого-геофизические материалы (магнитометрия, гравиметрия, комплексная аэрогеофизическая съемка, геохимия, карты полезных ископаемых) масштаба 1: 50 000 и был нацелен на определение типа и вероятного местоположения месторождений, оценки их возможных размеров. Крупномасштабным прогнозированием было охвачено 500 км². На этом этапе определялись геолого-структурные особенности Курун-Урхского рудного района, анализировались корреляционные связи между геохимическими характеристиками вмещающих толщ, рудных проявлений, месторождений золота (см. рис. 1); выявлялись наиболее информативные признаки локализации оруденения (особенности тектонических нарушений и метасоматически измененных пород, проявления сульфидной минерализации, наличие экранирующих толщ и геохимических, петрофизических барьеров, благоприятных для рудоотложения).

Этап локального прогнозирования был направлен на изучение структуры рудных полей месторождений, изучение вещественного, минерального и элементного составов рудных тел на основе электроразведочных материалов методами СЭП, ЕП; ВП, магнитометрии, газорудной съемки, литогеохимического опробования, геологических исследований масштаба 1:5000—1:25 000. В качестве основного критерия использовались физико-геологические модели месторождений Тас-Юрх и Малютка.

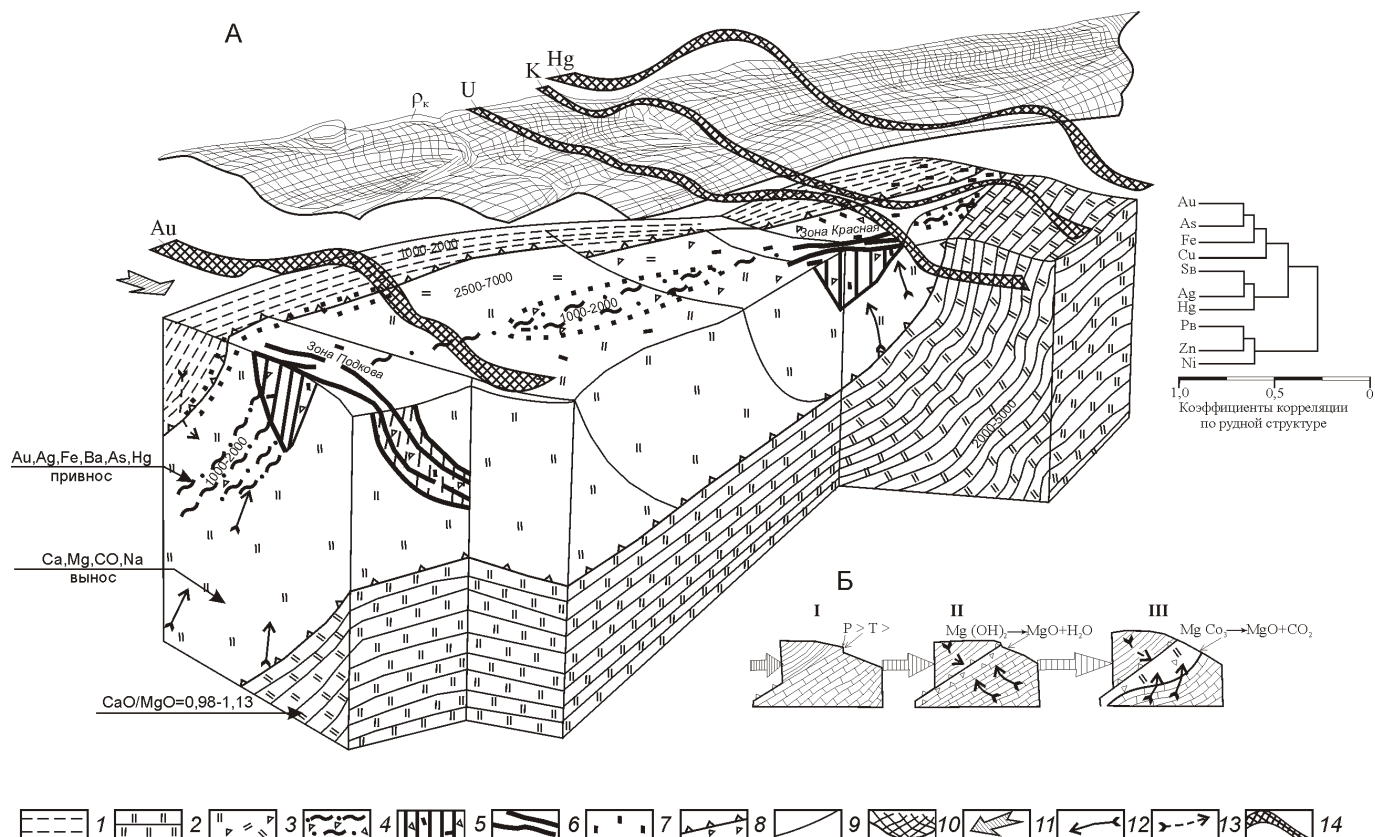


Рис. 2. Физико-геологическая модель золоторудного месторождения Тас-Юрях карлинского типа:

А: 1 — алевролиты, аргиллиты (экранирующая толща) иникчанской свиты; 2 — доломиты юдомской свиты; 3 — кварцевые брекчии (кварц, кальцит, доломит); 4 — лимонит-гематит-кварцевые брекчии; 5 — лимонит-гематит-кварцевые брекчии с пиритовой минерализацией; 6 — золоторудные тела; 7 — пиритовая минерализация; 8 — граница метасоматически проработанных пород в зоне надвига; 9 — предполагаемые тектонические нарушения по геофизическим данным; 10 — поля сопротивлений ρ_k (в объеме); 11 — направление движение надвига; 12 — движение обогащенных растворов; 13 — исходящее движение метеорной и метаморфической воды; 14 — графики содержаний Au, U, K, Hg; цифры на рисунке — величина сопротивления руд и пород по данным СЭП; Б — этапы преобразования тектонитов (доломитов) при высоких P и T : I — доломиты в зоне надвига, II — дегидратация ($Mg(OH)_2 \rightarrow MgO + H_2O$), III — декарбонатизация ($MgCO_3 \rightarrow MgO + CO_2$) с образованием джеспериодов и отложением в полостях надвига золота и других элементов из вмещающих пород и гидротерм

Построение комплексных моделей золоторудных месторождений. С целью более эффективного локального прогнозирования были построены модели золоторудных месторождений карлинского типа физико-геологическая (Тас-Юрях) и геолого-геофизическая черносланцевого (Малютка) (рисунки 2 и 3). При этом использовались данные полевых геофизических, геохимических, петрофизических, геологических, минералогических исследований, проведенные автором и другими исследователями на золоторудных месторождениях Нежданинское, Юр, Тас-Юрях, Малютка [1, 9, 10]. Один из важных аспектов модели золоторудных месторождений гидротермально-осадочного происхождения — вопросы накопления и перегруппировки вещества при рудогенезе. Процессы регенерации могут оказывать существенное влияние на особенность локализации и фор-

мы нахождения рудных компонентов, таких как Au, Ag, Sb. Морфологические и структурные особенности, распределение углеродистого вещества во вмещающих породах свидетельствуют о его первично-осадочном генезисе с дальнейшей перекристаллизацией при гидротермальном метасоматозе. Минеральный состав рудоносных горизонтов на большом протяжении характеризуется сравнительной простотой и постоянством. Основные минералы рудоносных горизонтов (кварц, кальцит, гематит, флюорит, барит, гидрогетит и гетит) — наиболее характерные признаки рудоносных горизонтов. Содержание органического углерода в карбонатных и карбонатно-кремнистых породах изменяется в пределах 0,035—0,6%. Большое количество органического углерода характерно для темно-серых битуминозных пород (0,3—0,9%). Устанавливается тенденция пря-

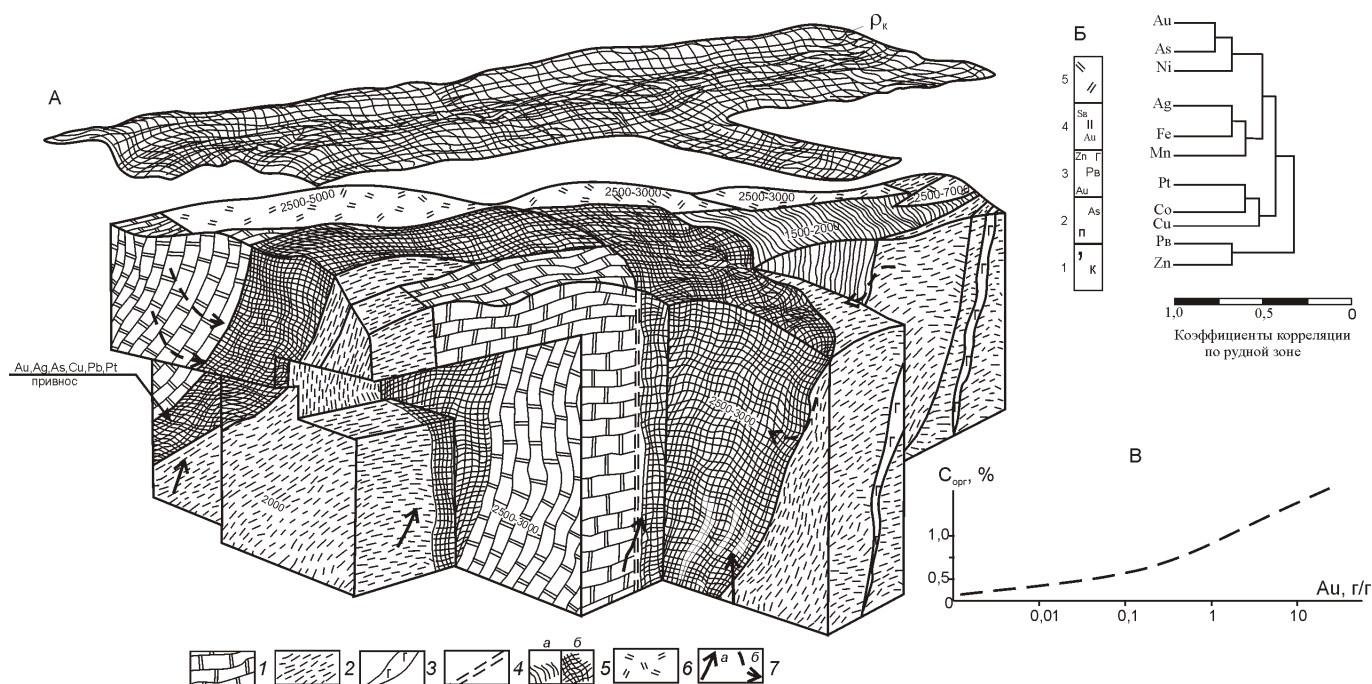


Рис. 3. Геолого-геофизическая модель золоторудного месторождения Малютка черносланцевое типа:

А: 1 — доломиты юдомской свиты; 2 — алевролиты, аргиллиты иникчанской свиты; 3 — дайки габбро-диабазов; 4 — черносланцевые алевролиты, аргиллиты, метасоматически измененные с дисперсной вкрапленностью Au и пониженным сопротивлением до 1000—2000 Ом м (по данным СЭП); 5 — сульфидизированные породы (а) и рудные зоны с жильными телами (б) по данным СЭП; 6 — окварцованные породы; 7 — направление движения: а — гидротермальных растворов, б — вадозных вод; Б — метасоматическая колонка с минеральной ассоциацией (от ранней к поздней): 1 — серицит-карбонатная, 2 — пирит-арсенопиритовая, 3 — гематит-кварцевая с Pb, Zn и Au, 4 — сульфоантимонитовая с Au и кварцем, 5 — позднекварцевая; В — график зависимости содержания золота от $C_{орг}$; см. услов. обозн. к рис. 2

мой зависимости средних содержаний Au, Pb, Ag, Cu с $C_{орг}$, однако существенная роль в концентрации рудных элементов по данным геологических исследований принадлежит тонкозернистым оксидам железа (гематит).

При анализе закономерностей распределения геохимических элементов было использовано 1000 спектральных и 200 химических анализов золотополиметаллической (гематит-кварцевой) минерализации, локализованной в породах дыбинской, куканской, юдомской, пестроцветной свит.

Первая продуктивная ассоциация золота в этих месторождениях представлена прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, которые сформировались на стадии гидротермально-метасоматического преобразования терригенно-осадочных пород. Ее золотоносность определяется присутствием тонкодисперсного золота, которому принадлежит главная роль. Максимально золотоносными являются наиболее интенсивно проработанные динамометаморфизмом участки развития алевролитов. Основной носитель золота — метасоматический тонкокристаллический арсенопирит, развитый преимущественно в измененных алевролитах с углеродистым веществом.

О метасоматическом происхождении арсенопирита свидетельствует хорошая огранка кристаллов, тонкоигольчатых до мелкопризматического облика, наличие сложных сростков. Часто тонкокристаллический арсенопирит нарастает на кристаллах первично-осадочного пирита. Золотоносный арсенопирит характеризуется повышенными концентрациями Ag, Cu и преобладанием Ni над Co. Другой важный носитель золота — пирит, представленный равномерной вкрапленностью с прожилковидным обособлением на метасоматических участках. Этот пирит тесно ассоциирует с золотоносным арсенопиритом. По-видимому, дисперсное золото вместе с арсенопиритом привносилось на стадии гидротермального метасоматоза, когда происходила сокристаллизация самородного золота с тонкоигольчатым арсенопиритом, а также осаждение золота на его кристаллах. Об этом свидетельствуют высокие корреляционные связи Au и As ($r = 0,69$).

Построение моделей проводилось в несколько стадий. На первой стадии по данным g , T , K_T , K_K подбирались теоретическая модель. Затем она наполнялась геологическими, геохимическими данными, вещественным составом вмещающих пород и руд-

ных зон, тектоническими нарушениями и снова проводилось моделирование. По ряду выполненных модельных разрезов по месторождению строилась объемная трехмерная модель (см. рисунки 2 и 3).

Обсуждение результатов. Аллах-Юньская металлогеническая зона расположена в области регионального минимума силы тяжести ориентированного в субмеридиональном направлении на расстояние

500 км. Интенсивность минимумов силы тяжести возрастает с юга на север от 30 до 150 мГл. В пределах региональной аномалии силы тяжести отмечаются лишь редкие, мелкие штоки гранодиоритов, сопровождающиеся незначительными зонами ороговикования. Область интенсивного разуплотнения пород в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны, имеющая глубинное происхождение и охватывающая верхнюю часть мантии и нижнюю часть земной коры, позволяет предполагать наличие на глубине не выходящих на дневную поверхность значительных масс гранитоидов или проявлений глубинного метасоматоза с проработкой всего блока земной коры вплоть до мантии [5]. Совокупность происходивших глубинных и экзогенных процессов привела к образованию региональной Аллах-Юньской рудоносной системы. Перспективы выявления крупных месторождений золота черносланцевого типа наиболее высоки в северной и центральной частях, а карлинского типа — в южной. Кроме Курун-Уряхского золоторудного района на исследуемой территории очевидный интерес представляет площадь в верховьях рек Нижний и Верхний Иниканчан, где возможно выявление промышленно значимых объектов.

Курун-Уряхский рудный район расположен в южной части Аллах-Юньской металлогенической зоны. В его пределах находятся месторождения Тас-Юрях и Малютка, множество рудопроявлений (25) и точек минерализации. Особенности геолого-тектонического строения района наиболее ярко отображены в гравитационном и магнитном полях. В поле силы тяжести, кроме выделяемых здесь всеми исследователями зон Бурхалинского, Ариавканского, Мурамнянского надвигов субмеридиональной ориентировки проявляется серия субширотных глубинных разломов, которые не отражены на геологических картах (см. рис. 1). Менее контрастно система субширотных разломов проявлена в магнитном поле в виде линейных минимумов и линейно-упорядоченных локальных аномалий интенсивностью 50—200 нТл, отвечающих дайкам диабазов. Отдельные фрагменты субширотных разломов трассируются аномальными концентрациями естественных радиоактивных элементов. Наиболее отчетливо в физических полях эти разрывные структуры выделяются только в зоне Комуй-Мурамнянского глубинного разлома, где эрозией вскрыты интрузивные массивы (Верхне-Мурамнянский, Мурамнянский, Бераньинский, Айлянский,

Нетский), множество даек и силлов преимущественно основного состава. Эта зона шириной 15—20 км вытянута в субмеридиональном направлении и прослеживается на расстояние 100 км. В пределах Тас-Юряхского рудного поля субширотные разломы трассируются дайками лампрофиров и лампроитов, что может свидетельствовать о большой глубине их заложения. По химическому составу дайки относятся к ультракалиевому ряду щелочных пород, соответствующих оливин-лейцитовый разновидности алмазонских лампроитов Западной Австралии, отличаюсь от них лишь несколько меньшим содержанием титана. Аналогичные дайки лампроитов по данным ранее проведенных геолого-съемочных, поисковых и тематических работ достаточно широко распространены в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны, Курун-Уряхского рудного района и вблизи Мурамнянской и Меньшунской интрузий. В основу выделения перспективных золоторудных участков по данным АГСМ-съемки были положены общеизвестные закономерности распределения естественных радиоактивных элементов в пределах золоторудных месторождений. В золоторудных полях накапливается природный уран и калий. Калий, как правило, привносится в щелочных (калишпатизация) и нейтральных, слабо кислых (серицитизация) растворах, а уран ассоциирует как с калиевыми метасоматитами, так и с пострудным окварцеванием. В общем случае вследствие горизонтальной зональности золоторудные поля находятся внутри калиевых ореолов рассеяния, но за пределами максимальных содержаний калия. Ореолы урана обычно окаймляют рудные тела, располагаясь по периферии рудного поля. Концентрации К и U в аномальных зонах и естественная радиоактивность пород определяются интенсивностью проявления соответствующих стадий минерализации.

Основной особенностью глубинного строения Курун-Уряхского золоторудного района по данным интерпретации геофизических материалов является выделение здесь клиновидного блока, образовавшегося в результате взаимодействия Бурхалинского, Ариавканского надвигов и глубинного диагонального разлома (см. рис. 1). Механизм его образования представляется следующим образом. При надвигании структур с востока на запад за счет различной прочности, неоднородности пород, неравномерно приложенных усилий и различной скорости перемещения блоков вдоль надвигов могли образовываться диагональные сдвиговые разрывные структуры. При этом плоскости сместителей по диагональным разрывам приобретали западное падение в отличие от зон основных надвигов, имеющих восточное падение. Дальнейшее наращивание сдвигающих усилий с востока на запад приводило к значительным межпластовым срывам и выполаживанию сколовых разломов с глубиной. Наибольшие тектонические на-

пряжения при этом испытывал южный фланг клиновидного блока, что привело к многочисленным разрывам, сдвигам и интенсивному проявлению дайкового магматизма. Высокая проницаемость пород на южном фланге клиновидного блока подчеркивается наличием в нем зон дробления, выявленных как по данным геологических наблюдений (в т.ч. и в горных выработках), так и по данным аэрогеофизических исследований методом сверхдлинноволнового радио-профилирования (СДВР).

В пределах выделяемого по геолого-геофизическим данным Тас-Юрхского надвига выявлены лентовидные тела джаспероидов. Формирование их связано с преобразованием пород вдоль надвига за счет высокого ориентированного напряжения (не менее 2000 кг/см^2) и повышения температуры (см. рис. 2). Эти породы представляют собой существенно кварцевые метасоматиты, послойно замещающие карбонатные отложения. По данным интерпретации материалов симметричного электропрофилирования они выделяются аномалиями высоких сопротивлений ($3000\text{—}10\,000 \text{ Ом м}$). В их пределах контрастными аномалиями низких сопротивлений ($1500\text{—}500 \text{ Ом м}$) картируются гематит-кварцевые брекчии, обогащенные сульфидами (преимущественно пиритом, арсенопиритом), с которыми пространственно ассоциирует золоторудная минерализация. Природа гематит-кварцевых руд в настоящее время не ясна. По представлениям автора, на палеоповерхности венда произошло закарстовывание доломитов. Карстовые полости заполнялись рыхлым материалом, обогащенным железом, золотом, а затем перекрывались и запечатывались карбонатными отложениями нижнего кембрия. При сжатии пород в складки по ослабленной зоне вдоль плоскостей напластования произошел тектонический срыв и взброс относительно небольшого по размерам клинообразного блока (см. рис. 1). По глубинным разломам, пересекающим вновь образованное пологопадающее тектоническое нарушение, вероятно, циркулировали гидротермальные растворы, обогащенные золотом, которые могли разгружаться в пологопадающие разрывы, обогащать золотом джаспероиды и формировать современный облик зон лимонит-гематит-кварцевых брекчий. Мощность зон (горизонтов) таких брекчий по данным интерпретации геофизических материалов $10\text{—}20 \text{ м}$. Золото тонкодисперсное, визуально не устанавливается даже в аншлифах из образцов, содержащих Au до $0,5 \text{ г/т}$. Это еще раз подтверждает, что метасоматические процессы обусловлены как тектоническими близповерхностными, так и эндогенными эксгаляциями, гипергенными процессами при отсутствии магматических образований вблизи золоторудных зон. Вторичные процессы гематитизации, аргиллизации, декальцитизации, декарбонатизации и окремнения приводят к образованию джаспероидов, содержащих оксиды и гидроксиды железа и

марганца. В пределах пластообразных и лентовидных горизонтов метасоматитов, судя по полям сопротивлений, развиты прослои глинистого материала, а также достаточно большие по объему скопления аморфной глинистой массы, цементирующей обломки пород с гнездообразными включениями органического вещества, подвергшимися декарбонатизации.

Месторождение Тас-Юрх представлено двумя рудными зонами Красное и Подкова (см. рис. 2). Для месторождения Красное характерны золотогидрослюдисто-кварцевые руды, образующие лентовидные тела мощностью до 35 м в тектонической зоне Тас-Юрхского надвига, на контакте доломитов и алевролитов (см. рисунки 1 и 2). Рудные тела представляют собой или дезинтегрированные кварцевые метасоматиты, или окварцованные доломиты и алевролиты, часто ожелезненные. Кварцевые метасоматиты имеют брекчиевый облик, характеризуются наличием включений редких обломков доломитов и алевролитов с гнездами серицит-гидрослюдистого и каолинового состава.

В рудной зоне месторождения Подкова развиты золото-кварц-карбонатные руды, локализованные в ви́сячем боку дайки слюдистых лампрофиров. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления в различной степени ожелезненных доломитов с тонкими прожилками кварц-серицит-хлорит-гидрослюдистого, серицит-гидрослюдисто-каолинового состава мощностью до 5 м . В рудных телах встречаются слабо кальцитизированные доломиты брекчиевого облика с жилообразными телами интенсивно окварцованных доломитов мощностью $10\text{—}15 \text{ см}$. Брекчии состоят из обломков окварцованного доломита, сцементированного тонкозернистым кварцем с примесью серицита и каолинита с тонкой сетью прожилков сульфидов и гидроксидов железа.

Рудная вкрапленность ($0,5\text{—}2,5 \text{ мм}$) представлена в основном гипергенными минералами ($5\text{—}7\%$ объема породы), гидроксидами железа и марганца, гематитом. Первичные руды сохранились лишь в виде реликтов в агрегатах вторичных минералов и представлены преимущественно пиритом, арсенопиритом, халькопиритом. Содержание их в первичных рудах не превышает $5\text{—}8\%$. Концентрация Au в рудах около 20 г/т , Ag $10\text{—}50 \text{ г/т}$. Золоторудная минерализация часто приурочена или к вторичным минералам, или к контактам гидроксидов железа и зерен кварца. Максимальные содержания золота приурочены к кварц-гидрослюдистым образованиям.

Крупномасштабным прогнозом было охвачено 500 км^2 . По результатам прогноза в верховьях р.Иниканчан в районе Бурхалинского надвига выделяется участок, перспективный на выявления промышленно значимых объектов карлинского типа. В гравитационном поле по данным магниторазведки здесь выделена зона субширотного разлома и серия

зон дробления северо-восточного простираения. В пределах этой площади выявлены геохимические ореолы рассеяния Au и Cu (см. рис. 1). Стратиграфическим фактором в локализации медного оруденения могут служить и красноцветные отложения маймаканской свиты, распространенные на левобережье р. Нижний Иниканчан. Медная минерализация здесь локализуется в нитевидных трещинах и кварцевых прожилках, тяготеющих к зонам дробления. Не исключено, что медная минерализация концентрируется и в алевролитах, служивших хорошими экранами при миграции меденосных и золотоносных растворов и флюидов. Высокие перспективы выявления золоторудных объектов связываются с зонами надвигов Бурхалинского, Ариавканского, Мурамнянского и др.

По данным локального прогноза с использованием построенных моделей и комплексных критериев (выделение джаспероидов и в их пределах зон брекчированных пород с гидроксидами железа, марганца и гематита по данным СЭП, ВП, Т и повышенных содержаний Au, As, Sb, Ba по вторичным ореолам, Hg по съемке) в районе месторождения выделена Тас-Юряхская рудоносная структура протяженностью

12 км, имеющая клюшкообразную форму. Основной ее ствол вытянут в северо-восточном направлении на 9 км, а западная часть — в северо-западном на 3 км. В пределах восточной части структуры локализуются зоны Красная и Подкова, на ее перегибе — Малютка. На основе разработанных моделей и установленных комплексных критериев между месторождениями Тас-Юрях и Малютка выделено 7 локальных зон лимонит-гематит-кварцевых брекчий перспективных на выявление мелких, возможно средних месторождений типа зон Красная и Подкова. По результатам редких заверочных канав и скважин этих зон были выделены золоторудные интервалы с содержанием Au до 1—2 г/т. Западная ветвь рудоносной структуры существенно отличается от восточной. Она имеет более сложную морфологию, на перегибе мощность ее увеличивается до 1 км, далее ветвь разветвляется на две аномальные зоны. В пределах раздува структуры по геолого-геофизическим данным (пониженные значения k 1000—500 Ом м,

Т 0 100 нТл, повышенные значения Hg 3—5 10^{-9} мг/л, Au 0,001 г/т, Ag 0,01 г/т, As 0,005%, Cu 0,005%) выделяется штокверкоподобная зона площадью 3 км², в центральной части которой расположено месторождение Малютка. Пространственно штокверковая зона занимает южную часть клиновидного блока, испытавшего, вероятно, наибольшие геодинамические напряжения, которые привели к формированию здесь зон высокой проницаемости. Такие геодинамические условия оказались благоприятными для локализации в аргиллитах и алевролитах устькирбинской свиты зон золоторудной минерализации. Под воздействием тектонических напряжений

и гидротермальных растворов вмещающие породы были превращены в карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты. Мощность жил и прожилков изменяется от первых миллиметров до сантиметров, протяженность линейных штокверковых зон от 100 до 200 м. Основная масса золотоносных кварцевых и гематит-кварцевых прожилков расположена вдоль многочисленных зон трещиноватости преимущественно субширотной и субмеридиональной ориентировки. Среди прожилков наблюдаются образования как секущие слоистость, так и межпластовые. Морфология прожилков весьма сложная и отвечает интенсивной проработке этой части клиновидного блока. Видимое золото обнаруживается чаще всего в маломощных (3—20 мм) кварцевых прожилках. Золотины размером 0,01—0,3 мм распределены по прожилкам кварца крайне неравномерно. Содержание Au обычно не превышает 1—3, в редких случаях 5—8 г/т (приурочены к лежащему боку или к зальбандам прожилков). Кроме гематита и золота, в кварцевых прожилках в небольшом количестве отмечаются пирит, халькопирит, сфалерит, флюорит, тетраэдрит. Пробность Au 940—945%. По величине площади проявления золоторудной минерализации, составу метасоматитов, геолого-геофизическим, геохимическим признакам данное месторождение можно отнести к большеобъемному типу с низкими содержаниями (в среднем 1,2 г/т), но значительными запасами золота [4]. В пределах штокверковых зон можно выделить рудные столбы с высоким содержанием золота.

Построенные по данным литогеохимической съемки аддитивные $K [Au Ag]/[Cu Co]$ и мультипликативные $K [Au Ag]/[Cu As]$ показатели определяют площадь развития штокверковой минерализации и свидетельствуют о зональности распределения некоторых химических элементов. С целью определения величины эрозионного среза был рассчитан мультипликативный показатель $K [Pb Zn]/[Cu As]$. Отмечается незначительное увеличение значений мультипликативного показателя в направлении к периферии рудного поля, что свидетельствует о невысокой эродированности месторождения Малютка. Размах оруденения по вертикали, оцененный по гипсометрическим отметкам рельефа 200 м. По данным опробования в горных выработках устанавливается увеличение количества кварцевых и кварц-гематитовых прожилков по мере увеличения эрозионного среза. В этом же направлении повышается и частота встречаемости проб с высокими содержаниями золота. По данным газортутной съемки повышенные концентрации ртути тяготеют к линейной зоне пониженных сопротивлений, что свидетельствует о прошедшем интенсивном процессе рудообразования (см. рис. 3).

Согласно данным локального прогноза наиболее перспективными на поиски золота являются западная (линейная) часть штокверка и восточная, примыкаю-

щая к зоне субмеридионального разлома (см. рисунки 1 и 3). Кроме рудного поля месторождения Малютка на юго-западе площади, по материалам проведенных исследований, выделяются еще локальные зоны метасоматически измененных пород. Перспективы вновь выделенных зон не ясны, особенно в юго-западной части участка, где заверочные работы вообще не проводились. По данным литогеохимического опробования отмечается некоторое повышение содержания золота. Предполагаемые зоны метасоматически измененных пород рекомендуется изучить геолого-поисковыми маршрутами с отбором штучных проб, вскрыть канавами и при положительных результатах — скважинами.

В заключение следует отметить, что пространственно золоторудная минерализация в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны в основном приурочена к тектонически ослабленным зонам Кидериканского глубинного разлома, Бурхалинского, Ариавканского, Мурамнянского надвигов и субширотных разломов. Наиболее благоприятной средой для локализации золотого оруденения карлинского типа являются пористые, крупнообломочные кварц-доломитовые, ожелезненные брекчии, обнажающиеся в кровле устьюдомской свиты. Алевролиты и аргиллиты черносланцевых горизонтов иникачанской, куканской толщ могут вмещать месторождения черносланцевого типа. Наиболее перспективной представляется зона Бурхалинского надвига в пределах выходов диабазовых даек, несущих кроме золотой, медную минерализацию (по данным штучного опробования до 0,1—0,5%). В донных пробах, отобранных на контакте устьюдомских доломитов с перекрывающими их алевролитами, установлены повышенные содержания золота. В связи с этим не исключена возможность выявления на этой площади золото-медного месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозерцева Н.В., Кокин А.В., Силичев М.К. Основные принципы прогнозирования и оценки золотого оруденения в терригенных толщах // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Экспресс-информация. — М., 1987. Вып. 2. С. 5—122.
2. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Сафонов Ю.Г., Галямов А.Л. Месторождения золота России // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 103—117.
3. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. — М.: Наука, 1986.
4. Кременецкий А.А. Прогноз крупных и уникальных золоторудных месторождений: теория и практика // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 42—45.
5. Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантйных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1234—1245.
6. Константинов М.М., Стружков С.Ф. Крупнотоннажные месторождения золота — типы и условия формирования // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Т. 1. — Ташкент, 2007. С. 278—282.
7. Костицин Ю.А. Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123—1138.
8. Курбанов Н.К. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1987. С. 8—12.
9. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. — Владивосток, 1984.
10. Мирзаханов Г.С. Закономерности размещения и условия формирования золотого оруденения углеродисто-терригенных толщ Юго-Восточной части Аллах-Юньской зоны. Автореф....дис. канд. геол.-минер. наук. — М., 1988. С. 20—23.
11. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 147—159.
12. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Время и условия образования согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 51—58.
13. Холодов В.Н., Шмарович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 53.

Основные черты геологического строения и графитоносность юго-западного фрагмента Лапландской зоны гранулитов

А.Б.ДУРАКОВА, В.А.ПАВЛОВ (ОАО «Центрально-Кольская экспедиция»; 184500, Мурманская обл., г.Мончегорск, ул.Комсомольская, д.23-а); О.Б.КУЗНЕЦОВ, В.Г.КУЗНЕЦОВА, В.П.ЛУЗИН (ФГУП ЦНИИГеолнеруд; 420097, г.Казань, ул.Зинина, д.4; e-mail: root@geolnerud.net)

Проявление Петспахша расположено в Мурманской области и приурочено к южной границе Лапландской зоны гранулитов. Графитоносная зона представляет собой дислоцированный участок, вытянутый в субширотном направлении более чем на 3 км. Графитовые руды представлены графитсодержащими плагиогнейсами и метасоматитами. Содержание графита в рудах изменяется от 3 до 46% и составляет в среднем по объекту 5%. Обогащенный графит отвечает требованиям ГОСТ.

Ключевые слова: графит, типы, проявление, зона, геологический, обогащение.

The main features of the geological structure and the graphite presence in the south-western fragment of the Lapland granulite zone

A.B.DURAKOVA, V.A.PAVLOV, O.B.KUZNETSOV, V.G.KUZNETSOVA, V.P.LUZYN

The Petspaksha occurrence is located in the Murmansk Region and confined to the southern border of the Lapland granulite zone. The graphite presence zone is a deformed area, which stretches in sublatitudinal direction for more than 3 km. Graphite ores are graphitic plagiogneisses and metasomatites. Graphite content in the ores varies from 3 to 46% and an average of 5% of the object. Concentrated graphite meets the requirements of the state standard specification.

Key words: graphite, types, manifestation, area, geological, concentration.

В связи с распадом СССР часть сырьевой базы страны, в т.ч. и промышленные месторождения графита, оказалась за пределами России. За последние годы объем добычи и производства графита в России снизился почти в 5 раз. В настоящее время добыча составляет 1,4% от мировой, в то время как в 1980 г. она была 25%.

Учитывая обширную область применения графита (машиностроение, электротехника, металлургия, легкая промышленность и др.) и постоянно увеличивающееся его потребление, назревает необходимость в поиске дополнительных источников этого вида сырья в Северо-Западном федеральном округе.

Особенности геологического строения Карело-Кольской провинции позволяют предполагать наличие в ней промышленных скоплений графита. В настоящее время наибольший интерес представляют Карельская и Беломорская графитоносные субпровинции, где в последнее время проводились специализированные геологические работы по поискам и оценке кристаллического графита (Петспахша). Всестороннее изучение качества графита и возможностей рационального использования графитовых руд проявление Петспахша осуществлялось на стадии поисковых работ ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» и ФГУП ЦНИИГеолнеруд в 2006—2008 гг. в рамках Государственного контракта N ГФ-02-06 от 20.03.06 г.

В пределах Беломорской субпровинции наиболее благоприятной геологической обстановкой формирования графитового оруденения является фронталь-

ная (южная) область Лапландской гранулитовой структуры, прогнозные ресурсы которой оцениваются в 7,9 млн.т кристаллического графита. В настоящее время в пределах этой полосы изучено и предварительно оценено лишь проявление Петспахша. Кроме локализации и оценки промышленной значимости объекта, здесь уточнено геологическое строение приконтактной зоны Лапландской структуры и изучен разрез серии метасоматитов, несущей графитовую минерализацию, которая ранее не выделялась.

Проявление графитовых руд Петспахша приурочено к яврозерскому комплексу метагаббро-анортозитов, развитых вдоль южной границы Лапландской зоны гранулитов с образованиями Сальнотундровского комплекса и маркирующих фронтальную часть Юрий-окского аллохтона (рис. 1). В пределах участка расположена южная приконтактная часть центрального фрагмента Яврозерского массива метагаббро-анортозитов, прослеживающегося через всю северную часть участка в направлении СВ 60—70°. Как было установлено, он представляет собой «пакет» пологозалегающих (20—45 СЗ) пластовых тел мощностью до 110 м, разделенных «пластинами» интенсивно дислоцированных плагиоэклотитов (гранат-(пироксен)-амфиболовые кристаллосланцы), представленных на рис. 2. Вдоль лежачего контакта тела метаанортозитов сопровождаются зонами метасоматитов и в разной степени метасоматически измененных пород, содержащих графитовое оруденение.

В процессе поисковых работ вскрыта и изучена метасоматическая зона мощностью 20—50 м, приуроченная к верхней «пластине» эколитоподобных пород, «зажатой» между двумя телами метаанортозитов (см. рис. 2). Строение ее сложное и представляет собой зону разбужинированных пород, частично или полностью переработанных эндогенно-метасоматическими процессами.

Строение ее сложное и представляет собой зону разбужинированных пород, частично или полностью переработанных эндогенно-метасоматическими процессами.

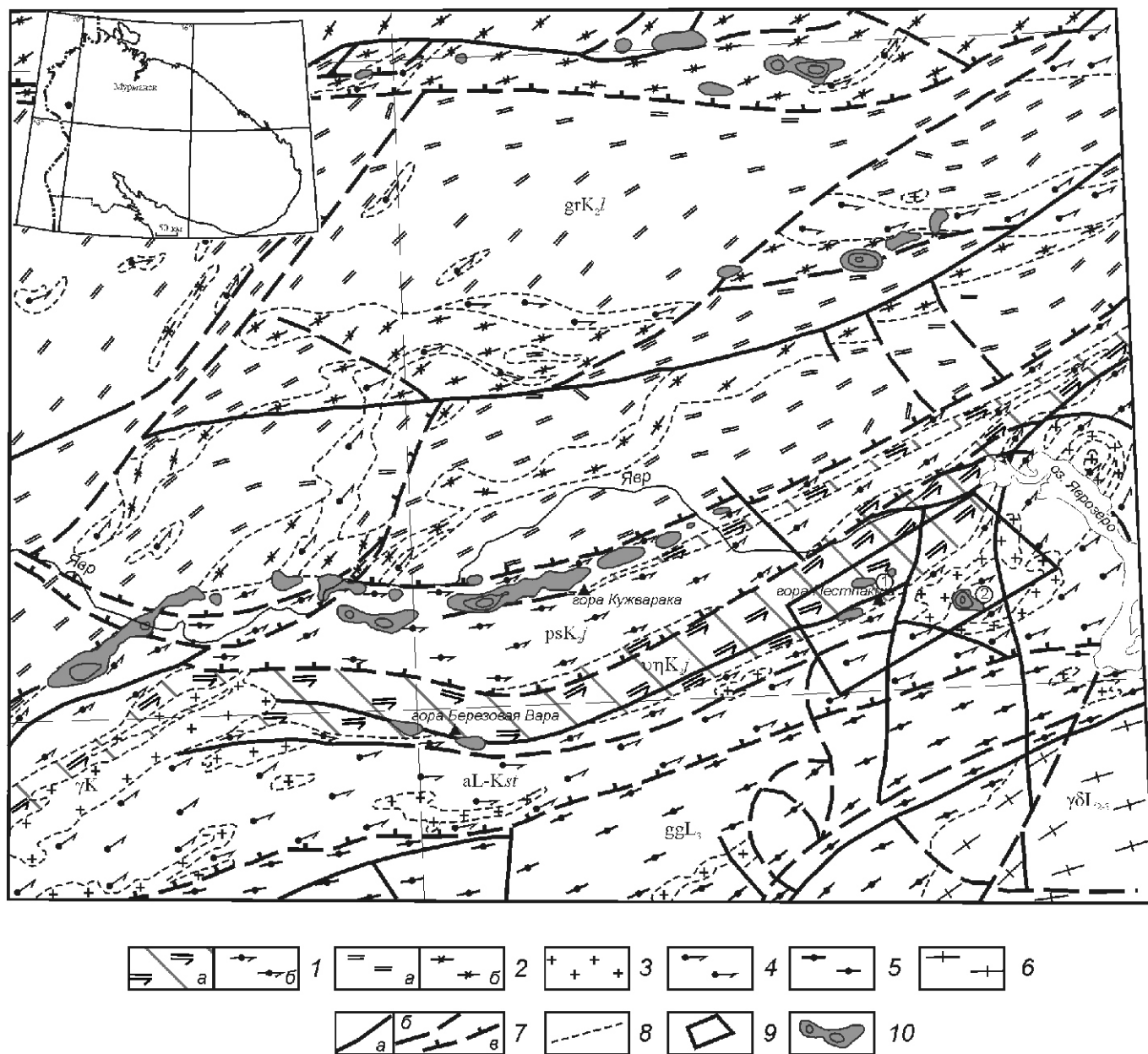


Рис. 1. Фрагмент геологической карты южного фланга Лапландской зоны гранулитов. Масштаб 1:200 000:

1 — Яврозерский комплекс метагаббро-анортозитов (K_{2j}): а — метаанортозиты Яврозерского массива (), б — кристаллосланцы гранат-амфиболовые, гранат-пироксен-амфиболовые (плагиоэколиты), частью окварцованные (ps), 2 — Лапландский комплекс гранулитов (K_{2l}): а — породы состава кислых гранулитов (gr), б — эндербиты состава диоритов-плагиогранитов (е); 3 — граниты, мигматит-граниты плагиоклазовые и плагиомикроклиновые (K); 4 — кристалло-сланцы пироксеновые, пироксен-амфиболовые Сальютундровского метаморфического комплекса (asL-Kst); 5 — кристаллосланцы двуслюдяные с гранатом, силлиманитом Корватундровского метаморфо-метасоматического комплекса (ggL₃); б — комплекс ультраметагенных диоритов-плагиогранитов нерасчлененных (L_{2-3}); 7 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые, в — предполагаемые надвиговые фронтальной части Лапландской зоны; 8 — геологические границы между разновозрастными подразделениями и отдельными разновидностями пород; 9 — контур участка поисковых работ Пестпакша; 10 — аэроэлектроразведочные аномалии (цифры в кружках — заверенные аномалии участка Петспакша)

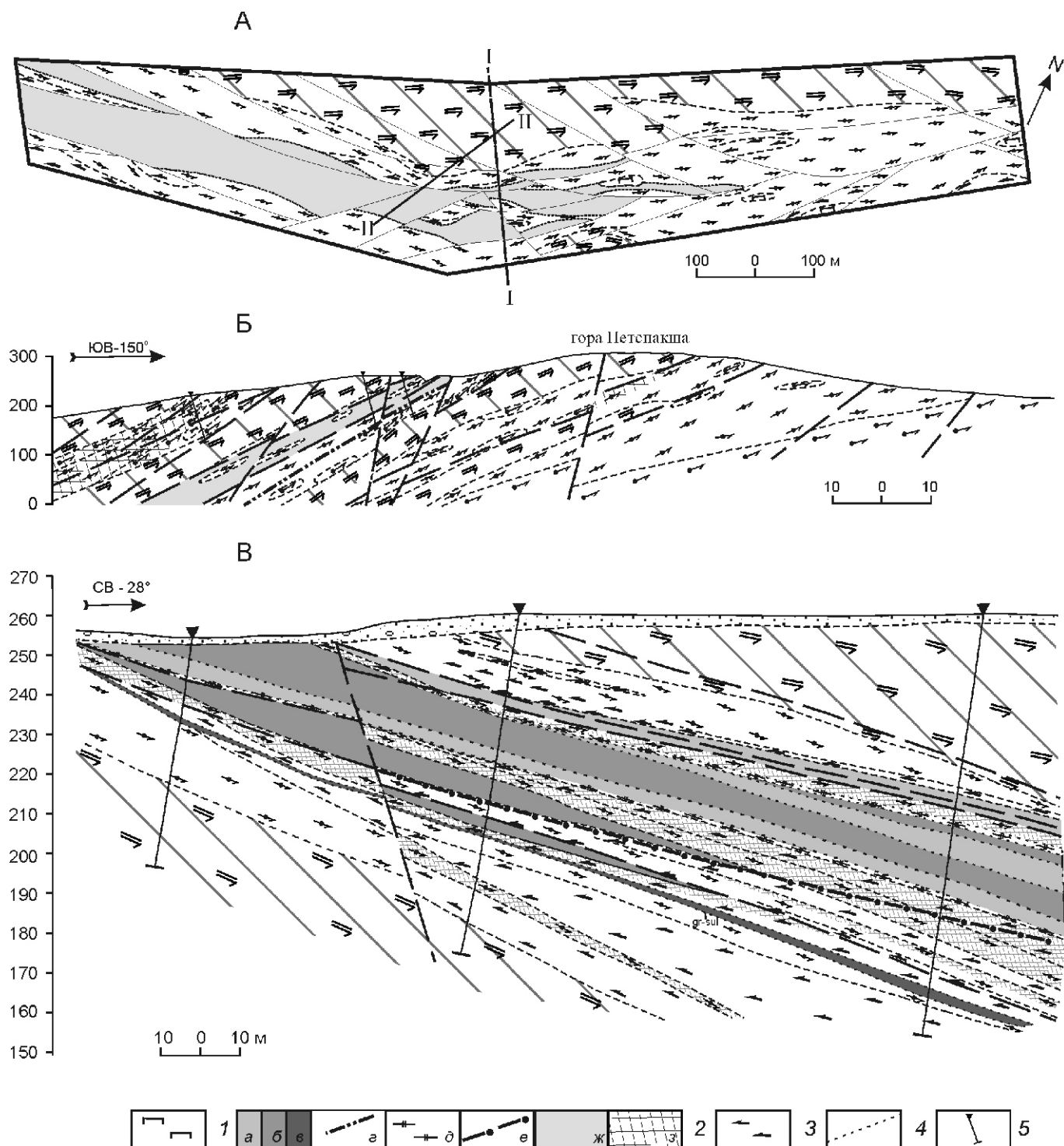


Рис. 2. Геологический план главной графитоносной зоны участка «Петспахша» (А), геологические разрезы по линии I-I (Б) и главной рудной зоны по линии II-II (В):

Яврозерский комплекс метагаббро-анортозитов (K_2j): 1 — пироксениты (), 2 — метасоматиты: а — кианит-кварц-гранатовые, гранатиты графитоносные, б — графитсодержащие, в — (gr-sul) и г — гранат-амфибол-графит-сульфидные (вне масштаба), д — силекситы, ж — карбонатиты, зоны: з — нерасчлененных метасоматитов, и — метасоматически измененных пород; 3 — амфиболиты, часто с гранатом Сальнотундровского метаморфического комплекса (asL-Kst); 4 — геологические границы между метасоматическими разновидностями пород; 5 — местоположение поисковых скважин на разрезах; см. услов. обозн. к рис. 1

Метасоматиты представлены кианит-графит-кварц-гранат-полевошпатовыми породами с широкими вариациями минерального состава, зачастую до образования мономинеральных или биминеральных разновидностей: гранатитов, графит-гранатовых пород, силекситов (кварцевые и полевошпат-кварцевые), карбонатитов.

Биотит-кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые метасоматиты представляют собой мелкозернистые, реже среднезернистые, светло-серые сланцеватые породы, часто имеющие облик плагиосланцев и частично сохраняющие реликты исходных пород (кристаллосланцев, амфиболитов, возможно анортозитов), или чередуясь с ними. Кроме основных породообразующих минералов кварц-плагиоклазовые метасоматиты содержат иногда гранат, амфибол, мусковит, микроклин, единичные чешуйки графита. В всячем боку породы интенсивно катаклазированы, часто до дресвяного состояния. Мощность их непостоянна и изменяется от 0,5 до 5 м.

Гранатовые метасоматиты — это среднезернистые светлоокрашенные массивные породы, иногда со сланцеватой или нечетко полосчатой текстурой. Разности, обогащенные графитом, черного цвета с металлическим блеском и древесно-волокнистой текстурой. Характерная черта метасоматитов — сиренево-розовый цвет граната в отличие от ярко красного или малинового в эклогитоподобных породах и амфиболитах. Основные породообразующие минералы: гранат, кварц, полевой шпат, кианит в непостоянных количественных соотношениях. Часто присутствуют биотит, рутил, реже микроклин, силлиманит, диопсид, гиперстен, амфибол, рудные минералы (пирротин, пирит, реже ильменит, магнетит). На поверхности метасоматические образования выветрелые и представляют собой кору выветривания разной степени зрелости, образующую в плане узкую линейную (ширина до 110 м) зону, вытянутую в субширотном направлении, мощностью 3—15 м.

Жильная фаза метасоматитов представлена силекситами (кварцевые и кварц-полевошпатовые породы), карбонатитами (карбонатного, оливин-карбонатного, полевошпат-карбонатного, слюдисто-карбонатного составов), слюдитами, образующими как согласные, так и секущие жилы и прожилки мощностью 10—70 см (кварцевые породы до 1,5 м). Согласно приурочены преимущественно к периферическим частям разреза, а также пронизывают тонкими прожилками кристаллосланцы, амфиболиты и анортозиты. Карбонатиты и слюдиты, как правило, не привязаны к определенному уровню разреза метасоматической серии. Контакты пород преимущественно четкие, но не всегда резкие.

В геофизических полях площади развития графитоносных метасоматитов выделяются локальными аномалиями повышенной проводимости, часто сопровождаемые в лежащем боку участками с аномаль-

но высокими значениями поляризуемости, что связано с характером развития сульфидного оруденения. Практически типично полное совпадение местоположений аэро- (ДИП) и наземных (ВП-СГ) электроразведочных аномалий при более широком площадном их развитии.

Поиски кристаллического графита на участке Петспакша проведены в пределах двух зон — на северном склоне горы Петспакша и в юго-восточной части площади (аномалии 1 и 2, см. рис. 1), выделенных по наличию здесь аэроэлектроразведочных аномалий, развитых над эклогитоподобными породами.

Первая зона охватывает ранее выявленные на поверхности графитоносные породы (графита до 46,5%) и сопровождающую их наземную совмещенную магнитоэлектрическую аномальную зону. Здесь, как на наиболее перспективной части площади, был сосредоточен основной объем поисковых работ, позволивший выявить характерные признаки графитового оруденения, локализовать и оконтурить рудную зону по простиранию и падению.

Графитоносная зона представляет собой сложно дислоцированный участок пород, вытянутый в субширотном направлении более чем на 3 км и прослеженный скважинами по падению на 280 м, состоящий из капле- и линзовидных будин различного размера, «сцементированных» графит-гранатовыми породами мощностью 0,02—1,5 м. Будины представлены в разной степени графитизированными (кианит)-кварц-гранатовыми метасоматитами и метасоматически измененными кристаллосланцами (см. рис. 2).

Все разновидности метасоматитов связаны между собой постепенными взаимопереходами и имеют непостоянную мощность. С лежащего бока серия метасоматических пород маркируется «горизонтом» графитоколчеданных метасоматитов, состоящих из граната, амфибола, графита (3—16%) и сульфидов — пирротин, реже пирит, халькопирит (10—50%), иногда отмечается кварц и биотит. Для него характерна исключительная выдержанность по простиранию, непостоянная мощность (0,4—2,8 м) и пространственная «оторванность» (в среднем 2—5 м, иногда до 10 м) от основной серии метасоматитов. Лишь в одной из скважин ниже уровня развития «маркирующего горизонта» (глубже 105 м) выявлены графитсо-держачие гранатовые метасоматиты, что позволяет предположить наличие еще одного уровня метасоматитов. Горизонт имеет сложное строение — маломощные интервалы практически однородны, более мощные имеют грубополосчатое строение, где незакономерно чередуются слои в разной степени обогащенные графитом или сульфидами и безрудные амфибол-гранатовые породы. Вмещающими породами для него служат практически неизменные кристаллосланцы и амфиболиты. Контакты с ними четкие резкие, редко извилистые.

Иногда внутреннее строение зоны осложняется неоднократным чередованием метасоматитов (гранатиты, кварц-кианит-гранатовые, гранат-кварц-полевошпатовые) как между собой, так с кристаллосланцами и амфиболитами в разной степени метасоматически измененными. Мощность таких прослоев непостоянна — 2—14 м у метасоматитов и 1—5 м во вмещающих породах. В отдельных случаях слабо измененные породы слагают довольно мощные протяженные прослои (до 15 м и более), разделяя метасоматиты и создавая впечатление ярусного строения зоны, которое при последующем бурении не подтвердилось.

Содержания графита в пределах рудоносной зоны изменяются в очень широком диапазоне (от 0,03% во вмещающих породах до 46,59% в графитовых рудах). Наиболее богатое оруденение сконцентрировано преимущественно в ее лежачем боку.

Геологическими предпосылками для выделения второй зоны послужило обнаружение графитоносных пород в керне ранее пробуренных скважин и двух обширных коренных выходах гранат-амфиболовых кристаллосланцев (графита 5—11%). Вторая аномальная зона имеет ряд существенных отличий от первой, как по геологическому строению, так и параметрам оруденения. Графитовое оруденение первой рудной зоны связано с серией метасоматитов, для второй характерно отсутствие полно проявленных графитоносных метасоматитов (гранатитов, графит-гранатовых, кианит-гранатовых) или их незначительное развитие в виде маломощных прослоев. Также здесь не выявлен горизонта графитосульфидных метасоматитов. Графит второй сконцентрирован в метасоматически измененных сульфидсодержащих гранат-амфиболовых кристаллосланцах и амфиболитах. Максимальная мощность графитоносной зоны составляет около 20 м, а пород с промышленными концентрациями графита — около 5 м.

Графитсодержащие породы проявления Петспакша чрезвычайно разнообразны и сложны по составу. Они отличаются по минеральному, химическому и петрографическому составам, содержанию графитного углерода, степени выветривания физическим свойствам (лабораторные исследования ФГУП ЦНИИГеолнеруд).

По минеральному и химическому составам, содержанию графита и сульфидов, присутствию отдельных структурных и морфологических форм графита выделено 4 типа графитсодержащих пород: графитсодержащие и графитистые породы коры выветривания (тип 1); графитсодержащие метасоматиты (плагиосланцы) с сульфидами (тип 2); графитсодержащие и графитоносные метасоматиты (тип 3); графитсодержащие гранат-амфиболовые кристаллосланцы с сульфидами и без них (тип 4).

В рамках программы работ проводились технологические исследования графитовых руд с целью по-

лучения графитового концентрата, удовлетворяющего требованиям действующего ГОСТ. Испытания проводились на четырех пробах различных по минералого-петрографическому составу. Каждая лабораторно-технологическая проба являлась групповой и состояла из 8—11 рядовых проб. Масса одной лабораторной пробы в среднем 10 кг.

Содержание графита в рудах в среднем 5%. Графит в рудах присутствует как в сростках с сопутствующими минералами, так и в виде индивидуальных агрегатов различного сложения. При этом сростки графита с другими минералами находятся во всех классах крупности дробленной руды. Первые агрегаты графита свободные от сопутствующих минералов встречаются в пробе Т-1 класса 10 5,0 мм (максимальный размер графитовых агрегатов 10 6 3 мм), в пробах Т-2 и Т-3 класса 2,5 1,6 мм, пробе Т-4 класса 1,0 0,63 мм. Согласно геологической классификации графит в рудах представлен крупночешуйчатым (0,1 мм) и мелкочешуйчатым (0,1 0,0 мм) типами [1]. Обычно максимальные размеры агрегатов графита на разрабатываемых месторождениях находятся в пределах 1—5 мм [2]. Крупным агрегатам графита характерна пониженная прочность, при механическом растирании они разделяются на наименьшие по размеру частицы. Типичный облик графита — массивные, чешуйчатые, таблитчатые и игольчатые агрегаты. По плоскостям скольжения на поверхности минералов графит находится в виде корочек с сохранившимися бороздками скольжения. В плане агрегаты имеют самую различную форму: от правильных геометрических форм в виде шестиугольников, четырехугольников, треугольников до округлой, овальной и неправильной. Краевые части агрегатов прямолинейные, извилистые, зубчатые. Графитовые агрегаты встречаются как мономинеральные, так и в сростках с сульфидами и слюдами. Морфологические дефекты агрегатов графита проявляются в виде трещиноватости, волнистости. Трещиноватость агрегатов негативно влияет на стремление к сохранению их природных размеров при вскрытии путем дробления и истирания.

Работы по обогащению графитовых руд были проведены с учетом рекомендаций, изложенных в «Методике разработки принципиальной схемы обогащения графита» (МПР РФ, 1999) и разработанных в ЦНИИГеолнеруд. С целью выбора наиболее эффективного обогащения графитовых руд были апробированы три технологические схемы переработки, различающиеся по способам вскрытия и извлечения агрегатов графита. Одна из них была аналогична комплексной схеме обогащения (по форме частицы флотация), применяемой при технологическом извлечении графитовых руд северо-восточного фланга месторождения Союзное Российской Федерации; другая была подобна схеме флотационной переработки руд на графитовой фабрике Завальевского горнообогатительного комбината; третья была усовершенствована специально для обогащения руд прояв-

Технологические показатели обогащения графитовых руд

Показатель	Результат обогащения руды проб				
	Т-1	Т-2	Т-3	Т-4	Среднее
Выход неклассифицированного концентрата, %	6,8	2,6	2,98	2,43	3,7
В т.ч.					
концентрат 0,2 мм	2,49	0,45	0,65	0,13	0,93
концентрат 0,2 мм	4,31	2,15	2,33	2,30	2,77
Содержание графитного углерода в неклассифицированном концентрате, %	94	90	92,5	90	91,6
В т.ч.					
концентрат 0,2 мм	96	94	96	96	95,5
концентрат 0,2 мм	92,6	89	91	89	90,4
Содержание графита как минерала в неклассифицированном концентрате, %	97,76	93,6	96,2	92,56	95,03
Извлечение графитного углерода, %	91,28	52,0	61,3	39,1	60,92
Степень					
обогащения	13,42	20,0	20,5	16,1	17,5
сокращения	14,7	38,46	33,5	41,1	31,94
Выход хвостов после основной флотации, %	90,45	94,01	93,01	91,22	92,17
Содержание углерода в хвостах основной флотации, %	2,0	2,0	1,0	3,0	2,0
Выход хвостов после перемешивания, %	2,75	3,39	4,01	6,35	4,13
Содержание графитного углерода в хвостах перемешивания, %	22,16	12,3	11,34	10,8	14,15
Содержание графитного углерода в исходной пробе, %	7,0	4,5	4,5	5,6	5,4
Расход руды на получение 1 т концентрата графита, т	14,7	38,46	33,56	41,15	27,03

ления Петспакша с учетом их технологической минералогии. По третьей схеме переработки графитовых руд с применением способа флотации были получены наиболее высокие технологические показатели (см. таблицу).

Выход неклассифицированного концентрата по типам руд изменяется от 2,43 до 6,8% (в среднем 3,7%), в т.ч. концентрата 1,0 0,2 мм от 0,13 до 49%;

0,2 0,0 мм от 2,15 до 4,31%. Содержание графитного углерода в неклассифицированных концентратах составляет 90—94% и в среднем по всем пробам — 91,6%. Крупночешуйчатые графитовые концентраты

1,0 0,2 мм характеризуются довольно высоким содержанием графитного углерода, которое находится в пределах 94—96% (в среднем 95,5%). Графитный углерод в концентратах 2,0 0,0 мм содержится в меньших количествах 89—92% (в среднем 90,4%). Концентраты с большим содержанием графитного углерода не были получены способом флотации, т.к. максимально установленное количество графита в природных моноагрегатах не превышает 94—96%.

Повысить наличие графитного углерода в графите можно путем его химической или другой обработки.

Наиболее высокое извлечение графитного углерода 91,28% установлено для выветрелых руд (проба Т-1); самое низкое извлечение углерода 39,1% отмечено для скальных руд (проба Т-4). В среднем извлечение графитного углерода для всех проб составило 60,92%.

По отечественным меркам на примере разделения по обогатимости перерабатываемых графитовых руд Тайгинского месторождения [3] усредненная графитовая руда объекта Петспакша среднеобогатимая. По результатам флотационного обогащения выделенные природные типы графитовых руд отнесены к одному технологическому типу и могут обогащаться по одной технологической схеме с применением одного и того же оборудования и с использованием равнозначных флотореагентов. Разработанная и апробированная технология переработки графитовых руд объекта Петспакша характеризуется более высокими технологическими показателями по сравнению с действу-

ющей на крупнейшей фабрике Nanshu в Китае. На фабрике при переработке руды с содержанием графитного углерода 3—4% выход графитового концентрата равен 1,63%, содержание графитного углерода в неклассифицированном концентрате составляет 90% при извлечении 37%, содержание графитного углерода в хвостах 2,56%.

В графитовых концентратах проявления Петспакша отмечается наличие графита всех классов крупности, которые являются определяющими при оценке качества товарной графитовой продукции. По содержанию графитовых агрегатов (чешуек) размером 0,050 мм (в количестве 50%) обогащенный графит объекта Петспакша относится к крупнокристаллическому типу [4]. Содержание графита такого размера составляет в пробах 74,9—91,3%, в среднем — 81,3%.

Обогащенный графит отвечает требованиям ГОСТ и может быть использован для изготовления огнеупорных графитокерамических изделий, противопригарных покрытий при получении отливок, красок, графитовых смазок, тормозных колодок; в производстве электроугольных изделий и первичных химических источников тока; в металлургическом производстве и др.

Хвосты (отходы) обогащения графитовых руд, представленные кварцем, слюдами, полевыми шпатами, амфиболами, пироксенами и другими минералами, могут быть применены в производстве бетона и керамических изделий.

По результатам завершенных геологоразведочных работ в пределах участка Петспакша выявлены и апробированы прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2 в количестве 1,03 и 2,11 млн.т графита соответственно.

Анализ данных по размещению графитового орудения в пределах Лапландской зоны гранулитов позволяет выделить наличие региональных поисковых признаков, установленных в процессе поисковых работ: 1) серия пластовых тел метаанортозитов, залегающих среди гранат-пироксен-амфиболовых кристаллосланцев (плагинезитов); 2) глубинные тектонические нарушения надвиговой кинематики и приуроченные к ним аэроэлектроразведочные аномалии, указывающие на высокую перспективность обнаружения промышленных скоплений кристаллического графита в пределах фронтальной зоны Лапландских гранулитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Веселовский В.С.* Требования промышленности к качеству минерального сырья. Графит // Справочник для геологов. Вып. 3. — М.—Л.: Госгеолгиздат, 1946.
2. *Графит* // Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. — М., 1979. С. 435—444.
3. *Евстигнеева А.А.* Совершенствование технологии обогащения графитовых руд (на примере Тайгинского месторождения). Автореф. дис....канд. техн. наук. — Л., 1960.
4. *Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям графита.* — М., 1984.

Стадийность среднеюрской седиментации в Поволжье

В.Ф.САЛТЫКОВ (Саратовский государственный университет им.Н.Г.Чернышевского; 410012, г.Саратов, ул.Астраханская, 83; e-mail: dekanat@geol.sgu.ru)

Анализ собственных и опубликованных материалов по стратиграфии среднеюрских отложений Поволжья позволил установить последовательность стадийности седиментации, привязанной к тектоническим событиям. В течение этапа I (плинсбах—аален) осадконакопление проходило только в Прикаспийской впадине. Этап II (поздний байос—бат) разделяется на две стадии: первая (фазы niortense—garantiana стандарта) ограничена южной половиной Волгоградской области, а вторая (зона parkinsoni верхнего байоса—подъярусы бата) распространена по всему региону. В каждой стадии указаны местные подразделения, начинающиеся с континентальной и заканчивающиеся нормально морскими и регрессивными фациями, которые характеризуют развитие во времени тетической трансгрессии в Поволжье. Этап III (келловей) относится к суббореальной биогеографической провинции. Он начинается в конце раннего бата в результате кратковременного внедрения суббореальных вод, вновь появившихся в раннем келловее. Этот этап разделяется на три стадии, показывающие эволюцию суббореального бассейна на территории Поволжья.

Ключевые слова: стадии седиментации, средняя юра, различия тетического и суббореального бассейнов.

Stages of the Middle Jurassic sedimentation in the Volga Region

V.F.SALTYKOV

Analyses of the author's own and other published data on the stratigraphy of the Middle Jurassic deposits from the Volga Region have made it possible to reveal the sequence of the sedimentation stages associated with tectonic events. During the I stage (Pliensbachian-Aalenian), sedimentation took place only in the Pricaspian Depression. The II stage (Late Bajocian-Bathonian) is divided into two steps. The first one (the niortense-garantiana phases of the standard) is confined to the southern half of the Volgograd Region, the second one (the Upper Bajocian parkinsoni zone — the substages of the Bathonian) occurs all over the region. In each one, a set of the local subunits is specified, starting from the continental and finishing with the normal marine and regressive facies. All of them characterize the temporal development of the Tethyan transgression in the Volga Region. The III stage (Callovian) refers to the subboreal biogeographic province. It began as early as in the end of the Early Bathonian as the result of a short-term intrusion of the subboreal waters that appeared again in the Early Callovian. The stage is divided into three steps indicative of the evolution of the subboreal basin in the Volga Region area.

Key words: sedimentation stages, Middle Jurassic, succession of the Tethyan and the subboreal basins.

В результате обобщения большого фактического материала по стратиграфии юрских отложений Русской плиты составлена унифицированная стратиграфическая схема [10], которая базировалась на традиционной биостратиграфии [1, 3]. Позднее она была модифицирована с выделением местных подразделений в Прикаспийском регионе [5]. При этом составители не изменили стратиграфическое положение ряда эндемичных аммонитов и не отметили имеющиеся несоответствия с уточненным аммонитовым стандартом [20]. Кроме того, явно недостаточно учтены тектонические и палеогеографические особенности среднеюрской седиментации, почти не указана фациальная принадлежность отложений, не отражена роль тетического и суббореального бассейнов, хотя именно в данном возрастном диапазоне намечается смена различных палеобиогеографических надоблас-

тей в регионе. В итоге совершенно не рассмотрена стадийность осадконакопления, на что указали Д.И.Панов с коллегами [12]. Произведенная в последние годы различными исследователями ревизия стратиграфического положения эндемичных аммонитов, известных на юге Русской плиты, дает основание для внесения корректив в существующую схему расчленения среднеюрского разреза Поволжья. Детальное изучение литологического состава отложений обосновывает присутствие континентальных фаций, начинающих разные стадии геологической истории.

Подробное описание литологических, биостратиграфических и каротажных характеристик местных подразделений с обзором изученности средней юры региона изложено в монографии автора [17], где также выполнена частичная переинтерпретация из-

вестных сведений. В итоге составлена обновленная стратиграфическая схема среднеюрских отложений (см. таблицу), где местные стратонаы расположены в возрастной последовательности. При этом свиты выделялись на основе комплексной информации как рекомендовано Стратиграфическим кодексом России [19]. Изменения систематического состава диагностических организмов (аммониты и фораминиферы) на протяжении средней юры опубликованы в работе [15].

Длительное время существовали представления, согласно которым территория юга и юго-востока Русской плиты погружалась в начале юры, однако причины такого явления не рассматривались. В последние годы стали обращать особое внимание на выяснение значимости тектонических событий. Так, в работе [9] показана роль позднепалеозойской и мезозойской тектоники Крымско-Кавказской складчатой области в эволюции периферийной части Восточно-Европейской платформы. А.М.Никишин с коллегами отметили, что в ходе направленного развития происходит циклическое смещение на север зоны основной субдукции литосферы океана Палео-Тетис. Целесообразно кратко изложить главные результаты исследования, т.к. они отражают тектонику среднеюрской седиментации Поволжья.

В раннекиммерийском цикле (конец перми—начало триаса) наблюдается растяжение и частичное раскрытие океанического бассейна на площади Большого Кавказа, сопровождаемое рифтогенезом в полосе современной Скифской плиты. В позднем триасе продолжающееся продвижение на север зоны субдукции привело к коллизии южных частей Восточно-Европейского палеоконтинента с образованием орогенов между ним и Кавказом. На самом палеоконтиненте отмечались внутриплитные деформации в районе кряжа Карпинского. В норийско-геттангское время сформировалась новая субдукционная система Нео-Тетис, при этом на Скифской плите возникала инверсия рифтовых бассейнов. Среднекиммерийский цикл начался в синемюре с фазы задугового растяжения и завершился в конце тоара или в аалене. В ходе этих процессов вновь раскрылся бассейн Большого Кавказа. На рубеже аалена—байоса происходила орогения, продолжавшаяся с перерывами до раннего келловей, к которым приурочены периоды опускания Поволжья. Позднекиммерийский цикл (келловей—титон) характеризовался задуговым растяжением, контролировавшим процессы в обновленной системе Нео-Тетис. В неоме наблюдалась орогеническая активность, проявленная на Балканах, но отразившаяся на Кавказе и Русской плите.

Эта общая схема тектонического развития детализируется в работах [6, 11, 12, 18], посвященных юрской истории Предкавказья и юга Русской плиты. На основе сопоставления разрезов выделены четыре региональных комплекса пород, разделенных переры-

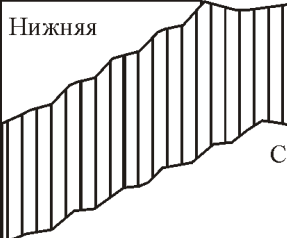
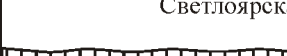
вами и прослеживаемых на всей территории плиты. В целом эти комплексы сохраняют стратиграфические объемы с некоторым изменением вещественного состава и фациальной принадлежности, о чем свидетельствуют материалы данной статьи.

Прежде чем приводить описание стадийности среднеюрской седиментации, следует отметить ряд обстоятельств применительно к Поволжью, которые не отражены в схеме Д.И.Панова с коллегами. В статье [2] указывалось, что в течение триаса шло интенсивное формирование Прикаспийской впадины. В раннюю эпоху накопилась мощная (до 2 км) толща пород, образованных в условиях мелководного опресненного бассейна. На границе нижнего и среднего триаса проявились положительные тектонические движения, в результате чего на востоке площади возникла прибрежная равнина. Позднее отмечалось постепенное отступление моря с образованием лагунных и континентальных фаций. В начале юры происходило новое погружение территории и при этом в целом сохранялась субширотная ориентировка возникших водоемов. На рубеже аален—байос фиксируется перестройка структурного плана и заложение новых положительных и отрицательных структур, из которых наибольшее значение имел меридиональный Волгоградский палеопрогиб, существовавший в течение юры и мела. На Кавказе эта перестройка соотносится с амагматической фазой субдукции [6].

При сопоставлении верхнекаменноугольных и среднеюрских отложений в районе Доно-Медведицких дислокаций четко выделяются три этапа тектонического развития. Первый связан с началом формирования инверсионных структур в позднем палеозое. На втором этапе наибольшее значение имел среднекиммерийский цикл, когда происходила частичная инверсия Жирновского авлакогена, продолжавшаяся в течение ранней юры. Вновь она проявилась на рубеже бата и келловей. В третьем, кайнозойском, этапе оформилась современная конфигурация структуры.

В течение триаса, ранней юры, аалена и раннего байоса большая часть Поволжья, кроме Прикаспийской впадины, представляла собой сушу, поверхность которой была наклонена к югу с уменьшением абсолютных высот рельефа. Обнажавшиеся карбонатные породы палеозоя подвергались длительной денудации. Глубина размыва до 250 м, особенно на юге региона. В это время могли накапливаться континентальные отложения. Однако их сохранность различная. Лучшие условия существовали вблизи прибрежных равнин. При этом по мере развития тектонической трансгрессии должно происходить омоложение возраста континентальных отложений. Суббореальный бассейн захватывал в основном Волгоградский прогиб преимущественно в оксфорде и киммеридже, тогда как на Правобережье сохранились главным образом келловейские отложения. К югу от широты г.Саратов нижние горизонты нижнего подъяру-

Схема расчленения среднеюрских отложений Волгоградско-Саратовского Правобережья

Общая стратиграфическая шкала		Стандартная аммонитовая шкала		Фораминиферовые зоны для Русской плиты	Местные стратоны Волгоградско-Саратовского Правобережья		
Ярус	Поярус	Зоны	Подзоны		Подсвиты	Свиты	
Оксфорд	Нижний	Mariae	Scarburgense	Ophthalmidium sngittum-Epistomina volgesis		Добринская, j ₃ db	
Келловейский	Верхний	Lamberti	Lamberti	Lenticulina tumida-Epistomina elschankaensis		Малиноовражная, j ₂ mo	
			Henrici		Верхняя		
		Alhleta	Spinosum		Нижняя		
			Pioniae				
			Phaeinum				
	Средний	Coronatum	Grossouvrei	Lenticulina cultratifomis-Lenticulina pseudocrassa		Докучаевская, j ₂ dk	
			Obductum		Верхняя		
		Jason	Jason		Нижняя		
			Medea				
	Нижний	Calloviense	Enodatum	Haplophragmoides infracalloviensis-Guttulina tatarsiensis		Хлебновская, J ₂ hl	
			Calloviense		Верхняя		
		Koenigi	Galilaei		Средняя		
			Curtilobus				
			Gowerianus				
		Herveyi	Kamptus		Нижняя		
			Terebratus				
			Kepleri				
Батский	Верхний	Discus	Discus	Ophthalmiduim infraoolithicum		Слой с ammodiscus colchicus Инсарская, J ₂ in	
			Hollandi				
		Orbis	Hannoveranus				
			Blanazense				
	Средний	Hodsoni		Ammodiscus baticus		Слой с Arcticoceras harlandi, A. ishmae	
		Subcontractus					
		Progracilis					
	Нижний	Tenuiplicatus		Lenticulina volganica-Vaginulina dainae		Жирновская, J ₂ zr	
Zigzag		Yeovilensis					
		Macrescens					
	Convergens						
Байосский	Верхний	Parkinsoni	Bomfordi	Ammodiscus subjurassicus-L.saratoensis		Караулинская, J ₂ krl (две пачки)	
			Densicosta				
			Acris				
		Garantiana	Tetragona	Garantella rudea-L.polchella		Гнилушкинская, J ₂ gn (две пачки)	
			Subgaranti				
			Dichotoma				
		Niortense	Baculata	L. interrumpa-Reinholdella media		Бахтерминская, J ₂ bh	
			Polygyralis				Перевозинская толща, J ₂ pry
			Banksi				
					Родионовская, J ₂ rd		
					Светлоярская, J ₂ sv		
						Яблоневая толща, J ₂ jab	

са отсутствовали, т.е. в южные районы морские воды не проникали.

Первый раннеюрский (плинсбах—аален) этап начинался после длительного перерыва на значительной площади Русской плиты. Формирование юрских впадин с субширотной ориентировкой, заполненных морскими плинсбах-тоарскими отложениями, происходило только на юге и юго-востоке Прикаспийской впадины. Лишь на северо-восточной окраине Донбасса установлены прибрежно-морские осадки. Седиментация протекала в условиях низкого стояния океана (30—70 м над современным уровнем) с максимумом в тоаре [21]. На остальной территории впадины фиксируются песчано-алеврит-глинистые породы лагунных и континентальных фаций. Их датируют главным образом по спорово-пыльцевым данным, что предопределяет ненадежность установления их возраста, не разрешенную до сих пор. Это отмечается в монографии [17]. Для территории Скифской плиты Д.И.Панов и А.Н.Стафеев [11] построили палеогеографические карты для каждого яруса и подъяруса нижней юры, в которых показали динамику развития впадин и речных долин. Однако эти материалы оказались не востребованными при составлении стратиграфической схемы нижнеюрских отложений Прикаспийского региона [5]. Трудности точного возрастного положения не способствуют детальному установлению стадийности седиментации, в силу чего в указанном этапе они не выделяются. Такая неопределенность подчеркнута в обобщающей работе [14].

Второй этап (байос—бат) начинался после повсеместного перерыва осадконакопления, совмещенного с перестройкой структурного плана и формированием меридионально ориентированных понижений, по которым шло внедрение тетических вод. Уровень океана в начале байоса невысокий — 70 м [21] и эвстатическая кривая направлена к дальнейшему ее повышению. Однако для Кавказа и юга Русской плиты данная тенденция строго не выдерживается, т.к. на этих площадях наблюдаются локальные поднятия, способствующие снижению уровня моря вплоть до его полного осушения [6]. Достоверно устанавливаемые самые древние осадки на северо-западе Прикаспия и в Нижнем Поволжье датируются поздним байосом, когда эвстатический уровень Мирового океана достигал 100 м.

В отличие от схемы Д.И.Панова с коллегами [12] детальные исследования автора данной статьи [17] свидетельствуют о необходимости разделения второго этапа на две стадии. В течение ранней (фаза *niortense—garantiana* стандарт) шло формирование континентальной яблонево-глинистых метасоматитов — продуктов преобразования каменноугольных карбонатных пород в условиях гумидного климата (см. таблицу). Условно они соответствуют начальной фазе позднего байоса, сохранность кото-

рой остается низкой. Поэтому в настоящее время трудно выявить былой ареал. Непосредственно на этих глинистых метасоматитах в районе Донской Луки залегает песчаная пачка с базальным галечным горизонтом, рассматриваемая в составе аллювиальной светоярской свиты. Подобные породы были обнаружены в отдельных скважинах вблизи г.Астрахань. По-видимому, они выполняли древние речные долины.

Покрывающие отложения состоят из чередования песков, песчаников, алевролитов и реже глин, содержащих обугленные растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы аален-раннебайосского возраста. В верхних глинистых разновидностях обнаружены редкие фораминиферы. На этом основании отложения выделены в прибрежно-морскую родионовскую свиту, сопоставимую с зоной *Strenoceras niortense*, т.к. она непосредственно перекрывается морскими осадками бахтемирской свиты, соответствующей по схеме В.И.Левиной и Н.П.Прохоровой [5] зоне *G.garantiana*. Между этими подразделениями отмечается как согласное взаимоотношение, так и небольшой размыв подстилающих пород, что наблюдается в разных местах региона. Объединение их в единый стратон, как делают В.И.Левина и Н.П.Прохорова, вряд ли является справедливым. Родионовская свита подобного литологического состава фиксируется в отдельных скважинах вблизи г.Астрахань.

Вышележащая бахтемирская свита сложена алевролитистыми глинами мощностью от 100 (на юге) до 0 м (на севере), вмещающими зональный аммонит *G.garantiana* (Orb.) [5] и специфический комплекс фораминифер [13]. На основании присутствия этого вида только в подзонах *dichotoma* и *subgaranti* и его отсутствия в верхней подзоне *tetragona* стандарта [20] предлагается ограничить возраст свиты лишь нижними аммонитовыми подзонами. На широте Камышина рассматриваемые глины выклиниваются, и никто на севере их не обнаруживал на протяжении всей истории изучения средней юры.

Первая стадия отражает время отложения осадочного комплекса, в котором последовательно сменяют друг друга континентальные (склоновые и речные), прибрежно-морские и типично морские фации, развитые только в южной части Волгоградской и Астраханской областей. Их северная граница ограничена широтой г.Камышин. В это время севернее существовала приподнятая суша, на которой обнажались каменноугольные карбонатные породы, что явилось препятствием для распространения морского бассейна фазы *garantiana*. Если северная граница его определяется относительно уверенно, то западная граница и общие контуры бассейна пока неясны. Можно предполагать, что он соединялся с морем на востоке Донбасса [14].

Вторая стадия (зона *parkinsoni* верхнего байоса—подъярусы бата) соответствует фазам макси-

мального продвижения морской трансгрессии с юга на север (ранний бат) и затем постепенной деградации моря (средний и поздний бат), но в целом образовавшиеся отложения имеют строение аналогичное первой стадии, но принципиальным отличием является широкое распространение регрессивной фации, отражающей завершение развития тетического бассейна в Поволжье.

В основании разреза лежат глинистые метасоматиты перевозинской толщи, подробно изученные в керне скважин на севере Волгоградской области. В ее составе продукты карстификации карбонатных пород палеозоя (пелиты с обломками известняков и глинистой примесью), глинистые метасоматиты, возникшие в результате замещения карбонатного вещества глинистым материалом, привнесенным поверхностными водами, глиноземные образования аллофан-гипсита состава, слагающие изолированные рудные тела. Эти осадки отражают разные стадии единого метасоматического процесса. Толща мощностью до 10 м покрывается аллювиальными гнилушкинскими песками с базальным галечным горизонтом. Установленный ареал ограничен районами Волгоградской и Саратовской областей, хотя его присутствие предполагается и севернее. Возраст толщи принимается условно на основании геологического положения в диапазоне от верхов зоны *niortense* до низов зоны *garantiana* стандарта (см. таблицу).

В отличие от традиционного мнения, согласно которому гнилушкинская свита сложена только песками с прослоями песчаных глин и алевроитов, в монографии [17] обосновывается более сложное (двучленное) ее строение. Песчаная пачка с галечником составляет большую нижнюю часть разреза, тогда как в верхах повсеместно наблюдаются углистые глины с прослоями кварцевых песчаников и линзами бурых углей. Общая мощность свиты 5—44 м с максимумом в русловой части речной палеодолины. Построенная карта изопакитов четко показывает ее контуры субмеридионального и юго-восточного направлений. Долина вблизи г. Камышин переходит в дельту. Вероятно, в этом районе происходит ее сочленение с морским бассейном фазы *garantiana*. Достоверно присутствие гнилушкинской свиты установлено лишь на севере Волгоградской области. Однако И.Г.Сазанова и Н.Т.Сазанов [14] указывали на подобные породы на востоке Воронежской области, где они слагают меридиональную полосу низменной суши шириной до 70 км. Анализ известных флористических данных и собственных спорово-пыльцевых комплексов свидетельствует о вероятном диапазоне формирования гнилушкинских отложений — от верхов зоны *garantiana* (подзона *tetragona*) до низов зоны *parkinsoni* (подзона *acris*) стандарта (см. таблицу), что в целом согласуется с материалами публикации [14].

Вышележащая прибрежно-морская караулинская свита, развита повсеместно на территории Поволжья,

в т.ч. и в Прикаспии. Она сложена двумя пачками: в низах — глинистые пески и алевроиты с прослоями известняков (иногда сидеритизированных) и базальных алевропесчаников с косою слоистостью, а в верхах — алевроитистые глины с прослоями известняков, которые в кровле свиты обладают характерной текстурой конус в конус. Мощность в изученном районе не превышает 20 м, но в южном направлении увеличивается до 40 м с нарастанием глинистой составляющей. К северу мощность убывает до 10 м с увеличением доли песков и алевроитов. Караулинские отложения содержат богатую фауну аммонитов, моллюсков, фораминифер и остракод. Среди аммонитов характерны эндемичные виды *Pseudocoscocerat michalskii* (Bor.) и другие формы того же рода, которые в настоящее время отнесены к зоне *parkinsoni* стандарта [7]. Показательно, что такие аммониты присутствуют только в караулинских породах. Кроме того, в этих образованиях постоянно фиксируется фораминиферовый комплекс *Ammodiscus subjurassicus* — *Lenticulina saratovensis*, давно уже датированный поздним байосом. Все сказанное позволяет сопоставлять караулинскую свиту с двумя подзонами (*densicosta* и *bomfordi*) зоны *parkinsoni* стандарта или с зоной *michalskii* для Русской плиты [7]. Караулинская свита принадлежит к прибрежно-морской фации, о чем свидетельствуют особенности литологического состава и специфичность фауны аммонитов и фораминифер.

Жирновская свита соответствует фазе максимального развития тетической трансгрессии в раннем бате, когда глобальная эвстатическая кривая достигла 100 м над современным уровнем океана [21], а территория Поволжья продолжала медленно опускаться. Рассматриваемые отложения широко распространены в регионе от Предкавказья (120 м) до северной периферии Нижнего Поволжья (до 100 м). К северу мощность уменьшается до 40 м, а на юге Ульяновской области породы указанного возраста отсутствуют. Свита сложена однородными темно-серыми алевроитистыми глинами с конкрециями известняков, лишь на севере возрастает значение алевроитов. Везде наблюдается согласное залегание жирновской свиты на подстилающих караулинских породах. При обосновании границы между ними главную роль играют палеонтологические сведения, маркерами также могут служить прослои известняков с текстурой конус в конус. В отложениях установлены остатки аммонитов — представители родов *Gonolkites*, *Oraniceras*, *Parkinsonia* и фораминифер — комплекс *Lenticulina volganica*—*Vaginulina dainae*, которые свойственны только для данной свиты.

Характерно, что диагностические для караулинской свиты виды аммонита *Ps. michalskii* (Bor.) и фораминиферы *Am. subjurassicus* Sar. et Chab. не наблюдаются в жирновских породах, где в самых низах встречены *G.convergens* (Buck.) и *L.volganica* (Dain).

Это установлено в непрерывных разрезах, вскрытых в одних и тех же скважинах. По отношению к аммонитовому стандарту свита соответствует зоне zigzag (подзоны convergens и macrescens) [20] или зоне besnosovi на Русской плите (подзоны mojarowskii и besnosovi) [7]. Учитывая выдержанность литологического состава, мощностей и однообразие фоссилий на большой территории, жирновскую свиту следует относить к осадкам нормального эпиконтинентального моря с глубинами до 200 м, как указано в работе [14].

Характерная особенность *второй стадии* геологической истории Поволжья — широкое развитие отложений, отнесенных многими исследователями к регрессивной фации [14], что не отмечается при завершении первой стадии. Во всем регионе распространена каменноовражная свита, сложенная светло-серыми алевроитистыми и алевроитовыми глинами с тонкой слоистостью мощностью 60 м, согласно залегающая на темно-серых жирновских породах. Проведение границы обосновывается литологическими признаками, а также почти полным исчезновением фоссилий, особенно аммонитов. Установлены лишь фораминиферы *Am. baticus* Dain, что позволяет сопоставлять свиту с зоной *Procerites progracilis* стандарта [13].

Однако в северном направлении в составе подразделения возрастает роль глинистых песков и алевроитов с одновременным уменьшением мощностей. Кроме того, в породах обнаружены специфические виды фораминифер — *Am. colchicus* Thodr. и *Glomospirella tsessiensis* Thodr., встреченные в Мордовии и на юге Ульяновской области, что позволило автору статьи выделить эти отложения в самостоятельную инсарскую свиту [17], которая завершает разрез второй стадии седиментации. Наиболее вероятно, что она может быть датирована поздним батом (см. таблицу). С определенной условностью подразделение сопоставляется с разрезом у села Просек (Нижегородская область), где возраст обоснован аммонитами, уже имеющими суббореальный облик [4]. Описанный характер осадконакопления связан с глобальным понижением океана, когда его уровень 70 м в среднем бате и 50 м в позднем [21]. Можно полагать, что регрессия протекала ступенчато и сопровождалась существенным стоком поверхностных вод, в результате чего море опреснялось.

Таким образом, седиментация второй стадии байос-батского этапа развития тетического трансгрессии протекает на обширной территории региона. Образовавшиеся осадки покрывают площадь более чем в 2 раза. Причем, если в течение первой стадии значительная часть разреза принадлежит континентальным отложениям, то во второй доминируют морские осадки, сменяемые комплексом пород регрессивной фации. При этом смена происходит постепенно, когда выделенные подразделения обладают согласными

взаимоотношениями. Существенно различаются и области преобладающей седиментации.

Третий этап (келловей—кимеридж) начался на Русской плите после повсеместного перерыва и ознаменовался новой морской трансгрессией. Она наступала из Печорской впадины, где уже имелись и нижебатские отложения, а также из области Тетиса через Днепровско-Донецкую и Прикаспийскую депрессии, где установлены различные горизонты (преимущественно зоны *koenigi* и *calloviense*) морского нижнего келловей. Начиная со среднего подъяруса возобновилась связь с западно-европейскими морями через Польско-Литовскую синеклизу [12]. Поднятие и перерыв на рубеже бата и келловей на Русской плите, особенно на юге, обусловлены преобразованием пассивной окраины Тетиса в активную, что соответствовало началу процесса субдукции позднекимерийского тектонического цикла [9]. На Крымско-Кавказской активной окраине в позднем бате—начале келловей наблюдается общее поднятие территории и перерыв в осадконакоплении. В этом временном диапазоне происходит резкое обновление состава многих групп организмов и существенно возрастает роль суббореальных форм.

На рубеже бат—келловей фиксируется минимальный уровень Мирового океана 50 м [21], после которого наблюдается подъем до 70 м в раннем келловее, до 100 м в среднем, до 130 м на границе с оксфордом, в кимеридже и титоне увеличивается до 170 м, а затем падает уровень океана. Эта общая глобальная картина в Поволжье нарушается из-за локальных особенностей тектонического строения, обусловивших изменения палеогеографической обстановки.

Следует отметить обнаружение суббореальных видов аммонитов и моллюсков в Сокурском обнажении вблизи г.Саратов [8], что позволяет относить начало этапа к раннему бату. Поэтому слои с *Arcticoceras harlandi* и *A. ishmae* выделены в самостоятельную сокурскую свиту, которая, еще всесторонне не описана. Она сопоставляется с подзонами *yeovilensis* и *tenuiplicatus* зоны zigzag нижнего бата стандарта. Кроме того, в районах к югу от широты г.Саратов точно не установлены самые нижние горизонты келловей (зона *herveyi*).

Изложенные материалы свидетельствуют, с одной стороны, об извилистой конфигурации во времени и пространстве сопряжения тетического и суббореального бассейнов, а с другой — о ступенчатом проникновении суббореальных вод в регион. При этом в южной части возможно смешение вод из обоих морей с нарастанием роли суббореального бассейна в течение келловей при одновременном снижении влияния Тетиса.

На всем изученном пространстве нижнекелловейские отложения залегают с разрывом средне-верхнебатских пород. Севернее широты г.Саратов вероятно локальное присутствие нижних горизонтов зоны

herveyi, на что указывают находки остатков аммонитов *Cadoceras* cf. *bodylevskii* Freb. и *Kepplerites* cf. *keppleri* (Opp.) наряду с видами *Macrocephalites* cf. *triangularis* Spath и *Costacadoceras mundum* (Sas.), что рассмотрено в монографии [17]. Кроме того, в Мордовии Г.Н.Старцева описала специфический комплекс фораминифер *Reophax scabrosus*—*Nodosaria villosa*, выделенных из отложений, расположенных ниже по разрезу от уверенно датированного нижнего келловоя. Обсуждение этих сведений со Г.Н.Старцевой позволило автору данной статьи отнести их к зоне herveyi [16] и включить в состав нижней подсвиты хлебновской свиты (см. таблицу). На значительной территории Поволжья средняя и верхняя подсвиты, сопоставляемые с аммонитовыми зонами *coenigi* и *calloviense*, развиты почти повсеместно. Для них характерны различные фораминиферные комплексы: для средней — *Haplophragmoides infracallovienensis*—*Guttulina tatariensis* и для верхней — *Lenticulina tatariensis*—*Epistomina callovica*. Между подсвитами нигде не наблюдаются следы перерыва осадконакопления. Однако верх нижнего келловоя обычно размыт и в породах не установлены характерные виды аммонитов. В составе свиты преобладают слабо известковистые темно-серые алевритистые глины с конкрециями известняков. В районе г.Жирновск мощность свиты 40 м, что почти вдвое больше величины, указанной в работе [5]. При этом в западном направлении наблюдается постепенное уменьшение мощности вплоть до полного выклинивания вблизи Ивановской флексуры, разделяющей Терсинскую впадину и Хопёрскую моноклинал, но к востоку, в Заволжье, мощность максимальная.

Докучаевская свита среднего келловоя, сложенная известковистыми глинами с прослоями алевритов и конкрециями известняков, разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита с достаточно хорошими палеонтологическими характеристиками широко развита в Поволжье, хотя самые нижние ее слои обычно отсутствуют в разрезах, что свидетельствует о размыве границ. Она сопоставляется с зоной *jason* стандарта и с фораминиферной зоной *L.pseudocrassa*—*L.cultratiformis*. Для верхней подсвиты характерно существенное обеднение состава микрофауны. Наряду с типичными средnekелловейскими формами (*L.cidaris* Kosyr., *Saracenaria gracilis* Kosyr.) появляются представители верхнекелловейского комплекса *L.timida* Mjatl. и *L.polonica* (Wisn.). Поэтому для нее выделена зона *L.tumida*—*L.cidaris* [16], сопоставимая с аммонитовой зоной *coronatum* стандарта (см. таблицу). В конкретных разрезах эта подсвита часто отсутствует из-за размыва. Общая мощность среднего келловоя сильно изменяется, но, как правило, не превышает 18 м.

Малиноовражная свита верхнего келловоя иногда несогласно залегает на J_2dk_2 с присутствием в основании фосфоритового горизонта. Смена аммонитовых

и фораминиферных сообществ происходит постепенно, когда в соседних стратонах фиксируются общие формы. Она сложена серыми известковистыми глинами с конкрециями известняков. Мощность сильно изменяется в зависимости от географического положения места изучения. Максимальная мощность (до 45 м) наблюдалась в Новоузенской опорной скважине и в ряде скважин в районе г.Саратов. Свита под разделяется на две подсвиты, соответствующие аммонитовым зонам *athleta* и *lamberti*. Составы микрофауны отличаются: для нижней подсвиты характерен комплекс *L.tumida*—*Ammobaculina latus*, для верхней — *L.tumida*—*Epistomina elschankaensis* [16]. На большей части Правобережья постоянно присутствует нижняя подсвита, тогда как верхний стратон обычно размыт, но в Заволжье его мощность значительная. Именно здесь и наблюдаются непрерывные разрезы с оксфордом, представленным добринской свитой (см. таблицу). На основании применения различных методов изучения [22] разрез Дубки исследователи предлагают использовать в качестве лимитотипа границы келловей—оксфорд.

Учитывая изложенные материалы по литологии и биостратиграфии, третий этап геологической истории региона можно разделить на следующие стадии. В раннюю фазу первой стадии следует включать нижнебатскую сокурскую свиту, возникшую в результате кратковременного проникновения суббореальных вод. К средней фазе отнести отложения зоны herveyi, обнаруженные вблизи г.Саратов, а также установленные в Мордовии. Позднюю фазу представляют образования средней и верхней подсвиты хлебновской свиты (зоны *coenigi* и *calloviensis*), широко распространенные в регионе. Вторая стадия соответствует среднему келловю (докучаевская свита), а третья — верхнему подъярсу (малиноовражная свита). Сюда, по-видимому, следует включать и добринскую свиту оксфорда, когда не фиксируется перерыв седиментации.

Таким образом, как и в течение байосско-батского этапа, в келловее (третий этап) устанавливается ступенчатое проникновение суббореального моря на территорию региона, протекавшее с частыми остановками и замедлениями. Это способствовало возникновению перерывов седиментации. Континентальные фации, столь свойственные началу второго этапа, и регрессивные в конце, в келловее не отмечаются. Наиболее полные разрезы келловейского яруса приурочены к западным краям Волгоградского палеопрогиба. Образования второго этапа встречаются преимущественно на Правобережье. Выявленные закономерности пространственного и временного распределения среднеюрских отложений в Поволжье указывают на сложный и ступенчатый характер взаимоотношений между Тетической и Бореальной палеобиогеографическими надобластями, которые выяснены пока только в общем виде.

Автор выражает благодарность Е.М.Первушину за обсуждение изложенных материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блом Г.И., Дрейсин А.Г., Камышева-Елпатьевская В.Г., Эвентов Я.С. Юрская система // Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. —М.: Недра, 1969. С. 462—521.
2. Демчук Л.В., Зорькина В.А., Качарьянц С.Б. и др. История развития Прикаспийской впадины в мезозойское время // Тр. ВНИГНИ. 1971. Вып. 109. С. 197—229.
3. Зоны юрской системы в СССР // Тр. МСК. Т. 10. 1982.
4. Киселев Д.Н., Рогов М.А. Стратиграфия пограничных отложений бата и келловей в разрезе у села Просек (Среднее Поволжье). Ст. 1. Аммониты и инфразональная биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 42—73.
5. Левина В.И., Прохорова Н.П. Местные стратиграфические подразделения нижней и средней юры Прикаспийского региона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2002. Вып. 29. С. 6—13.
6. Ломидзе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78—92.
7. Митта В.В. Аммониты и бореально-тетическая корреляция средней юры // Автореф.... док-ра геол.-минер. наук. —М., 2008.
8. Митта В.В., Барсков И.С., Грюндель Й. и др. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // Новости из геол. музея им.В.И.Вернадского. 2004. № 12.
9. Никишин А.М., Болотов С.Н., Еришов А.В. и др. Поздне-палеозойская, мезозойская и кайнозойская эволюция южной части Восточной Европы и взаимодействие систем Тетис и Пери-Тетис // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Мат-лы Всероссийской конференции. Т. 1. —М: ООО Связь-Принт. 2002. С. 76—78.
10. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. —С-Пб: ВНИГРИ. 1993.
11. Панов Д.И., Стафеев А.Н. Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 19—27.
12. Панов Д.И., Шиханов С.Е., Беленев П.О. Этапы развития Русской плиты в юрском периоде и их корреляция с этапами развития Крыма и Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 1. С. 26—36.
13. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя / Под ред А.Я.Азбеля, А.А.Григалиса. —Л.: Недра, 1991.
14. Сазонова И.Г., Сазанов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. 1967. Вып. 62.
15. Салтыков В.Ф. Модель среднеюрского осадконакопления и эволюции биоты для территории Нижнего Поволжья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Мат-лы Всероссийского совещания. —М., 2005. С. 219—221.
16. Салтыков В.Ф. Фораминиферные зоны келловейского яруса в Нижнем Поволжье // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 367—371.
17. Салтыков В.Ф. Средняя юра северной оконечности Доно-Медведицких дислокаций. —Саратов: Изд-во центр «Наука», 2008.
18. Стафеев А.Н., Смирнова С.Б., Гуцин А.Т. и др. Ландшафтные обстановки и история формирования среднеюрских отложений Восточного Предкавказья // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 1. С. 26—37.
19. Стратиграфический кодекс России. Изд. 2. —С-Пб: ВСЕГЕИ. Изд. 3. 2006.
20. Biostratigraphic du Jurassique Ouest-Europeen et Mediterranee. Zonations paralleles et distribution des invertibles et microfossiles / Coord. Cariou E., Hantzperque P. // Bull. Centre Rech. ELF Explor. Prod. 1997. Mem. 17.
21. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.K. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present) // Science. 1987. Vol. 235. № 4793. Pp. 1156—1167.
22. Kiselev D., Rogov M., Gizhikov A. et al. Dubki (Saratov region, Russia), the reference section for the Callovian / Oxfordian boundary // 7 Inter. Congress on the Jurassic System. Warsaw: institute Geol. Warsaw. Univer. 2006. Vol. IV. Pp. 177—179.

Литогеохимические особенности тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал) и модели геодинамического развития региона

А.В.МАСЛОВ (Институт геологии и геохимии УрО РАН; 620075, г.Екатеринбург, Почтовый пер., д.7;
e-mail: maslov@igg.uran.ru)

На основе изучения литохимических особенностей тонкозернистых алюмосиликокластических пород верхней части верхнего рифея и венда западного склона Среднего Урала показано, что они сформированы за счет размыва магматических пород кислого и среднего составов. Точки составов глинистых сланцев и аргиллитов на большинстве дискриминантных диаграмм ($\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O—SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, F1—F2 и др.) локализованы в области перекрытия составов отложений пассивных и активных континентальных окраин. Тонкозернистые терригенные образования трех нижних свит верхневендской сыльвицкой серии имеют значительное сходство с аналогичными по гранулометрии образованиями, сформированными на заключительной стадии цикла Уилсона, что не противоречит отнесению их к молассам.

Ключевые слова: литогеохимия, глинистые сланцы, верхний рифей, венд, Средний Урал.

Lithogeochemical characteristics of fine-grained terrigenous Upper Riphean—Vendian sequence in the Kvarquushsk-Kamennogorsk Anticlinorium (Middle Urals, Russia) and models of geodynamic evolution of the region

A.V.MASLOV

On the base of the lithochemical peculiarities of the fine-grained aluminosiliciclastic rocks of the upper part of the Upper Riphean and Vendian (western slope of Middle Urals) it is established that these rocks were formed due to erosion of the acid and intermediate magmatic rocks. The figurative points of the Upper Riphean and Vendian shales and argillites on the discriminant diagrams such as $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O—SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, F1—F2 and others are located in the fields of the passive and active continental margins. The composition of fine-grained rocks of three lower formations of the Upper Vendian Sylvitsa Group is very similar to the composition of fine-grained rocks, that belong to final stage of the Wilson cycle, so we can consider it as molasse deposits.

Key words: Lithochemistry, shales, Upper Riphean, Vendian, Middle Urals.

Геодинамическая природа верхнедевонских осадочных последовательностей западного склона Урала с течением времени претерпела существенную эволюцию. В середине 1960—начале 1970-х годов эти последовательности рассматривались как миогеосинклинальные образования [4, 16]. В начале 1980-х годов были высказаны представления о рифтогенно-депрессивной природе рифейско-вендских образований Башкирского (западный склон Южного Урала) и Кваркушско-Каменногорского (западный склон Среднего и Северного Урала) мегантиклинорий [3, 5 и др.]. В последние годы все более широкое распространение получает точка зрения о том, что в раннем и среднем рифее на рассматриваемой территории существовал глубокий эпикратонный бассейн, а для позднего рифея может быть реконструирован латеральный ряд формаций, присущий океаническому бассейну [11, 12 и др.]. Восточная окраина Восточно-Европейской платформы представляется в этих построениях пассивной окраиной кратона, сменяющейся восточнее континентальным склоном, океаническими образованиями и рядом микроконтинентов. В венде в результате кадомского орогенеза формируются краевой и межгорные проги-

бы, выполненные поздневендской молассой. Считается, что источник терригенного материала для вендских отложений находился на востоке, тогда как рифейские бассейны получали основную массу кластики с запада.

Изменения тектонических (геодинамических) обстановок и положения источников сноса в тонкозернистых терригенных породах (глинистые сланцы и алевроаргиллиты) одного из литотипов, наиболее широко представленных в разрезах верхнего рифея, нижнего и верхнего венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, в настоящее время можно оценить на достаточно представительном материале (более 240 полных силикатных анализов и 180 определений широкого ряда элементов-примесей методом ICP-MS).

К верхнему рифею (табл. 1) в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории принадлежат осадочные образования кедровской и басегской серий [1, 17, 18].

Кедровская серия объединяет синегорскую и клыктанскую свиты. Нижняя часть синегорской свиты, имеющей мощность 2000 м, складывается серыми, светло-серыми и желтовато-серыми кварцитами, а верх-

1. Стратиграфическая колонка отложений верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория [1, 17]

Стратон	Серия	Свита	Изотопный возраст, млн.лет
Верхний венд	Сылвицкая	Усть-сылвицкая*	
		Чернокаменная*	560 [14]
		Перевалокская*	
		Старопечнинская*	
Нижний венд	Серебрянская	Керноская*	
		Бутонская*	
		Койвинская*	
		Гаревская*	
		Танинская*	
Верхний рифей	Басегская	Усьвинская	
		Федотовская*	670 [15]
		Ослянская	
	Кедровская	Клыктанская	
		Синегорская	

*уровни взятия образцов.

няя — сланцами и филлитами с прослоями песчаников и гравелитов [1]. Клыктанская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя (500—700 м) объединяет различные по составу сланцы и филлиты с прослоями кварцито-песчаников (внизу), известняков и мраморов (вверху). Выше лежит толща известняков и доломитов (300—400 м), на которой залегает сланцевая толща (230—250 м) верхней части верхнеклыктанской подсвиты.

Басегская серия объединяет ослянскую, федотовскую и усьвинскую свиты [1, 17]. Ослянская свита (100—300 м) сложена светлоокрашенными разноплитчатыми и разнотекстурными кварцитовидными песчаниками и кварцито-песчаниками, среди которых встречаются маломощные прослои филлитовидных сланцев. Федотовская свита (500—2000 м) представлена преимущественно темноокрашенными глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В ряде разрезов нижней части свиты присутствуют эффузивы основного и кислого состава, иногда выделяемые в самостоятельную щегровитскую свиту (комплекс). Верхняя часть представлена прослоями известняков и карбонатно-глинистых сланцев [1]. Возраст щегровитского комплекса, определенный Rb-Sr методом по трахитам, 671 ± 24 млн.лет ($I_{Sr} = 0,7045 \pm 0,0004$) [13]. Усьвинская свита мощностью 300—1200 м и более сложена зеленоватыми и (или) пестроцветными глинистыми сланцами с примесью алевропесчаного

материала, чередующимися с мелкозернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками.

К *серебрянской серии* (нижний венд) относятся танинская, гаревская, койвинская, бутонская и керноская свиты. Танинская свита (до 500 м) сложена редкогалечниковыми тиллитовидными конгломератами с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и алевритистых глинистых сланцев; гаревская (700—750 м) — мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами; койвинская (до 300 м) — тонким чередованием филлитовидных сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков. В некоторых разрезах Койвинской свиты присутствуют пакеты и пачки редкогалечниковых конгломератов. Бутонскую свиту (300—350 м) слагают полосчатые темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов; керносскую (200—350 м) — песчаники и филлитовидные алеврито-глинистые породы. В северной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория в разрезах верхней части керносской свиты существенная роль принадлежит основным и

ультраосновным вулканогенным породам дворцевого комплекса. По данным Ю.Л.Ронкина [13], изотопный возраст трахиандезитов дворцевого комплекса 569 ± 42 млн.лет (Sm-Nd метод, валовая проба) и 559 ± 16 млн.лет (Rb-Sr метод, валовая проба).

Сылвицкая серия верхнего венда включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменную и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (до 500 м) представлена в нижней части редкогалечниковыми конгломератами, а в верхней — темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях серебрянской серии породы свиты залегают с перерывом и выполняют серию врезанных долин [1, 2]. Перевалокская сложена темно-серыми аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами. Мощность ее не превышает 300 м. Чернокаменная свита (до 1800 м) представляет собой последовательность преимущественно зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Наряду с широко распространенными дисковидными отпечатками *Cyclomedusa* и *Eidacaria*, в отложениях свиты присутствуют палеопаспихиды, *Eoporpita*, остатки перистых организмов *Charniodiscus* и *Vaizitsinia* с прикрепительными дисками, отпечатки *Yorgia* и *Dickinsonia* [2]. Временной интервал встречаемости отпечатков 560—540 млн.лет [30]. U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из пеплового прослоя в нижней части чер-

2. Меданные содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых терригенных породах верхнего рифея, нижнего и верхнего венда Кваркушко-Каменногогорского мегантиклинория (в %)

Компо- ненты	Свиты																	
	Федотовская		Танинская		Гаревская		Койвинская		Бутонская		Керносская		Старопечни- ская		Переваловская		Чернокаменская	
	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО
SiO ₂	60,83	3,20	62,78	6,50	65,24	2,99	60,70	8,74	57,31	5,05	64,80	4,23	59,65	2,41	60,96	2,35	60,61	2,28
TiO ₂	0,85	0,05	0,87	0,20	0,97	0,25	0,69	0,21	0,89	0,13	0,68	0,11	0,76	0,13	0,83	0,08	0,89	0,08
Al ₂ O ₃	19,48	2,43	16,04	2,66	15,91	1,96	14,81	6,43	18,88	1,85	17,12	1,69	18,75	1,99	15,63	1,60	16,84	1,27
Fe ₂ O _{3общ}	5,87	1,50	6,41	1,48	6,89	2,09	5,86	13,11	5,09	1,35	4,97	2,20	7,48	0,98	7,38	0,94	7,41	0,94
MnO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,05	0,10	0,03	0,04	0,04	0,06	0,06	0,11	0,14	0,04	0,08	0,06
MgO	1,32	0,25	2,59	1,11	2,30	0,53	2,15	0,51	1,76	0,21	1,92	0,50	2,24	0,26	2,80	0,21	2,42	0,24
CaO	0,32	0,12	0,25	0,41	0,15	2,69	0,43	0,72	0,30	0,24	0,45	0,44	0,22	0,93	0,87	0,48	0,48	0,25
K ₂ O	3,42	0,46	3,66	0,77	3,26	0,54	3,56	2,27	3,90	0,98	3,85	0,53	4,95	0,91	3,37	0,38	4,17	0,57
Na ₂ O	1,34	0,52	1,68	0,44	2,00	0,35	1,62	0,74	2,90	0,95	1,90	0,67	1,06	0,57	1,95	0,23	1,40	0,45
P ₂ O ₅	0,25	0,09	0,19	0,13	0,12	0,06	0,16	0,10	0,31	0,11	0,14	0,17	0,17	0,17	0,15	0,26	0,17	0,06
ППП	6,15	1,16	4,24	1,08	3,40	1,82	4,20	0,70	4,14	1,68	3,65	0,83	4,20	0,63	4,30	0,50	4,90	0,87
n	11		10		7		18		7		17		16		21		136	

Примечание: Мд — медиана, СО — стандартное отклонение, *n* — число проанализированных образцов.

3. Меданные содержания ряда индикаторных элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногогорского мегантиклинория (в г/г)

Элементы	Свиты																	
	Федотовская		Танинская		Гаревская		Койвинская		Бутонская		Керносская		Старопечнинская		Перевалокская		Чернокаменская	
	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО
Sc	5,45	2,81	11,10	3,37	19,34	2,01	13,07	5,11	14,51	6,29	8,85	15,67	13,42	5,27	17,40	6,34	18,76	5,76
Cr	112,38	15,03	142,07	40,55	141,79	27,63	99,66	15,64	112,46	34,51	148,20	106,71	126,55	27,03	120,69	38,11	122,69	60,39
Co	3,26	6,73	12,50	5,55	16,33	6,26	13,41	2,01	4,67	1,96	8,84	9,69	16,49	7,80	16,72	4,04	17,58	5,82
Y	6,13	2,96	23,86	7,36	26,40	2,08	17,96	10,44	19,88	8,02	10,14	6,76	12,42	8,96	30,72	15,15	36,32	11,70
La	17,79	7,04	60,38	11,84	49,56	8,69	31,83	16,40	46,14	15,35	18,33	11,23	25,36	17,69	38,68	15,34	47,38	16,56
Hf	5,69	1,03	5,42	0,61	4,48	0,57	4,98	5,45	6,19	0,81	5,59	2,20	4,89	1,11	6,13	0,93	6,04	1,25
Th	4,85	2,20	12,97	1,45	14,39	2,43	10,95	6,25	13,20	5,69	7,84	3,64	10,11	4,41	13,30	3,94	16,10	4,86
n	11		7		6		8		7		16		16		13		103	

нокаменской свиты 557 13 млн.лет (2, MSWD 0,18) [14]. Завершают разрез сыльвицкой серии полимиктовые и полевошпат-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты (500—600 м).

Медианные* содержания основных породообразующих оксидов в тонкозернистых терригенных породах всех проанализированных автором литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногогорского мегантиклинория приведены в табл. 2, а медианные содержания ряда индикаторных элементов-примесей в этих же образованиях в табл. 3.

На классификационной диаграмме М.Хиррона [32] подавляющее большинство фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород басегской, серебрянской и сыльвицкой серий локализовано в области значений, характерных для сланцев. Заметно меньше их расположено в области вакк (рис. 1, А). Это показывает, что рассматриваемый массив образцов представлен преимущественно исходно глинистыми или алевроит-глинистыми породами и достаточно однороден, т.е. с учетом критериев, приведенных в работе [20], является представительным для анализов состава палеоводосборов и палеотектоники бассейнов осадконакопления.

На диаграмме НКМ—ФМ (НКМ (Na₂O K₂O)/Al₂O₃, ФМ (Fe₂O₃_{общ} MgO)/SiO₂ [23]) точки составов глинистых сланцев и алевроаргиллитов верхнего рифея и венда расположены преимущественно в поле V (стандартная трехкомпонентная система хлорит-монтмориллонит-гидрослюда), а также в области перекрытия его с полем II (породы с преобладанием монтмориллонита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюда), где сосредоточены в основном тонкозернистые терригенные породы федотовской свиты басегской серии (см. рис. 1, Б). Незначительная часть образцов койвинской свиты, а также единичные точки тонкозернистых терригенных пород керносской, старопечнинской, перевалокской и чернокаменской свит, локализована в поле VI (гидрослюдистые глинистые породы с примесью тонкодисперсного полевого шпата). Таким образом, и по параметрам НКМ и ФМ рассматриваемые образования однотипны.

На диаграмме Na₂O K₂O—ГМ (ГМ (Al₂O₃ TiO₂ Fe₂O₃_{общ} MnO)/SiO₂ [23]) точки составов исследованных автором образцов образуют компактную область, ограниченную в значительной части значениями Na₂O K₂O 4—8% и ГМ 0,33—0,48 (см. рис. 1, В). Небольшая часть точек локализована в областях зна-

*При анализе ограниченных по объему аналитических выборок, здесь использованы медианные значения содержаний и отношений тех или иных оксидов и элементов, т.к. данный статистический параметр позволяет дать обобщенную оценку выборок с неизвестным характером распределения и значительной изменчивостью [21, 37].

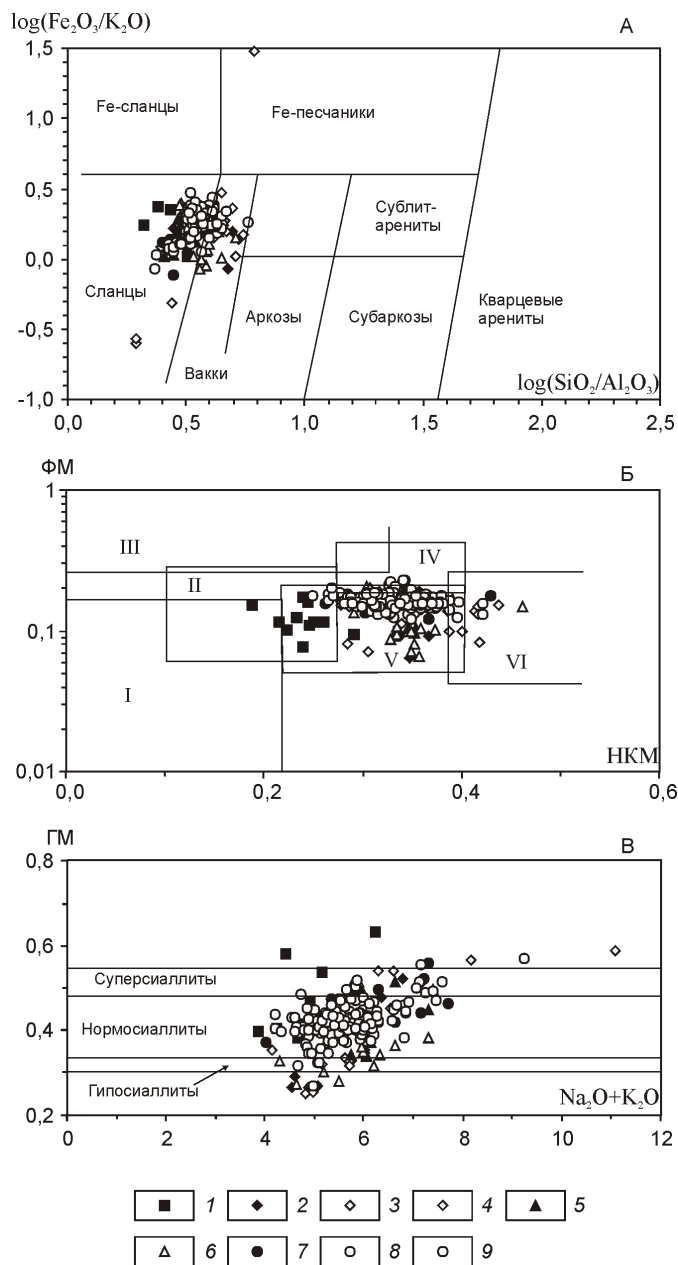


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов и глинистых сланцев верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегаантиклинория на диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ — $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (А), НКМ—ФМ (Б), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ —ГМ (В):

свиты: 1 — федотовская (R_3fd); 2 — танинская (V_1tn); 3 — гаревская (V_1gr); 4 — койвинская (V_1kv); 5 — бутонская (V_1bt); 6 — керноская (V_1kr); 7 — старопечнинская (V_2stp); 8 — перевалокская (V_2prv); 9 — чернокаменная (V_2chk)

чений ГМ, присущих силитам, гипо- и суперсиаллитам. Для отдельных образцов глинистых сланцев и алевроаргиллитов федотовской, койвинской, старопечнинской и чернокаменной свит ГМ 0,55, и они могут рассматриваться как гидролизаты.

Исходя из сказанного ясно, что для разреза верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегаантиклинория характерна достаточно однородная в литохимическом отношении совокупность тонкозернистых терригенных образований.

При анализе взаимосвязи литогеохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегаантиклинория и палеогеодинамических обстановок их формирования автор использовал дискриминантные диаграммы, предложенные в работах [25 и др.]. На этих диаграммах, как правило, отсутствуют области, характеризующие составы терригенных пород коллизионных обстановок, поэтому для восполнения данного пробела привлечены данные А.Д.Ножкина (ИГМ СО РАН, г.Новосибирск) по составу тонкозернистых обломочных пород чингасанской, верхневороговской, чапской и тасеевской серий (верхи неопротерозоя) Енисейского кряжа, наплававшихся на фоне формирования складчатонадвигового орогена в рифтовых бассейнах и фортландовых прогибах [2, 8, 9], а также материалы по литогеохимическим особенностям алевроглинистых пород ряда различных по возрасту и структурному положению осадочных бассейнов, образование которых было связано с коллизионными (орогенными) процессами. Исходя из общих особенностей формирования осадочных ассоциаций завершающей (коллизионной) стадии цикла Уилсона [24 и др.], можно предполагать, что как тонкозернистые, так и фанеромерные образования данной стадии должны интегрировать признаки, присущие самым разным породным ассоциациям, а образуемые ими на различных дискриминационных диаграммах поля будут, скорее всего, достаточно широкими.

На дискриминантной диаграмме SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [38] подавляющая часть фигуративных точек частных составов глинистых сланцев и алевроаргиллитов басегской, серебрянской и сыльвицкой серий сосредоточена в области значений, характерных для отложений активных континентальных окраин (рис. 2, А). Если рассматривать особенности локализации выборок для отдельных литостратиграфических подразделений, например, чернокаменной, танинской или федотовской свит, то можно видеть значительный разброс точек, попадающих как в область значений, присущих, по мнению Б.Розера и Р.Корша, отложениям пассивных континентальных окраин, так и в область образований активных островодужных обстановок. Однако основная масса их в каждом из названных случаев все-таки имеет значения SiO_2 и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, отвечающие области активной континентальной окраины.

Частные точки состава тонкозернистых терригенных пород коллизионного этапа развития Енисейского кряжа, образуют на данной диаграмме обширное поле, одна часть которого занимает область значе-

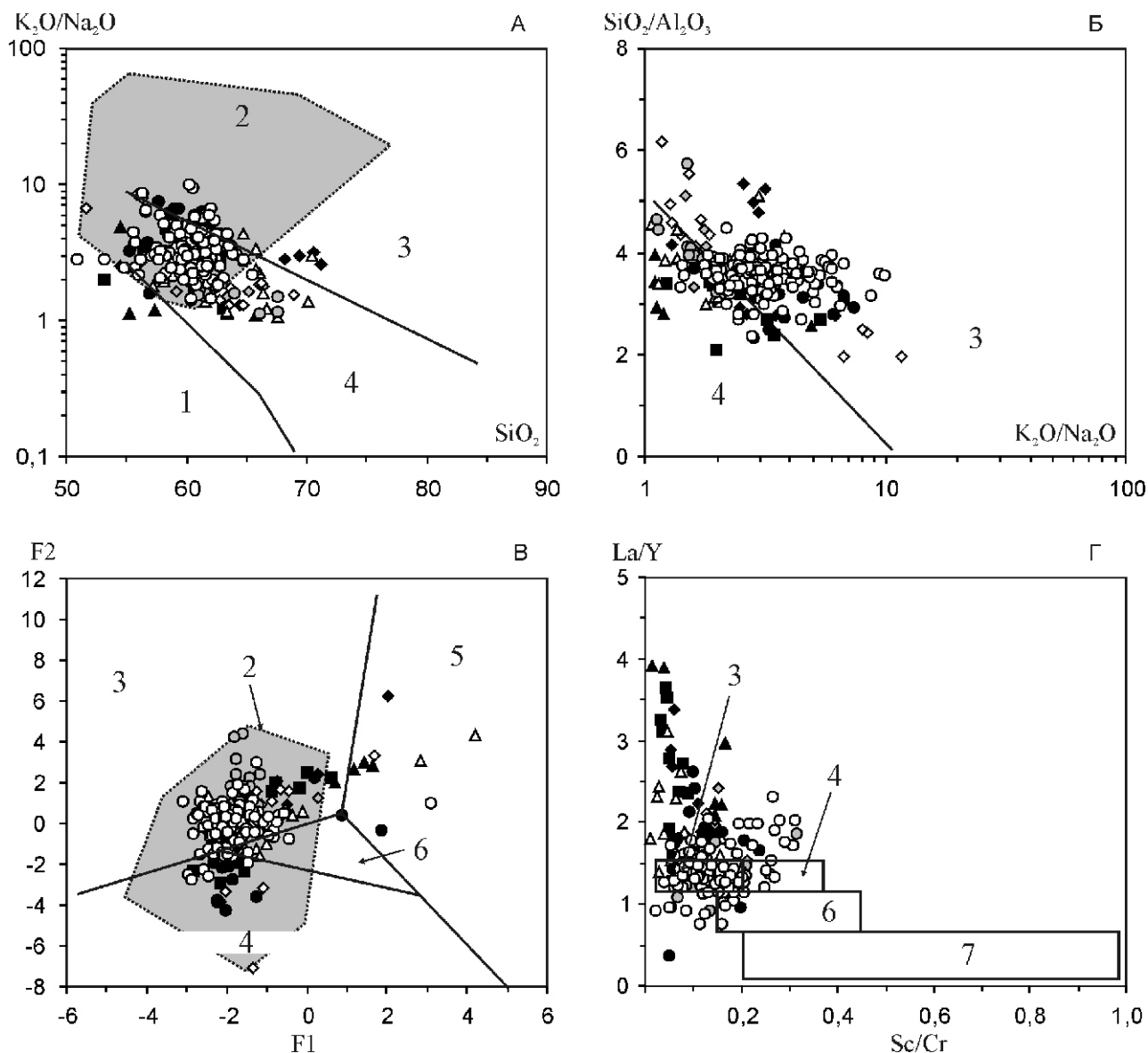


Рис. 2. Положение фигуративных точек частных составов тонкозернистых терригенных пород различных свит верхнего рифея и венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория на диаграммах SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (А), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Б), F1—F2 (В) и Sc/Cr—La/Y (Г):

1 — островодужные обстановки; 2 — поле составов тонкозернистых терригенных пород верхов неопротерозоя Енисейского края; 3 — пассивные континентальные окраины; 4 — активные континентальные окраины; 5 — островодужные океанические обстановки; 6 — континентальные вулканические дуги; 7 — океанические островные дуги; 8 — глинистые сланцы и аргиллиты рифтовых бассейнов и форландовых прогибов Енисейского края (0,86—0,540 млрд.лет); см. услов. обозн. к рис. 1

ний, типичных для отложений активных континентальных окраин, другая — область, характерную для отложений пассивных континентальных обстановок.

Анализ медианных значений SiO_2 и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 3, А) показывает, что описанная выше картина практически не меняется. Исключение составляют тонкозернистые терригенные образования бутонского уровня нижнего венда. Медианные точки остальных рассматриваемых литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда сосредоточены в области значений, характерных для активных континентальных окраин.

Относительно небольшие значения стандартных отклонений, присущие этим точкам, подчеркивают сделанный ранее вывод о том, что совокупность тонкозернистых терригенных образований достаточно однородная, как в литохимическом, так и палеогеодинамическом отношении.

Медианная точка составов глинистых сланцев и аргиллитов верхов неопротерозоя Енисейского края, формировавшихся в коллизионных обстановках, на диаграмме SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, расположена в области значений, типичных для отложений пассивных континентальных окраин.

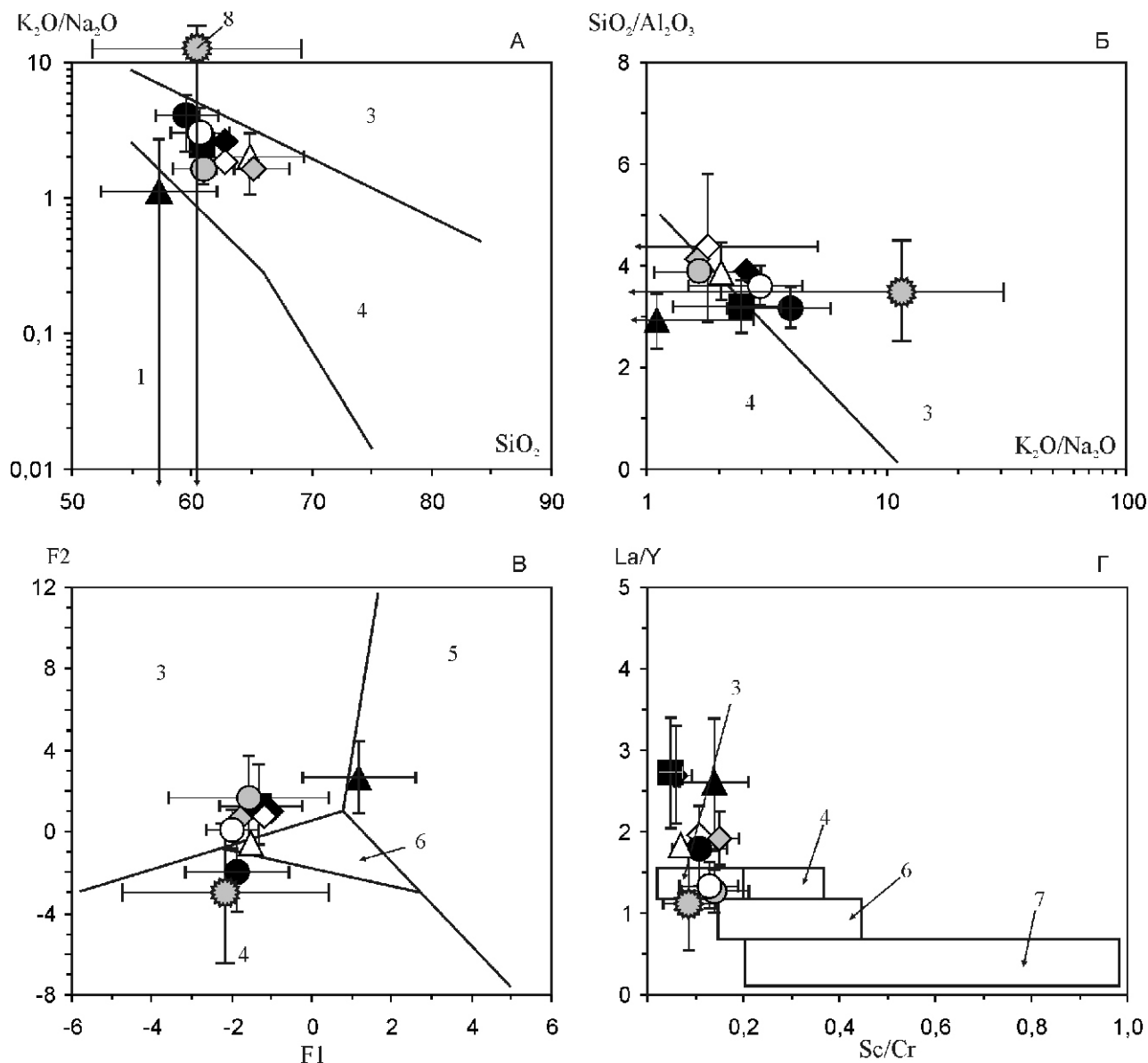


Рис. 3. Положение медианных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на диаграммах SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (А), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Б), F1—F2 (В) и Sc/Cr — La/Y (Г):

см. услов. обозн. к рисункам 1 и 2

континентальных окраин. В то же время весьма большая для $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (18,7) величина стандартного отклонения показывает, что значительная часть частных точек данной выборки присутствует и в области, представляющей отложения активных континентальных окраин.

На диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [34] ситуация иная (см. рис. 2, Б). Примерно три четверти частных точек составов глинистых сланцев и алевроаргиллитов верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория сосредоточено в области значений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, характерных для осадочных образований пассивных континентальных окраин, и только четверть точек локализована в

области активных континентальных окраин. При анализе конкретных (посвитных) выборок не наблюдается какой-либо определенной закономерности. Так, точки составов глинистых сланцев федотовской свиты присутствуют в обеих областях диаграммы, то же можно сказать о тонкозернистых терригенных породах танинской, бутонской и перевалокской свит. Значительная часть терригенных пород расположена почти вдоль линии, разделяющей области составов, характерных для активных и пассивных обстановок.

Медианные точки составов с учетом их положения на данной диаграмме и свойственных им значений стандартных отклонений не позволяют сделать какие-либо определенные выводы о геодинамических

обстановках формирования отложений верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (см. рис. 3, Б). Показательно, что глинистые породы бутонской свиты и здесь расположены вне основного кластера медиан.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ медианная точка составов тонкозернистых терригенных пород коллизионного этапа развития Енисейского кряжа расположена в поле отложений пассивных континентальных окраин. Однако с учетом значений стандартных отклонений по K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 , она существенно перекрывается медианными точками глинистых сланцев и алевроаргиллитов рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория.

Примерно такую же позицию как на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ занимают фигуративные точки частных составов глинистых сланцев и алевроаргиллитов верхнего рифея и венда и на диаграмме F1—F2 [26] (см. рис. 2, В). Почти определенная позиция только у тонкозернистых обломочных образований бутонской, перевалокской и частично старопечнинской свит. Глинистые сланцы сосредоточены в основном в области островодужных океанических обстановок, алевроаргиллиты — исключительно в области значений F1 и F2, присущих образованиям пассивных континентальных окраин, тогда как тонкозернистые обломочные образования — преимущественно в области отложений активных континентальных окраин.

На диаграмму (см. рис. 2, В) автор статьи нанес поле по данным А.Д.Ножкина, образуемое частными составами тонкозернистых терригенных пород немчанской, подъемской, чивидинской, карьерной, лопагинской, нижнеангарской, оленьинской, степановской и конкинской свит Енисейского кряжа, которые формировались на коллизионной стадии его развития. Особенность данного поля в том, что одна его половина расположена в области значений F1 и F2, присущих отложениям пассивных континентальных окраин, другая занимает область активных окраин. Это поле почти на 90—95% совпадает с положением на диаграмме F1—F2 частных точек составов федотовской, танинской, гаревской и всех других, анализируемых в данной работе литостратиграфических подразделений нижнего и верхнего венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория.

Расположение медианных точек на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ подчеркивает уже отмеченные тенденции (см. рис. 3, В): тонкозернистые терригенные породы бутонского уровня нижнего венда имеют величины F1 и F2, сближающие их с образованиями островодужных океанических обстановок*, тогда как аналогичные по гранулометрии породы

старопечнинской свиты приближены к образованиям активных континентальных окраин. Медианные точки составов остальных рассматриваемых литостратиграфических единиц сосредоточены в основном в области отложений пассивных континентальных окраин. Точка тонкозернистых терригенных пород, сформированных на коллизионном этапе развития Енисейского кряжа, напротив, сдвинута в область значений F1 и F2, характерных для активных континентальных окраин.

Значения Sc/Cr в большинстве частных образцов глинистых сланцев и алевроаргиллитов верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, изменяющиеся от 0,01 до 0,315, определяют близость их по данному параметру к отложениям пассивных континентальных окраин. В то же время значения La/Y в них существенно выше, чем это предполагается в работе [26] для аналогичных образований (см. рис. 2, Г). Положение медианных точек составов и присущих им величин стандартных отклонений на диаграмме Sc/Cr—La/Y (см. рис. 3, Г) показывает, что определенные М.Бхатиа и К.Круком области значений Sc/Cr и La/Y для граувакк пассивных континентальных окраин, почти в точности отвечают тонкозернистые терригенные породы перевалокской и чернокаменной свит сыльвицкой серии. Большие значения La/Y характерны для глинистых сланцев и алевроаргиллитов гаревской, койвинской, керносской и старопечнинской свит, тогда как самые высокие величины данного параметра свойственны отложениям федотовской, танинской и бутонской свит.

Медианная точка состава тонкозернистых обломочных пород коллизионного этапа развития Енисейского кряжа, расположенная на диаграмме Sc/Cr—La/Y, почти соответствует области осадочных образований пассивных континентальных окраин. Даже с учетом величин стандартных отклонений как Sc/Cr, так и La/Y, положение ее иное, чем медианных точек глинистых сланцев и алевроаргиллитов большинства литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, за исключением перевалокской и чернокаменной свит.

На диаграммах SiO_2-K_2O/Na_2O и Sc/Cr—La/Y (рис. 4) сопоставлены поля составов ряда объектов: 1) тонкозернистые терригенные образования старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория; 2) глинистые сланцы и аргиллиты Енисейского кряжа, сформированные в интервале 860—540 млн.лет; 3) алевролиты неопротерозойской серии Хамамат, Восточная пустыня Египта [33]; 4) аргиллиты и алевроаргиллиты серий *Lake Maurice* и *Ungoolya*, неопротерозой, бассейн Оффисер, Австралия [42]; 5) тонкозернистые обломочные породы серий *Dacaotan*, *Shujiaba* и *Xihanshui*, девон, бассейн Xicheng, орогенный пояс Qinling, Китай [43].

*Следует подчеркнуть, что и с учетом значений стандартных отклонений параметров F1 и F2 медианная точка состава тонкозернистых терригенных пород бутонского уровня здесь заметно отличается по своей позиции от основной массы медианных точек.

Как отмечалось, накопление отложений чингасанской, (верхне)вороговской, чапской и тасеевской серий Енисейского кряжа, имевшее место в интервале

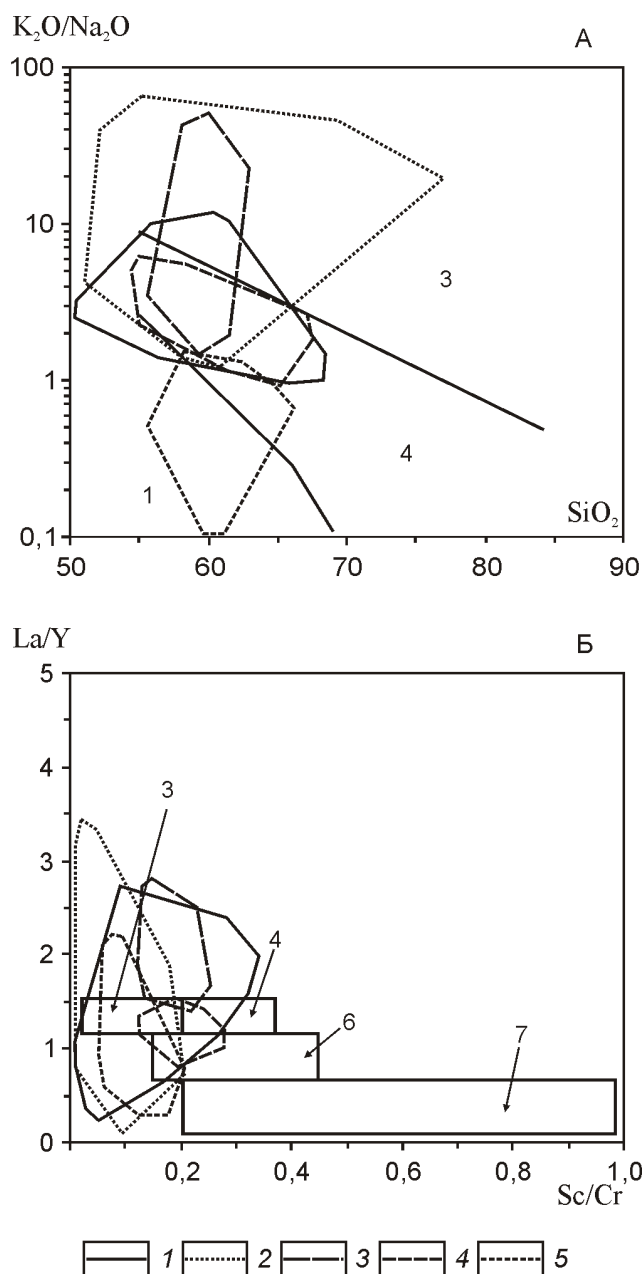


Рис. 4. Положение полей составов алевроаргиллитов и глинистых сланцев трех нижних свит сыльвицкой серии Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория и тонкозернистых терригенных пород различных синорогенных(синколлизионных) бассейнов на диаграммах $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ (А) и Sc/Cr—La/Y (Б):

1 — старопечнинская, перевалокская и чернокаменная свиты; 2 — венд и верхний рифей Енисейского кряжа (данные А.Д.Ножкина); 3 — девонские алевролиты и аргиллиты бассейна Xicheng, Китай [43]; 4 — серии *Lake Maurice* и *Ungoolya*, бассейн Оффисер, неопротерозой, Австралия [42]; 5 — серия Хамамат, неопротерозой, Египет [33]; см. услов. обозн. к рис. 2

0,86—0,54 млрд.лет, происходило на фоне формирования крупного орогенного пояса в рифтовых бассейнах и форландовых прогибах [8, 9]. Осадочные образования неопротерозойской серии Хамамат — результат быстрого поднятия и эрозии комплекса преимущественно магматических пород крупной континентальной дуги. Это в основном незрелые и относительно зрелые аргиллиты, алевролиты, кварцевые и граувакковые песчаники и конгломераты, накапливавшиеся в межгорном бассейне и рассматривающиеся в работах [33, 36] как молассовые отложения. Накопление отложений серий *Lake Maurice* и *Ungoolya* в бассейне Оффисер в конце неопротерозоя происходило во время интракратонной орогении Петерманн [42]. Следовательно, входящие в их состав тонкозернистые терригенные образования, например, присутствующие в разрезах свит *Murnaroo*, *Dey Dey* или *Tanana*, также могут рассматриваться как пример синколлизионных образований. Аргиллиты и алевролиты девонского бассейна Xicheng в орогенном поясе Qinling (Китай) по геологическим и геохимическим данным считаются отложениями преддугового бассейна, снос тонкой алюмосиликокластики которого происходил как за счет разрушений быстро растущей континентальной вулканоплутонической дуги андийского типа, так и за счет размыва аккреционной призмы при косой субдукции океана Qinling [43].

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ поля составов глинистых сланцев и алевроаргиллитов трех нижних свит сыльвицкой серии Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, средних и верхних уровней неопротерозоя Енисейского кряжа*, девонского бассейна Xicheng и верхних уровней бассейна Оффисер (серии *Lake Maurice* и *Ungoolya*) в значительной степени перекрываются (см. рис. 4, А). Это может указывать как на сходство геотектонических (геодинамических) обстановок их формирования, так и на близость состава пород в питающих провинциях. Несколько отличную позицию занимают на данной диаграмме тонкозернистые терригенные образования серии Хамамат. Однако это вполне соответствует данным петрографических исследований, указывающих на образование их за счет размыва преимущественно магматических пород основного и среднего составов. Сходство полей анализируемых ассоциаций тонкозернистых терригенных отложений, сформированных на коллизионном этапе цикла Уилсона и поля глинистых сланцев и алевроаргиллитов трех нижних свит верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория более ярко проявлено на диаграмме Sc/Cr—La/Y (см. рис. 4, Б).

Известно, что, основываясь на литогеохимических особенностях тонкозернистых терригенных пород,

*Высокие значения $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$, сдвигающие значительную часть поля в область значений, присущих отложениям пассивных континентальных окраин, связаны в данном случае с высокой степенью зрелости размывавшихся субстратов [2].

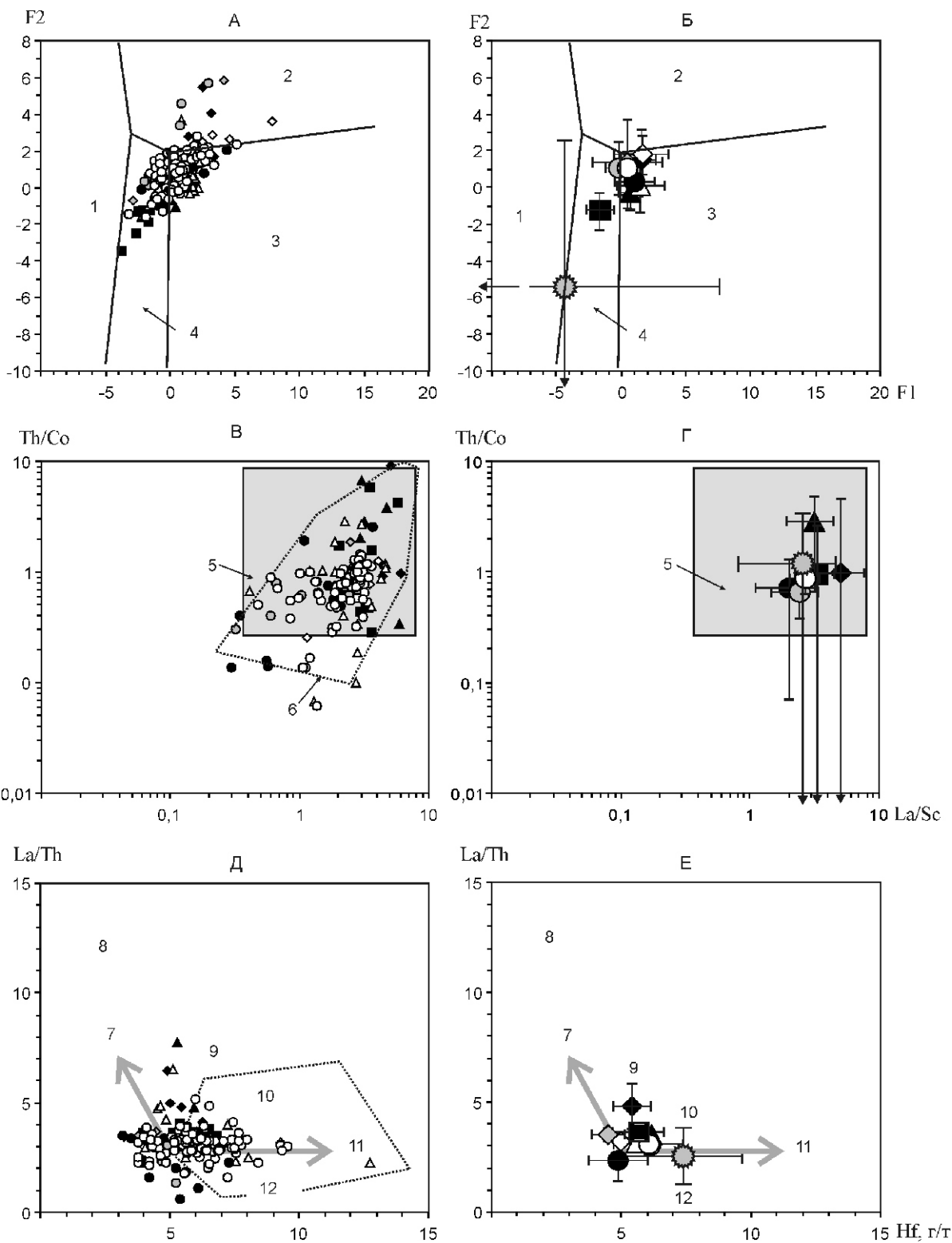


Рис. 5. Положение фигуративных точек частных (А, В, Д) и медианных (Б, Г, Е) составов тонкозернистых терригенных пород различных свит верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногогорского мегантиклинория и неопротерозоя Енисейского края на диаграммах F1—F2, La/Sc—Th/Co и Hf—La/Th:

1 — магматические породы основного состава; породы (провинции): 2 — богатые кварцем преимущественно осадочные, 3 — кислые магматические, 4 — магматические среднего состава; 5 — область значений, характерных для продуктов размыва магматических пород кислого состава; 6 — поле глинистых сланцев и аргиллитов коллизионного этапа эволюции Енисейского края (0,86—0,54 млрд. лет); 7 — андезиты островных дуг; 8 — толеиты океанических островных дуг; 9 — смешанные кислые (основные) источники; 10 — кислые породы островных дуг; 11 — пассивные континентальные окраины; 12 — верхняя континентальная кора; см. услов. обозн. к рис. 3

можно реконструировать состав пород в областях размыта и тенденции изменения его во времени. Для этого обычно используют парные или тройные диаграммы. Из их большого числа автором настоящей статьи выбраны диаграммы F1—F2 [39], La/Sc—Th/Co [27] и Hf—La/Th. По данным работ [31, 35] показаны на диаграмме Hf—La/Th поля составов различных пород. На диаграмме F1—F2 фигуративные точки частных составов глинистых сланцев и алевроаргиллитов басегской, серебрянской и сыльвицкой серий расположены преимущественно в областях, характеризующих составы обломочных пород, образовавшихся за счет разрушения кислых и средних магматических образований (рис. 5, А). Незначительное число образцов имеют значения F1 и F2, позволяющие предполагать, что источниками тонкой алюмосиликокластики для них выступали богатые кварцем осадочные или осадочно-метаморфические породы.

Положение медианных точек составов тонкозернистых обломочных пород различных литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на данной диаграмме (см. рис. 5, Б) показывает, что все они, за исключением точки федотовской свиты, образуют компактное поле преимущественно в области продуктов размыта достаточно зрелых кислых магматических пород. Глинистые сланцы федотовской свиты басегской серии на диаграмме — продукты размыта магматических пород среднего состава, тогда как тонкозернистые терригенные образования коллизионного этапа эволюции Енисейского кряжа можно рассматривать как результат смещения продуктов эрозии, а также кислых, средних и основных магматических образований, что не противоречит высказанным в начале данной статьи предположениям.

На диаграмме La/Sc—Th/Co поле частных составов глинистых сланцев и аргиллитов чингасанской, (верхне)вороговской и чапской серий Енисейского кряжа почти в точности соответствует полю частных составов тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (см. рис. 5, В). Медианные точки составов различных литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда западного склона Среднего Урала и верхов неопротерозоя Енисейского кряжа также расположены компактно и занимают область значений, типичных для продуктов размыта преимущественно магматических пород кислого состава (см. рис. 5, Г).

Наконец, на диаграмме Hf—La/Th поля частных составов тонкозернистых терригенных образований и Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория и Енисейского кряжа локализованы преимущественно в областях достаточно зрелой верхней континентальной коры и пассивных континентальных окраин (см. рис. 5, Д). Глинистые сланцы и аргиллиты верхов

неопротерозоя Енисейского кряжа при 50—60% перекрытия имеют несколько большие содержания гафния, что обуславливает сдвиг их в сторону составов пассивных континентальных окраин. Это хорошо видно и при рассмотрении особенностей локализации медианных точек (см. рис. 5, Е). Значения La/Th в породах обоих объектов примерно одинаковые.

Из материалов статьи можно сделать ряд выводов:

1. На протяжении более 120 млн. лет (конец позднего рифея—венд) доминирующими источниками тонкой алюмосиликокластики являлись скорее всего магматические породы кислого и среднего составов, слагавшие блоки достаточно зрелой в геохимическом отношении верхней континентальной коры.

2. Между тонкозернистыми терригенными породами федотовской свиты басегской серии и близкими по гранулометрии образованиям серебрянской и сыльвицкой серий нет принципиальных литогеохимических различий.

3. Как частные, так и медианные точки составов глинистых сланцев и аргиллитов верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на большинстве дискриминантных диаграмм ($\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O—SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, F1—F2 и др.) локализованы в области перекрытия составов отложений пассивных и активных континентальных окраин.

4. Поля составов тонкозернистых терригенных образований трех нижних свит сыльвицкой серии очень схожи с полями аналогичных по гранулометрии образований, сформированными на заключительной стадии цикла Уилсона, и с полями составов глинистых сланцев и аргиллитов верхних уровней докембрия Енисейского кряжа (чингасанская, чапская серии), а также других неопротерозойских и более молодых синколлизонных (флишевые и молассовые) бассейнов.

5. Таким образом, поздневендские осадочные последовательности Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория с определенной долей вероятности могут действительно рассматриваться как молассовые, однако по составу источников сноса они принципиально не отличаются от подстилающих их верхнерифейских и нижневендских образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. — М.: Наука, 1982.
2. Гражданин Д.В., Маслов А.В., Мاستил Т.М.Р., Крупенин М.Т. Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 6. С. 784—788.
3. Иванов С.Н. О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала. — Свердловск, 1980. С. 3—27.
4. Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). — М.: изд-во МГУ, 1968.
5. Ключина М.Л. Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратигра-

- фия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. — Свердловск, 1982. С. 9—22.
6. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. — Екатеринбург, 2008.
 7. Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии / Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — М., 1985.
 8. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 6. С. 782—787.
 9. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. и др. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666—688.
 10. Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала / Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — Свердловск, 1988.
 11. Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. — М.: ГЕОС, 2005. С. 309—342.
 12. Пучков В.Н. Тиманиды и уралиты: основные особенности важнейших структурных этажей Урала и Тимано-Печорской провинции // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 70—81.
 13. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. — Екатеринбург, 1989. С. 107—110.
 14. Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменской свиты сылвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 3. С. 354—359.
 15. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А. и др. «In situ» U-Pb (SHRIMP) датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива (Кваркушско-Каменногорский мегаантиклинорий, Средний Урал) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 1. С. 87—92.
 16. Смирнов Ю.Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии // Геология докембрия. Докл. советских геологов. МГК XXII сессия. — М.: Недра, 1964. С. 195—207.
 17. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург: Роскомнедра, 1993.
 18. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М.Келлера и Н.М.Чумакова. — М.: Наука, 1983.
 19. Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-XVII. Объяснительная записка. — Пермь: Пермское государственное предприятие «Геокарта», 2002.
 20. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
 21. Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Методы и проблемы. — Л.: Наука, 1975.
 22. Формирование земной коры Урала / Под ред. С.Н.Иванова, В.Н.Пучкова. — М.: Наука, 1986.
 23. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — СПб: Наука, 2000.
 24. Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis — principles and application. — Oxford. Blackwell. 1990.
 25. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. № 6. Pp. 611—627.
 26. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of greywacke and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. Pp. 181—193.
 27. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. Vol. 191. Pp. 305—327.
 28. DeCelles P.G., Giles K.A. Foreland basin systems // Basin Res. 1996. Vol. 8. Pp. 105—123.
 29. Foreland basins. Allen P.A., Howewood P. (Eds.). — Oxford. Blackwell. 1986.
 30. Grazhdankin D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution // Paleobiology. 2004. Vol. 30. № 2. Pp. 203—221.
 31. Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. Pp. 4615—4631.
 32. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. Vol. 58. Pp. 820—829.
 33. Holail H.M., Moghazi A.K.M. Provenance, tectonic setting and geochemistry of greywackes and siltstones of the Late Precambrian Hammamat Group, Egypt // Sed. Geol. 1998. Vol. 161. Pp. 227—250.
 34. Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // J. Geol. Soc. Am. Spec. Publs. 1982. № 10. Pp. 551—561.
 35. Nath B.N., Kundendorf H., Pluger W.L. Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bed load sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // J. Sed. Res. 2000. Vol. 70. № 5. Pp. 1081—1094.
 36. Rice A.H.N., Osman A.F., Ahdeen M.M. et al. Preliminary comparison of six late- to post-Pan-African molasse basins, E. Desert, Egypt // Geoscientific Research in Northeast Africa. Thorweide U., Schandelmeier H. (Eds.). — Rotterdam. Balkema. 1993. Pp. 41—45.
 37. Rock N.M., Webb J.A., McNaughton N.J. et al. Nonparametric estimation of averages and errors for small datasets in isotope geoscience: a proposal // Chem. Geol. 1987. Vol. 66. Pp. 163—177.
 38. Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. Vol. 94. № 5. Pp. 635—650.
 39. Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. Vol. 67. Pp. 119—139.
 40. Sinclair H.D. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective // GSA Bull. 1997. Vol. 109. Pp. 324—346.
 41. Stratigraphic evolution of foreland basins. Dorobek S.L., Ross G.M. (Eds). SEPM Spec. Publ. 1995. Vol. 52. Pp. 310.
 42. Wade B.P., Hand M., Barovich K.M. Nd isotopic and geochemical constraints on provenance of sedimentary rocks in the eastern Officer Basin, Australia: implications for the duration of the intracratonic Petermann Orogeny // J. Geol. Soc. (London). 2005. Vol. 162. Pp. 513—530.
 43. Yan Z., Wang Z., Wang T., Yan Q., Xiao W., Li J. Provenance and tectonic setting of clastic deposits in the Devonian Xicheng basin, Qinling orogen, Central China // J. Sed. Res. 2006. Vol. 76. Pp. 557—574.

Рудная минерализация в нафтидах

В.С.ЗУБКОВ (Институт геохимии СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Фаворского, 1а)

Примеры рудонафтидных проявлений вне магматических пород. В краевой части древней платформы во впадине, выполненной осадочными породами карбона, перми, триаса и мела, выявлено уранбитумное проявление. Оно находится на крыле диапировой складки с соляным штоком в ядре верхнепермских красноцветных отложений. Перекрывающие глинистые отложения триаса выполняли для оруденения роль экрана. Метасоматическими процессами на месторождении затронуто около 1 км³, общая масса битумов — несколько миллионов тонн. Ураноносные битумы (60—80%) в пластах песчаников прослежены на десятки метров от рудоконтролирующего разлома. Образование месторождения протекало в несколько стадий: *первая* (дорудная) близка по характеру к аргиллитизации, *вторая* (дорудная) выражена в пиритизации, локальной кальцитизации и гидрослюдизации; *третья* (рудная) представлена битумами, *четвертая* (пострудная) определена по вкрапленности марказита, пирита, прожилкам и вкраплениям кальцита, киновари и цветного битума. Рудные битумы — черное твердое вещество с микрозернами настурана, реже коффинита, в сростании с ними установлены пирит и галенит. В микротрещинах отмечено присутствие скрытокристаллического молибденита (иордизит) и киновари [33].

Кискеит-патронитовое месторождение Минас Рагра находится в меловых терригенно-карбонатных породах Западных Анд (Перу). Жила твердого битума мощностью 8—10 м рассекает гипсоносные сланцы и имеет зональное строение: внешние ее части сложены кискеитом (в %): С 53; Н 1,13; N 0,58; О 6,67; S 38,39; зольность 0,8—3,31; промежуточная зона мощностью 0,2—0,6 м состоит из коксообразного материала, а краевая (мощностью 2 м) представлена патронитом (VS₄). В золе кискеита присутствуют V₂O₅ 65 и Ni 7,5%. Во вмещающей жиле красные сланцы обесцвечены и пиритизированы [32].

С 1887 г. разрабатываются битумные жилы в предгорном бассейне Неукен к западу от Анд [52]. Этот морской бассейн юрско-мелового возраста занимал внутри- и заостроводужную позиции. Жилы асфальтитов распространены на площади 500 100 км². Средняя их мощность 1—3 м (редко 5 м) при протяженности до 1 км (иногда до 8 км). В пределах месторождения асфальтитовые жилы обычно субпараллельны. Процесс внедрения асфальтитов сопровождался брекчированием вмещающих пород (обломки

до 1 м), инъекциями по слоистости осадочных пород и пропитыванием стенок, что указывает на высокое флюидное давление. Установлено несколько фаз внедрения битума. Например, на месторождении Ла Валенкиана кальцитовые и битумные прожилки образовались в две фазы и четыре стадии. С помощью электронной микроскопии и микрозондового анализа в битумах обнаружены ванадийсодержащие оксиды и силикат, возможно, роскоэлит. Кроме ванадия, с этими битумами связана Cu-U-минерализация.

Гигантские запасы тяжелой нефти (220 млрд.м³) характерны для предгорного прогиба Скалистых гор и находятся в осадочных породах мощностью до 600 м, лежащих на докембрийских гранитах и гнейсогранитах Канадского щита. Более крупные запасы такой же тяжелой нефти (480 млрд.м³) выявлены в Восточной Венесуэле, в полосе длиной 700 км и шириной 50—80 км по левому берегу р.Ориноко [25]. В Канаде, Венесуэле и США из тяжелой нефти и битумов извлекают V, Ni, U [36]. К глубинному разлому Сан-Андреас (Калифорния, США) приурочено ртутьсодержащее (Hg 800 т) нефтяное месторождение Цимбик [30].

Крупный линейament Карпинского в Евразии контролирует расположение ртутно-газовых месторождений Зальцведель-Пекензен, Вустров, Астраханское и др. [30].

Примеры рудонафтидных проявлений в магматических породах. В неопротерозойских офиолитах Оспинско-Китойского района (Восточный Саян), в углеродизированных зонах (мощность до 15 м, протяженность десятки—сотни метров) обнаружены алмазы [48], мелкие зерна (до 10—30 мкм) от самородного палладия (Pd_{0,91}Pt_{0,09}) до платинистого (Pd_{0,54}Pt_{0,45}), минералы ряда рустенбургит (Pt₃Sn)—атокит (Pd₃Sn), аваруйт (Ni₃Fe), золото пробностью 400—700‰, содержащее Ag до 46, Cu 26 и Hg 27,2%, ряд самородных металлов (Fe, Zn, Cu, Ag, Pb). Присутствуют также зерна сульфидов, но повсеместно распространены только оксиды (магнетит, хромшпинелид, ильменит, рутил), циркон, апатит и пирит [15, 37 и др.].

В продуктах газовых флюидов вулкана Кудрявый (о.Итуруп, Курильские острова) установлены платинофосфор-углеводородное комплексное соединение (PtCl₂[P(C₄H₉)₃]₂), селеноорганический хлор-комплекс (SeCl₂(C₆H₅)₂) и ренийорганический фосфор-хлор-комплекс (ReCl[P(CH₃)₂(C₆H₅)]₄(N)₂) [14].

Во втором конусе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) 1976 г. у стенки фумаролы «Трубка» обнаружен шунгит (высший антраксолит), который образовался в результате осаждения из газовой фазы (T не менее 400 °C). Шунгит ассоциирует с графитом, карбидами Fe, W, Si, самородными металлами (Fe, Cu, Al, Bi, Pb, Zn, Sn, Au), цинкистой медью, сильвинитом, пиритом, кварцем и другими минералами [12].

В нижнемеловых базальтовых андезитах на севере Чили, с которыми ассоциируют 9 небольших стратифицированных месторождений меди (запасы 100 000 т) присутствуют битумы, среди которых преобладают гомогенные пиробитумы импсонитового типа (разновидность керитов), а также отмечены греемиты (разновидность асфальтитов). Битумы образуют в породах микроскопические включения, прожилки, заполняют миндалины или замещают первичные минералы. В них присутствуют поры диаметром 0,2 мм, заполненные сульфидами Fe и Cu. Битумы в миндалинах и порах ассоциируют с минералами ранней гидротермальной стадии — кальцитом I, пиритом, марказитом и хлоритом. В кальците I содержатся двухфазные включения — твердый битум и газ. После пиробитумов образуются минералы меди, которые отлагаются в следующей последовательности: пирит (борнит халькопирит) (халькозин ковеллит) — дигинит. Борнит и халькопирит образуются с кальцитом II и III и кварцем, а остальные минералы меди с кальцитом IV [53].

Битумы (от асфальтитов до мальты) и нефть установлены в среднепалеозойских алмазоносных кимберлитовых трубках Сибирской платформы (Удачная, Мир и др.). Они находятся в кавернах, жеодах, субвертикальных, реже наклонных трещинах и прослежены до глубины 1 км. Стенки пустот выстланы кальцитом и пиритом. В самих кальцитовых жилах трубки Удачная битум выполняет трещины, поры и межзерновое пространство. В кимберлитах трубки Мир встречаются участки окремнения, в которых вместе с кварцем присутствуют халцедон, пирротин, галенит, сфалерит и скопления битумов. В трубке Айхал обнаружена кварцево-(аметистово)-халцедон-асфальтовая «пенистая» жила мощностью до 0,5 м и протяженностью 18 м. На 1 см² жилы размещаются около 30 шариков битума. Гидротермальные минералы и битумы отлагались примерно в следующей последовательности: волокнистый кальцит (180—340 °C) — «пенистая» жила с асфальтом ($T_{\text{гомог}}$ флюидных включений в аметисте 100—150 °C) — галенит, желтые сульфиды и кварц с озокеритом ($T_{\text{пл}}$ озокерита 89 °C) — крупнозернистый кальцит (T 50 °C) — битумы, нефть сульфиды [3]. В асфальте из кальцитовой жеоде по сравнению с вмещающим кимберлитом концентрируются соответственно (в г/т): V 615 и 95; Zn 321 и 58; Mo 4,7 и 2,3 [13].

Битумы широко распространены также в железорудных базальтоидных трубках Сибирской платформы (до 1,53%) [3, 6]. Как и в кимберлитах, они приурочены к трещинам, кавернам, прожилкам, друзам, жеодам и тесно ассоциируют с поздней карбонатно-сульфидной, реже кварцевой минерализацией. По стенкам трещин с битумами обычно развит пирит. Включения битумов присутствуют в кальците и кварце. По содержанию масел среди конденсированных нафтидов из этих трубок взрыва преобладают мальты (40,44—60,27%). В битумах железорудных трубок в отличие от кимберлитовых меньше спиртобензольных смол, соответственно 4,93—15,51 и 15,11—38,6% и больше бензольных (7,34—32,07 и 8,73—21,58%). Среднее C/H в хлороформенных битумоидах обоих типов диатрем около 8,1, но в хлороформенных битумоидах базальтоидных трубок меньше серы, чем в кимберлитовых, соответственно 0,11—1,74 и 1,84—3,85%. На ИК-спектрах поглощения сравниваемых трубок отчетливо выражены полосы поглощения ароматических структур и метиленовых и метиленовых структур парафинов, фиксируется присутствие нафтеновых группировок, кислородсодержащих соединений (ароматические кислоты, эфиры, кетоны). Поглощение парафиновых цепей очень слабое. По данным атомно-абсорбционного метода спиртобензольный битумоид обогащен Au 0,19—4,5 г/т, а хлороформенный — Au 0,045—0,24 г/т, из компонентов которых в асфальтогеновых кислотах концентрируется Au 1,52—1,78 г/т. В керогене многократно повышено Au 0,5—2,85 г/т по сравнению с вмещающими породами (0,002—0,02 г/т) [6]. Анализ асфальтита из миароловой пустоты и толеитового базальта методами INNA и ICP-MS показал, что в битуме концентрируются (в г/т): Be 1,14 и 0,55; Ni 285 и 166; Pb 2,5 и 1,35; Ba 1,5 и 96,6; Sr 52,5 и 168 [13].

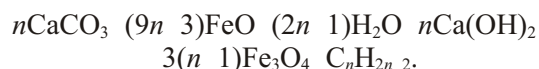
Давно известны битумы в девонских трахибазальтах Северо-Минусинской впадины Саяно-Минусинского континентального палеорифта. На участке Сохочул битумы (кериты и асфальтиты) заполняя поры в трахибазальтах, образуют выход вязкой мальты на их эродированной поверхности в виде «шляпы» мощностью 0,25 м, приуроченной к 1,5-метровой зоне послойного тектонического дробления [35, 40, 43]. В асфальтенах мальты из битумной «шляпы» обнаружены относительно высокие концентрации (в г/т): Pb 2815, Ba 2600, Cu 279, Zn 73, Sb 13, As 7, Hg 0,75 [35].

Битумы часто встречаются в щелочных массивах и пегматитах. Например, в Хибинском (1327 км²) и Ловозерском (650 км²) многофазных массивах девонского возраста, прорывающих докембрийские породы Балтийского щита [1 и др.]. В щелочных породах Хибинского массива $C_{\text{орг}}$ распределен одномодально с медианой на 400 г/т, битумоидный показатель ($C_{\text{бит}}/C_{\text{орг}}$ 100) для неизмененных пород 0,8—2,5%.

Содержание хлороформенных битумоидов в свежих щелочных породах 1—50, а в измененных 3—100 г/т. В различных зонах самого крупного (400–100 м) пегматитового тела (гора Юкспор) 3—280 г/т битумоидов. В нем обнаружены углеродистые вещества, состав которых изменяется от антраксолита до мальты и нефтеподобного вещества. Одновременно происходит смена парагенезисов минералов [44]. Битумы из щелочных пегматитов — микрогетерогенные образования со структурами распада, с микрозернами торита, стисиита и кальцита. В углеродистой матрице битумов (образцы 1—4) содержится (в %): Sr 0,24—0,55; Ba 0,14—0,34; Th 0,21; S 0,11—0,48; La 1,6; Ce 1,49; Nd 0,52 и др. [45].

В образовании рудонафтидных месторождений основным условием является происхождение их углеродистого вещества. На одних и тех же объектах обычно дискутируется или его биогенный, или эндогенный генезис.

Рассмотрим сначала систему аргументов, допускающих эндогенную природу рудонафтидных месторождений. В мантийных ксенолитах ультрабазитов из щелочных базальтоидов определены высокомолекулярные алканы [54]. В алмазе [19], мегакристах граната и оливина [11, 26] из кимберлитовых трубок Сибирской платформы установлены полициклические ароматические углеводороды (ПАУ). Углеводородная жидкость обнаружена в первичных флюидных включениях из гранатов кимберлитовых трубок Мир и Спутник [4], а частицы похожие на воск — в алмазе из Ботсваны [49]. Эти факты свидетельствуют о возможном нахождении газообразных тяжелых углеводородов (ТУВ) в породах верхней мантии. С геохимическими данными согласуются эксперименты по ударному воздействию на углеродистые вещества. Так, фенантрен ($C_{14}H_{10}$) при P 7900—33 000 МПа и T 600—2000 К преобразуется в полициклические ароматические углеводороды с молекулярной массой 128—354 [51], среди которых преобладают димеры фенантрена. Ударная нагрузка 63 400 МПа превращает асфальтит в вещество со свойствами антраксолита [24]. В статических экспериментах В.Г.Кучерова (1999—2002) [27] из смеси FeO , $CaCO_3$ и H_2O при P 5000 МПа и T 1250 С синтезированы углеводороды по реакции



В одной из работ (2007) показано, что при T 1500—2200 С и P 10 000 МПа метан превращается в этан и более тяжелые углеводороды [27].

Равновесные термодинамические расчеты компонентного состава системы С-Н путем минимизации энергии Гиббса с помощью программного комплекса СЕЛЕКТОР показали, что в P - T -условиях верхней мантии устойчивы в основном тяжелые алканы, сменяющиеся в зоне перехода к нижней мантии поли-

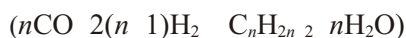
циклическими ароматическими углеводородами [20]. Расширение рассматриваемой системы до С-Н-О-S и проведение соответствующих расчетов привело к выводу о присутствии в верхней мантии О- и S-содержащих производных тяжелых углеводородов [16]. При метастабильном подъеме по относительно холодной геобаротерме ТУВ могут преодолеть зону фазового перехода алмаз—графит без существенного разложения и проникнуть по глубинным разломам в земную кору [21]. Важный аргумент возможного присутствия флюидов в верхней мантии и земной коре — установление поглощения короткопериодных поперечных волн в зонах глубинных разломов, например, после Сусамырского землетрясения (Центральный Тянь-Шань, 19.08.1992 г., M 7,3) [23].

С различными металлами углеводородные радикалы могут образовывать элементоорганические соединения (ЭОС) [5, 41]. Увеличение давления по принципу Ле Шателье-Брауна, приводит в реакции $R_nM_{газ} \rightleftharpoons nR_{газ} + M_{газ}$, где $R_{газ}$ — углеводородный радикал, M — металл к смещению равновесия в сторону меньшего числа молей газообразных компонентов, т.е. к синтезу элементоорганических соединений из продуктов распада [5], установленных на некоторых рудных объектах. В киновари рудопроявления Урал-1 отмечено соединение типа $C_{18}H_{37}Hg$ [46]. В составе битумов Дальнегорского рудного поля (Приморье) определены Fe-органическое соединение (производное ферроцена), Si-органическое соединение, $C_5H_{11}AsO_2$ и др. [42]. Приведенные примеры подтверждают возможность образования элементоорганических соединений в рудных процессах, равновесный подъем которых очевидно сопровождается их разложением с образованием твердого углерода и легких элементоорганических соединений, например, $(CH_3)Hg$, $(CH_3)_3As$ и др. Метастабильный подъем газообразных ЭОС с мантийным флюидом по относительно холодной геобаротерме допускает их прорыв по глубинным разломам с образованием рудонафтидных месторождений после конденсации.

Другая ситуация складывается при подъеме углеводородно-неорганического флюида по относительно горячей геобаротерме. В этом случае, возможно, происходит плавление мантийных пород с образованием магм. Благодаря высокому давлению и низкой фугитивности кислорода тяжелые углеводороды и элементоорганические соединения могут частично сохраняться в расплавах. Дополнительный фактор, способствующий их стабилизации — высокая щелочность расплавов. Так, крекинг гептана (C_7H_{16}), гексадекана ($C_{16}H_{34}$) подавляется при T 500 С в присутствии металлического натрия [31]. Если образовавшийся расплав поднимается медленно, то в условиях равновесия при спаде давления тяжелые углеводороды и элементоорганические соединения будут постепенно разлагаться с отсадкой твердого углеро-

да, карбидов, метана и легких ЭОС. При быстром, метастабильном подъеме расплава тяжелые углеводороды и элементоорганические соединения могут сохраниться от разложения. Например, в кимберлитовых трубках [17].

В настоящее время большинство исследователей придерживаются точки зрения, согласно которой тяжелые углеводороды образуются из неорганических газов в присутствии минералов-катализаторов по реакции Фишера—Тропша [13, 54 и др.]



или в результате поликонденсационных процессов [26]



Рассмотрим признаки, указывающие на возможность эндогенной природы рудонафтидных месторождений. Положение уранбитумного амагматичного месторождения во впадине на краю древней платформы контролируется разломом [32]. По данным работы [29], битумы не постепенно переходят друг в друга, а образуются в несколько стадий, причем наблюдается обратная последовательность в образовании битумов — от антраксолита до асфальтитов и нефти. В твердых битумах встречаются ксенолиты вмещающих пород, чего не должно быть при медленной консолидации органической нефти. На одних и тех же горизонтах независимо друг от друга существуют антраксолиты, кериты, асфальтиты и проявления нефти.

Ураганные содержания S, V, Ni, несвойственные живому веществу, установлены в месторождении Минас Рагра (Аргентина). Оно также образовалось в несколько стадий с захватом ксенолитов вмещающих пород [52].

Кристаллический фундамент в предгорном прогибе Скалистых гор (Канада) и Оринокского нефтяного пояса (Венесуэла) разбит разломами. К Оринокскому глубинному разлому приурочена геотермальная аномалия. В обоих регионах нефть присутствует не только в осадочных породах, но и в породах фундамента. Эти факты, как и превышение запасов нефти нефтегенерационного потенциала осадочных пород, объясняется поступлением эндогенной нефти вместе с содержащимися в ней рудными элементами (V, Ni и др.) из глубин Земли [25]. По глубинным разломам ртуть в составе флюидов, серы и углеводородов поднимается в направлении к земной поверхности, формируя их парагенетическую ассоциацию [30].

Таким образом, связь с глубинными разломами фундамента, сходство ассоциаций элементов в битумах и гидротермалитах, многократное превышение концентраций токсичных элементов в битумах по сравнению с биогенным веществом, стадийность отложения битумов, обратная последовательность образования битумов (от антраксолитов к нефти) по сравнению с образованием битумов из нефти осадочных бассейнов — при-

знаки, допускающие возможность эндогенной природы рудонафтидных проявлений. Предпосылки мантийного происхождения тяжелых углеводородов и элементоорганических соединений указывают на возможность глубинного происхождения этих проявлений в результате холодной дегазации Земли.

Образование ЭОС также может быть связано с магматическими расплавами. На это указывает поступление Pt-, Re-, Se-содержащих углеводородных комплексов из фумарол вулкана Кудрявый (Камчатка) [14].

Консолидация жидких битумов в миндалинах и трещинах в базальтовых андезитах Чили происходила при средних температурах (253—142 °C) с отложением сульфидов Fe и Cu. Этот процесс сменился отложением гидротермальных минералов, в т.ч. сульфидов меди [53].

На связь углеродистого вещества в тектонитах и вмещающих гарцбургитах Оспинско-Китойского массива указывают низкие концентрации литофильных элементов (в г/т): Ba 18,3 и 1,85; Sr 3,2 и 1,1; Rb 0,91 и 0,24; редкоземельных (La 0,29 и 0,12; Yb 0,03 и 0,029), а также прогнутые вниз профили нормированных кривых распределения редкоземельных элементов [38]. Углеродизированные зоны обогащены и несвойственными органическому веществу элементами (в г/т) Pt 0,2—1,27, Pd 0,03—0,13, Au 0,05—0,53 [28]. На глубинное происхождение исходного углеродистого вещества (^{13}C 9,17—10,43‰, 3 пробы) указывают и величины изотопного состава углерода в микроалмазах (^{13}C 8,8 и 9,7‰) [10].

Дополнительный критерий мантийного генезиса битумов в кимберлитовых трубках — конформность нормализованных кривых распределения редкоземельных элементов, несмотря на то, что уровень содержания этих элементов ниже в асфальтите, чем в кимберлитах (в г/т): La 2,53 и 77,7; Yb 0,018 и 0,54 [13]. Кроме того, в ксенолите эклогита из полициклических ароматических углеводородов установлено присутствие дифенила ($\text{C}_{12}\text{H}_{10}$) и флуорена ($\text{C}_{13}\text{H}_{10}$) [47]. Дифенил, согласно термодинамическим расчетам, преобладает среди тяжелых углеводородов в зоне перехода от верхней мантии к нижней [16]. В асфальте и толеитовом базальте Сибирской платформы установлены положительные и отрицательные тренды в распределении редкоземельных элементов, причем в асфальтите отмечена положительная аномалия Eu [13].

Битумы из девонских трахибазальтов Северо-Минусинской рифтогенной впадины отличаются положительным знаком Eu-аномалии (Eu/Eu 1,2—2,0), что не характерно для органического вещества и пластовых вод. Кривые нормализованных по редким элементам битумов и трахибазальта также конформны. Это предполагает между ними парагенетическую связь. Для битумов (от керитов до асфальтенов малты) характерно существенное присутствие токсичных элементов (Cr, Ni, As, Sb, Cd, Hg и др.), которые несвойственны органическому веществу [35].

Состав конденсированных нафтидов в пегматите горы Юкспор (Хибинский щелочной массив) изменяется от антраксолитов до нефтеподобного вещества с одновременной сменой новых генераций эгирина, гакманита, виллиомита [44]. Если образование битумов происходит из нефти осадочных бассейнов, то последовательность их выделения обратная — от нефти к высшим битумам. Битумы рассматриваемых пегматитов обогащены, как и щелочные породы, некогерентными элементами (Ba, Sr, редкоземельные элементы и др.), что также свидетельствует об их общем происхождении. Содержание $C_{орг}$ (400 г/т) в щелочных породах массива значительно выше, чем во вмещающих протерозойских породах свиты имандра-варзуга (100 г/т) и архейских гранитогнейсах (50 г/т). Это не позволяет рассматривать вмещающие породы Хибинского массива в качестве основного источника битумов [34].

Таким образом, соответствие уровней концентрации микроэлементов в битумах и магматических породах, конформность кривых распределения в них этих элементов, присутствие в битумах высокотемпературной ассоциации дифенила и флуорена, сохранение в углеродистом веществе микроалмазов допускает возможность эндогенного происхождения битумов в магматических породах.

При подъеме мантийных жидких тяжелых углеводородов и элементорганических соединений или содержащих их расплавов в разломах земной коры возможна контаминация эндогенных углеводородных компонентов биогенным веществом. Степень этой контаминации зависит от уровня содержания $C_{орг}$ в осадочных породах и их мощности. В процессе образования палингенных гранитных магм в земной коре содержащийся в осадочных породах $C_{орг}$ вовлекается в образовавшиеся расплавы. Однако из-за относительно низкого давления в нем, вероятно, сохраняются метан, его ближайшие гомологи и легкие элементорганические соединения органического происхождения.

Критерий органического происхождения конденсированных нафтидов в осадочных породах — изотопный состав углерода (^{13}C 22–37‰) [22]. Однако в этом же интервале находятся значения ^{13}C в битумоиде из граната кимберлитовой трубки Мир (29,06‰) [9], в тяжелых алканах из мантийных ксенолитов гипербазитов в щелочных базальтоидах Мира (26,1–28,9‰, 4 определения) [54], что, скорее всего указывает на конвергентность рассматриваемого признака в данной области значений и ограниченности его как генетического параметра. Более высокие значения ^{13}C в микроалмазах (8,4–9,7‰) и углеродистом веществе (9,17–10,43‰) из тектонитов в гарцбургитах Оспинско-Китойского массива [10] можно интерпретировать как признак их эндогенного происхождения. В то же время данных по изотопному составу битумов (25,9–30,8‰) из вул-

канитов Чили [53], кимберлитов трубки Удачная (32,9–34,7‰) [7], трахибазальтов Северо-Минусинской впадины (32,5–33,5‰) [2], уртитов Хибинского массива (26,7–27,1‰) [8], по-видимому, недостаточно, чтобы делать однозначный вывод об их органическом генезисе.

Другой ведущий критерий биогенного происхождения конденсированных нафтидов — присутствие биомаркеров [39, 40, 53 и др.], к которым отнесены характер распределения нормальных и изопреноидных алканов, присутствие 12- и 13-метилалканов, наличие порфириновых комплексов (кимберлиты трубки Удачная). В конденсированных нафтидах из девонских трахибазальтов и рассеянном органическом веществе из алевролита в Северо-Минусинской впадине преобладают бимодально распределенные нафтенны (53–95%), присутствуют *n*-алканы, полициклические ароматические углеводороды, алкилбензолы, терпаны и стераны. Близость состава углеводородов нефти в трахибазальтах и рассеянных органических веществ алевролитов отражает генетическое единство присутствующего в них органического вещества [40]. В битуме из импсонита (высший керит) медного месторождения San Vicent (Чили) установлено наличие пристана, фитана и других изопреноидов, что привело к выводу о биогенном происхождении этих битумов. Однако при интерпретации этих результатов следует иметь в виду, что нафтиды являются питательной средой для микроорганизмов. Кроме того, некоторые из перечисленных углеводородов могут иметь эндогенную природу. Например, широкий спектр алканов, согласно термодинамическому моделированию [20], устойчив в *P-T*-условиях верхней мантии, полициклические ароматические углеводороды обнаружены в высокобарических минералах кимберлитов [11, 19, 47]. Порфирины могут образовываться неорганическим путем при электрических разрядах в модельной смеси газов [50].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 5. С. 478–496.
2. Баженов В.А., Макаренко Н.А., Родыгин С.А. Битумопроявления в вулканогенных породах Хакасии // *Вопросы геологии Сибири*. Вып. 1. — Томск, 1992. С. 155–160.
3. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. — Л.: Недра, 1967.
4. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н. и др. Первичные углеводородные включения в гранатах из кимберлитовых трубок «Мир» и «Спутник» // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 280. № 2. С. 468–473.
5. Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. — М.: Наука, 1989.

6. Воронцов А.Е., Развозжаева Э.А., Сынгаевский Е.Д., Хлебникова А.А. Геохимические особенности углеродистых веществ из диатрем Сибирской платформы // Геохимия. 1986. № 2. С. 226—235.
7. Вышемирский В.С., Доильницын Е.Ф., Крымова В.Н. и др. Об органической природе битумов, связанных с виллойскими кимберлитовыми трубками // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 4. С. 927—928.
8. Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Изотопный состав углерода битумов изверженных и метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 1. С. 186—189.
9. Галимов Э.М., Боткунов А.И., Банникова Л.А. и др. Изотопный состав углерода газа и битумоида газовой-жидких включений в гранате из кимберлита трубки «Мир» // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 436—437.
10. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Жмодик С.М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия. 2000. № 4. С. 355—360.
11. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах / Под ред. А.Н.Геннадиева и Ю.И.Пиковского. —М.: Изд-во МГУ, 1996.
12. Главатских С.Ф., Трубкин Н.В. Находка шунгита в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 655—658.
13. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Распределение микроэлементов в системах кимберлит—битум и базальт—битум в диатремах Сибирской платформы // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 3. С. 373—377.
14. Дистлер В.В., Диков Ю.П., Юдовская М.А. и др. Платино-хлор-фосфор-углеводородные комплексы в вулканических флюидах — первая находка в земной обстановке // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 217—220.
15. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228—243.
16. Зубков В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C-H-N-O-S в PT-условиях верхней мантии // Геохимия. 2001. № 2. С. 131—145.
17. Зубков В.С. Постмагматическая гипотеза генезиса нафтидов в кимберлитовых трубках Сибирской платформы // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 45—51.
18. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрогенезе, соле- и нефтеобразовании. —М., 2001.
19. Каминский Ф.В., Кулакова И.И., Оглоблина А.И. О полициклических ароматических углеводородах в карбонадо и алмазе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 4. С. 985—988.
20. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А. Римейк термодинамической модели системы C-H Э.Б.Чекалюка // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 222—225.
21. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1518—1528.
22. Конторович А.Э. Эволюция нафтидогенеза в истории Земли // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 7. С. 784—802.
23. Копничев Ю.Ф., Павлис Г., Соколова И.Н. Неоднородности литосферы и очаги сильных землетрясений Центрального Тянь-Шаня // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 528—532.
24. Корочанцев А.В. Ударное преобразование битумов: приложение к органическому веществу метеоритов и импактитов. Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —М., 2004.
25. Краюшкин В.А. Месторождения нефти и газа глубинного генезиса // Журнал Всес. хим. общества им.Д.И.Менделеева. 1986. Т. 31. № 5. С. 581—586.
26. Кулакова И.И., Оглоблина А.И., Руденко А.П. и др. Полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 6. С. 1458—1461.
27. Кучеров В.Г., Колесников А.Ю. Абиогенный синтез углеводородов при высоком давлении: современное состояние экспериментальных исследований // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Мат-лы Всерос. конференции, 22—25 апреля 2008 г. —М.: ГЕОС, 2008. С. 262—264.
28. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты — новый тип концентрирования золота и платины // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 6. С. 795—798.
29. Мелков В.Г., Сергеева А.М. Роль твердых углеродистых веществ в формировании эндогенного уранового оруденения. —М.: Недра, 1990.
30. Озерова Н.А., Пиковский Ю.И., Машьянов М.Р. и др. О парагенезисе ртути и углерода // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезисы в системе горючих ископаемых // Тез. докл. Междунар. Конференции. 30, 31 мая—1 июня 2006 г. —М.: ГЕОС, 2006. С. 195—198.
31. Паушкин Я.М., Лосев Ю.П., Ананьев П.Г. Подавление крекинга низкомолекулярных (C₇-C₁₆) и высокомолекулярных углеводородов (полиолефинов) щелочными металлами и их гидроокисями // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1969. № 6. С. 1276—1283.
32. Пеньков В.Ф. Генетическая минералогия углеродистых веществ. —М.: Недра, 1996.
33. Песков Е.Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. —Магадан, 2000.
34. Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. —М.—Л.: Наука, 1964.
35. Писоцкий Б.И., Готтих Р.П., Васильев Б.Д., Журавлев Д.З. Генетические аспекты образования углеродистых веществ Минусинской впадины // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 804—808.
36. Пуланова С.А. Геохимические особенности распределения микроэлементов в нафтидах и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. 1998. № 9. С. 959—972.
37. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 598—610.
38. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. и др. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1434—1440.
39. Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н., Каширцев В.А. и др. Нафтидопроявления в кимберлитовых трубках и вмещающих породах Якутской алмазonoсной провинции // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 151—159.
40. Серебренникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю. Нафтиды в базальтах нижнего девона Северо-Минусинской впадины // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 4. С. 525—527.
41. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматических и рудообразующих процессах. —Новосибирск: Наука, 1981.
42. Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П., Нивин В.А. Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 4. С. 344—351.

43. Федосеев Г.С., Фадеева В.П., Меленевский В.Н. Жильный пиробитум в долеритах кузьменского комплекса (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1110—1117.
44. Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. —М.: Наука, 1968.
45. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Соколов С.В. и др. К вопросу об образовании и геохимической роли битуминозных веществ в пегматитах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия. 2006. № 7. С. 774—789.
46. Шарбатян П.А., Миловский А.В., Лобанова Г.М. Битуомиды и ртуторганические соединения в рудопрооявлениях киновари // Геология рудных месторождений. 1975. Т. 17. № 3. С. 110—113.
47. Шепелева Н.Н., Оглоблина А.И., Пиковский Ю.И. Полициклические ароматические углеводороды в углеродистом веществе Далдыно-Алакитского района Сибирской платформы // Геохимия. 1990. № 5. С. 731—740.
48. Шестопалов М.Ф. Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения // Труды Центральной науч.-исслед. лаборатории камней-самоцветов (Гострест «Русские самоцветы»). 1938. Вып. 4. С. 84—100.
49. Giardini A.A., Melton C.E., Mitchell R.S. The nature of the upper 400 km of the Earth and its potential as the source for non-biogenic petroleum // Jour. Petrol. Geol. 1982. Vol. 5. № 2. Pp. 173—189.
50. Hodgson G.W., Baker B.L. Evidence for porphyrins in the Orgueil meteorite // Nature. 1964. Vol. 202. Pp. 125—131.
51. Mimura K., Arao T., Sugira M. et al. Shock reaction phenanthrene // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66. № 15A. Pp. A513.
52. Parnell J., Carey P.F. Emplacement of bitumen (asphaltite) veins in the Neuquen basin, Argentina // AAPG Bull. 1995. Vol. 79. № 12. Pp. 1798—1816.
53. Rieger A., Schwark L., Cisternas M.E., Miller H. Genesis and evolution of bitumen in Lower Cretaceous lavas and implications for strata-bound copper deposits, North Chile // Econ. Geology. 2008. Vol. 103. Pp. 387—404.
54. Sugisaki R., Mimura K. Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. № 11. Pp. 2527—2542.

УДК 550.34(01 03)

Г.С.Вартанян, 2010

Эндодренаж Земли и глобальная геодинамика

Г.С.ВАРТАНЯН (РАЕН)

Современные исследования эволюции Земли как планеты в целом и ее геологической оболочки в частности базируются на широком спектре научных дисциплин и технологий, включая нацеленные на изучение внеземного пространства.

Результаты космических исследований последних 4—5 десятилетий, которые выполнялись с применением аппаратов, спускаемых на поверхность планет Солнечной системы, привнесли большое количество фактических данных, обеспечивших более глубокое понимание процессов, происходящих на Земле.

Существование на планетах множественных, подобных земным, вулканических построек и гор, обширных лавовых (базальтовые?) покровов, коровых образований с «материками», атмосферы и других явлений однозначно указывают на процессы плавления планетного вещества, протекавшие (или протекающие) в глубоких недрах этих космических тел.

В настоящее время уже очевидно, что широко распространенные и достаточно хорошо изученные на Земле процессы глубинного магматизма не являются чем-то специфическим, сугубо «земным»*, а представляют собой лишь короткое звено целостного

процесса высокотемпературного преобразования внутрипланетного вещества, т.е. в Земле и подобных ей планетах, которые являются мощными и устойчивыми теплогенерирующими системами, развивается сложная цепь процессов, включающих глубокую температурную переработку исходного вещества, перевод его в ликвидную (флюидную) форму, дренаж нагретых внутренних частей космического тела с выносом флюидных продуктов во внешнее пространство и формированием «твердой» геологической оболочки.

Множественные сочетания минеральных образований и химических соединений, участвующих в построении планетного вещества, определяют возможности сосуществования в одних и тех же термодинамических условиях продуктов термической переработки, находящихся как в состоянии твердого тела, так и разнообразных флюидных формах.

Течение масштабных процессов глубокой переработки вещества планеты обусловило формирование глобально целостной, постоянно развивающейся, стратифицированной флюидосферы Земли, в построении которой участвуют тяжелые расплавы, вязкие текущие минеральные образования, жидкости, летучие продукты плавления. Именно флюидная форма состояния вещества, начиная с самых ранних этапов геологического развития, оказалась причиной массивного перераспределения в пространстве планеты продуктов плавления различной плотности, уров-

*По-видимому, именно такая линия развития делает сомнительной правомерность выделения самостоятельных «геологических» форм движения материи, предлагаемых (наряду с такими очевидными, как космическая и биологическая) некоторыми философами-естественниками [11, 12, 15 и др.].

ня нагретости и способности к миграции, что и послужило главным фактором, определившим сложное строение флюидосферы.

В частности, согласно геофизическим данным и термодинамическим оценкам, на глубинах 2900, 660 и 100—300 км ниже поверхности Земли размещаются резервуары, накапливающие огромные объемы расплавов глубинного вещества [10, 21, 24, 25 и др.].

На долю очень вязких (порядка $0,1 \cdot 10^{26}$ Па с), но способных к течению масс, представленных образованиями нижней и верхней мантии Земли, приходится значительная часть (более 45% радиуса) планеты. Высокие этажи Земли, включающие твердую литосферу, где основная масса флюидной компоненты (начиная с глубин изотермы 374 °C и выше по разрезу) — жидкая вода, а также внешние оболочки Земли — гидро- и атмосферу, являются замыкающими слоями флюидосферы.

При этом «твердость» тонкой литосферной оболочки определяется лишь той термодинамической обстановкой, которая сформировалась во внешних частях планеты. Здесь практически все минеральные соединения (даже многократно переотложенные) — отвердевшая форма некогда выплавленного флюида, отвечающая конкретному, достаточно узкому диапазону температур и давлений в приповерхностных частях Земли. Иными словами, любая литосферная композиция минералов при определенных условиях потенциально может вновь вернуться в состояние флюида.

Приведенная сложная иерархия составляющих элементов делает флюидосферу в высшей степени чувствительной к эндо- и экзогенным возмущениям состояния Земли, поскольку каждый из названных выше элементов выполняет роль звена-усилителя проходящих импульсов.

Эндодренажная система Земли и эндодренажные аппараты. Наряду с многократным увеличением размеров всех компонентов среды [13], закономерным следствием высокотемпературной переработки недр и «заполнения» перегретым веществом внутреннего пространства планеты становятся процессы транспорта «избыточных» объемов вещества во внешние части Земли.

В этом переносе вещества и энергии определяющая роль принадлежит существующим геологически длительное время дренажным каналам — узким в сечении глубинным *термически разуплотненным флюидоводам*, которые связаны с радиально (?) пронизываемыми зонами в пластичных массах мантийного вещества. Обнаружение под Исландией, Гавайями, островами Тонга, Японией и другими регионами мира восходящих каналов, несущих глубинное высоконагретое вещество, стало важным свидетельством сосредоточенного выноса эндогенного материала во внешние зоны Земли [20, 23, 24, 25 и др.].

Располагаясь среди перегретых частей разреза непосредственно над тепловыми реакторами (или зона-

ми скопления перегретых флюидов), такие эндогенные мегаструктуры поставляют расплавы и летучие продукты в зоны стока, в высокие этажи планеты. Проводимость и устойчивость функционирования флюидоводов поддерживается высокой плотностью тепловых потоков и поступлением перегретых высоконапорных расплавов со стороны реактора. При этом очевидно, что дренажные каналы «привязаны» к источникам поставки флюида и могут прекращать функционирование только с полной выработкой самого теплового реактора. Соответственно, даже прерывисто действующий в геологическом времени тепловой реактор поддерживает *неразрывность* потока в дренажных каналах, определяя лишь пульсирующий режим продвижения флюида вверх, в сторону базиса разгрузки.

Особенности строения и функционирования флюидовыводящих каналов контролируются сопряженным действием теплового поля источника разогрева и поля гравитации таким образом, что вынос флюида из зоны реактора (или резервуара накопления флюида) вызывает ответные нисходящие движения «холодных» масс на флангах. При этом высоконапорные флюидные продукты восходящей ветви выполняют роль поршня, выдавливающего вышележащие толщи наружу, а холодные, нисходящие породы поступают в зону действия теплового реактора по механизму *компенсационного замещения* в количествах, эквивалентных массе удаленных расплавов. По сути, в данном случае речь может идти о гидростатически уравниваемой флюидонапорной системе, заполненной веществом с переменными по глубине плотностями. Свойства и состояние минеральных расплавов подвержены воздействию множества факторов, включая уровень нагретости, внешние давления, насыщенность газами и др.

Некоторые особенности движения и смены состояния газонасыщенного флюида при восходящей разгрузке по флюидоводу. О концентрации, составе, упругости газов, растворенных в глубинных высокотемпературных расплавах, прямых сведений по понятным причинам нет, и все суждения строятся на теоретических реконструкциях и косвенных показателях.

Так, определенное для некоторых вулканов отношение количества выделившихся газов к массе магмы составляет первые проценты (2—4%), а в составе газовых выбросов на долю водяного пара приходится 50—85%; углекислый газ содержится в количестве около 10%; сернистый — около 5%. Вместе с тем, очевидно, что все эти показатели характеризуют сравнительно малые глубины.

Восходящее движение газонасыщенных расплавов сопровождается широкой гаммой сопутствующих сложных процессов, многие из которых управляют *выделением* из флюида и *поглощением* газов, изменением плотности расплава и газовой-минеральной смеси, сменой характера распределения температур

вдоль пути движения расплава и др. Целостное описание этого многофакторного явления отсутствует и в данной публикации. Попытаемся рассмотреть некоторые возможные варианты дегазации глубинного расплава на уровнях с *фиксированной температурой и давлением*.

Если для расплавов в зоне реактора справедливо соотношение G/V , то при движении флюида вверх, которое сопровождается удалением некоторой *весовой* части газа из жидкости, для уровня флюидовода с температурой T_i и давлением P_i можно записать следующее исходное уравнение состояния вещества:

$$G_i = G_0 \frac{\rho_0 P_0}{\rho_i P_i} \quad (1)$$

где G — масса в 1 м^3 неразгазированного расплава в зоне выплавки; V_0 — объем и ρ_0 — плотность неразгазированного расплава; коэффициент растворимости: ρ_0 — некоторого газа g ($\text{кг/м}^3 \text{ Па}$) в единице объема расплава при температуре T_0 и $P_0, 1 \text{ МПа}$ и ρ_i — этого же газа ($\text{кг/м}^3 \text{ Па}$) в единице объема расплава при температуре T_i и $P_0, 1 \text{ МПа}$; общее весовое содержание растворенного газа в 1 м^3 расплава: $\rho_0 P_0$ — при T_0 и P_0 и $\rho_i P_i$ — при температуре T_i и давлении P_i .

Поскольку высокие температуры являются фактором, угнетающим процессы растворения газов, а давления, наоборот, увеличивают их содержание в растворе, то растворимость газов в продвигающемся вверх по флюидоводу и остывающем расплаве должна возрастать, а падающие давления способствовать выделению новых порций спонтанного газа.

Из формулы (1) следует, что по мере продвижения вверх по флюидоводу жидкий расплав будет терять некоторую долю своей массы за счет выхода в газовую фазу части растворенных в нем соединений.

Если принять, что масса расплава составляет G/V_0 и после потери некоторой доли газа образуется расплав с новой плотностью ρ_i и ρ_0 , то можно записать:

$$G/V_i = G/V_0 \frac{\rho_0 P_0}{\rho_i P_i}$$

Однако в соответствии с уравнением (1):

$$\text{т.е.,} \quad V_i = V_0 \left(\frac{\rho_0 P_0}{\rho_i P_i} \right) \quad (2)$$

Оценивая долю изменения массы расплава вследствие потери некоторой *весовой* его части (дегазации), эту величину можно выразить следующим коэффициентом:

$$k_{eq,i} = \frac{V_0 \left(\frac{\rho_0 P_0}{\rho_i P_i} \right) - V_0}{V_0} = 1 - \frac{\rho_0 P_0}{\rho_i P_i} \quad (3)$$

Соответственно, объем, который в 1 м^3 флюида приходится на расплав с новой плотностью ρ_i , будет выражаться следующей формулой:

$$V_i = V_0 \left(1 - \frac{\rho_0 P_0}{\rho_i P_i} \right) \quad (4)$$

а с учетом температурной поправки, объем расплава после перехода некоторой доли растворенного газа в спонтанную фазу может быть представлен зависимостью:

$$V_i = V_0 [1 - \alpha (T_0 - T_i)] \left(1 - \frac{\rho_0 P_0}{\rho_i P_i} \right) \quad (5)$$

где α — коэффициент объемного теплового расширения расплава данной минеральной композиции.

В случае участия большой группы геохимически различных друг от друга газов процесс многократно усложнится, а эффект выноса флюида вследствие разгазирования будет усиливаться несмотря на сжатие спонтанных газов при текущих давлениях $P_1, \dots, P_i$.

На фоне потери части массы расплава появление и постепенное увеличение доли газовой фазы в флюидоводе существенно изменяет фазовые и объемно-весовые соотношения в системе жидкость—газ.

В связи с трудностью получения ряда параметров и характеристик, необходимых для оценки состояния флюида при сверхвысоких давлениях и температурах (объемное тепловое расширение расплава, сжимаемость газа, темпы изменения вязкости расплава при падении температуры и др.), процесс изменения плотности расплава, движущегося вверх по каналу можно рассмотреть на малоглубинной низкотемпературной модели с флюидной парой вода—углекислый газ.

Несмотря на то, что исходные условия принимаемой модели сильно отличаются от термодинамики больших глубин, полезный результат заключается в воспроизведении некоторых специфических деталей процесса, которые проявляются при восходящей разгрузке газонасыщенных флюидов по восстающим путям дренирования (см. таблицу, рис. 1).

Из кривой распределения флюида с переменной плотностью вдоль некоторого гипотетического восстающего канала следует, что в интервале глубин 2000—600 м плотность собственно «расплава» (воды) и, соответственно, его объем изменяются в значительной степени. Причем, если тенденции изменения вверх по каналу свидетельствуют об умень-

Основные параметры модели дегазации флюида

Н, м	T, °C	P, МПа	CO ₂ , раствор кг/м ³ H ₂ O	ρ , кг/м ³	Газ, кг/м ³
600	20	6	1,73	1098,1	43,9
1000	30	10	1,37	1131,2	10,8
1300	40	13	1,08	1134,6	7,4
1700	50	17	0,86	1143,7	1,7
2000	60	20	0,71	1142,0	0

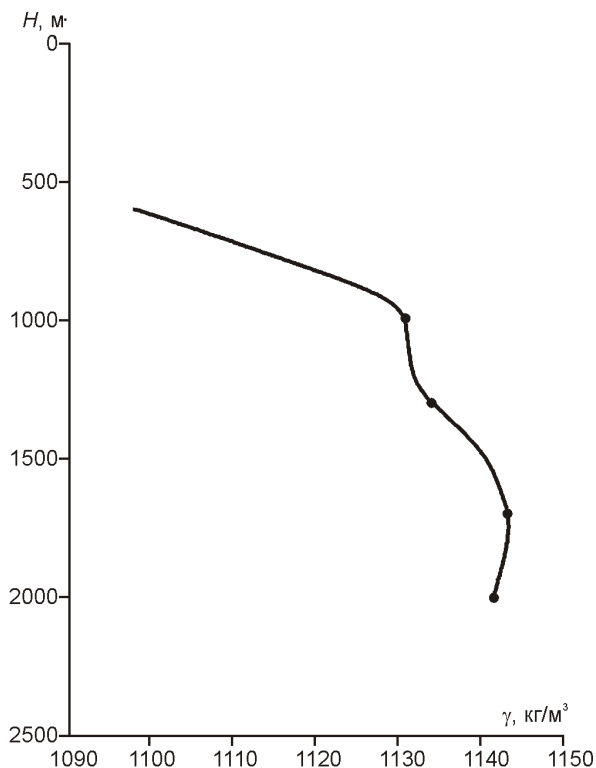


Рис. 1. Модель распределения плотности газонасыщенного «расплава» (диоксидсодержащей воды) вдоль пути движения по восстающему флюидоводу

шении значений плотности (от 1142 до 1098,1 кг/м³ на глубинах 2000 и 600 м соответственно), то выделяется уровень 1700 м, где P - T условия среды при текущей газонасыщенности должны были бы обеспечить не дегазацию и разуплотнение флюида, а дополнительную абсорбцию газа и, следовательно, увеличение плотности расплава.

Отсюда можно сделать вывод о том, что процесс перемещения флюида с физически растворенными газами вверх по каналу (с падением внешнего давления) может сопровождаться как активным выделением газов, так и их абсорбцией. Следствием поглощения газов становится общее увеличение плотности расплава, т.е. термодинамически не исключены ситуации, когда при движении флюида будут возникать подвижные перемычки, представленные расплавом с высокой плотностью, разделяющие флюидовод на участки с веществом разной степени «разгазированной».

При очень низких скоростях движения, когда падает температура среды и возрастает вязкость глубинного флюида, будет увеличиваться сопротивление трения, еще больше снижающее скорость или вообще приостанавливающее течение расплава. В этом случае в тыльной части вязкого разделителя давление будет нарастать, что может создать условия для превышения предела длительной прочности «застывающей» массы и разрушения материала разделителя взрывом.

Вместе с тем, в потоках, отличающихся высокими скоростями восходящего движения, темпы охлажде-

ния флюида отстают от скорости падения давлений. Прямым следствием таких соотношений температурного и барического факторов в высокودинамичном потоке становится интенсивное выделение спонтанной газовой фазы.

Скорости истечения собственно газовой составляющей в подобных условиях значительно превосходят скорости движения расплава. При этом часть расплава в «распыленном» виде может увлекаться газовыми жгутами (струями), в то время как основная масса тяжелого флюида будет продвигаться вверх в виде целостного потока, изменяясь на уровнях 1, 2, ..., i соответственно, как Q_1 Q_2 ... Q_i .

Важным термодинамическим уровнем, выше которого по разрезу существенно сокращается сечение газовых жгутов и снижаются «несущие» возможности восходящих газов, вероятно, является геотемпературная граница 374 С (глубины 10—12 км). После пересечения этой границы вся газообразная (парообразная) вода переходит в жидкое состояние, абсорбируя при этом и многие другие газовые компоненты: давление пневмофлюида здесь резко обрывается и, соответственно, создаются предпосылки для увеличения расхода тяжелого флюида.

Следует отметить, что быстрое перемещение газонасыщенного флюида, по-видимому, характерно для свободного (или относительно свободного) истечения расплавов на поверхность, что отмечается при многих вулканических извержениях или площадных излияниях высокотемпературных магм. В большинстве же природных обстановок продвижение глубинного флюида по восстающим каналам, вероятнее всего, происходит в весьма замедленном темпе (первые миллиметры в год ?) и в качестве главного динамического фактора здесь выступает свободный газ, объемы которого увеличиваются по мере продвижения вверх по флюидоводу.

Периоды преимущественно газовой и тепловой разгрузки совпадают с длительными промежутками между фазами тектономагматической активизации. Специфические особенности участия газовой составляющей в геодинамическом (сейсмическом) процессе таких этапов геологического развития Земли имеют комплексную динамическую и физико-химическую природу [9].

Поскольку для «холодных» масс в начале их пути сверху вниз справедливо соотношение $G/V_c \propto (1 - n_{c_0})$, а для расплавов в зоне реактора G/V , то по достижении крайних точек движения эти массы поменяют зависимости на противоположные с той лишь разницей, что «холодные» массы постепенно будут сокращать пористость n_{c_0} n_{c_1} n_{c_2} ... до полного ее исчезновения, а расплавы в интервале от теплового реактора до зоны с температурами, близкими к точке солидуса, будут сильно разуплотняться за счет значительного увеличения доли спонтанного газа.

Очевидно, что для уравнивания двух связанных между собой ветвей одной и той же флюидофизической системы, вещество которых различается плотностью материала, потребовались бы разные уровни стояния вещества в этих ветвях в соответствии с зависимостью h_c и h_i .

Ввиду того, что из-за высокой насыщенности газовыми компонентами плотность и давление столба флюида *a priori* существенно ниже равного ему по высоте столба «холодных» нисходящих масс, то для гидростатического уравнивания системы потребовалось бы приращение высоты стояния расплавов, т.е., при c_i должно соблюдаться равенство:

$$h_i = \frac{c}{i} h_c. \quad (7)$$

Зависимость (7) справедлива для случая гидростатического уравнивания флюидов в некоторой системе, где движение отсутствует или отличается очень низкими скоростями, что вполне может быть отнесено к восходящему движению расплавов по флюидоводу.

На основании приведенных материалов можно говорить о существовании универсального постоянно действующего *процесса принудительного обращения планетного вещества*, сопровождаемого образованием сложно построенных бинарных *парагенетических структурных ассоциаций*, включающих восходящие перегретые газонасыщенные потоки и параллельные им нисходящие массы «холодного» литосферного материала. Такие природные образования представляют собой специфический *эндодренажный аппарат* (ЭДА), являющийся важнейшим рабочим звеном в процессах переработки и транспорта внутрипланетной материи (рис. 2). Фундаментальная черта ЭДА, наряду с выносом глубинного вещества из недр — инициирование и поддержка широкого спектра масштабных геодинамических процессов, включая горизонтальные перемещения плит и рост горноскладчатых сооружений. Этот постоянно действующий приводной механизм, выдавливая глубинные вещества в верхние этажи планеты, одновременно обеспечивает латеральное перемещение геологического материала к зоне «втягивания—поглощения» холодных масс на глубину, в сферу воздействия теплового реактора. Живые очаги выхода эндогенного вещества на поверхность, представленные активными вулканическими сооружениями, срединно-океаническими хребтами и обнаруживаемыми в последнее время высоконагретыми «корнями» глубинного вещества под островами Атлантического и Тихого океанов [20, 21, 25, 26 и др.], подтверждают важные проявления функционирования восходящих ветвей эндодренажного аппарата.

Очевидно, что одновременное, но с различной степенью интенсивности, действие эндодренажных аппаратов должно определять интегральный облик

поля напряжений—деформации Земли и глобального поля скоростей перемещения геологических мегаструктур*. Некоторые проявления таких геодвижений стали доступны наблюдению благодаря новейшим техническим и методологическим разработкам (космофотограмметрия, GPS, ГГД мониторинг, сейсмотомография).

Вся совокупность ЭДА, выходы которых на поверхность планеты, представлены протяженными горноскладчатыми сооружениями, рифтами, океаническими—морскими впадинами, выстраивает целостную, многоэтажную и *гидравлически единую эндодренажную систему* (ЭДС) Земли [2—5].

Интерпретируя результаты глобальной сейсмотомографии под таким углом зрения, можно полагать, что первая сверху зона тепловых реакторов, генерирующих (или поддерживающих в жидком состоянии) высокотемпературные флюиды, совпадает с глубинами 100—400 км и приурочена к этажу с расплавами астеносферного слоя. В свою очередь, астеносферный слой субвертикальными каналами связан с более глубокими этажами генерации расплавов, в частности, с упомянутыми границами раздела на глубинах 660 и 2900 км [10, 23, 24 и др.].

Отсюда следует, что ЭДС представляет собой особый природный механизм, который подобно аварийному клапану регулирует режим функционирования флюидосферы как единого планетарного организма, регламентирует характер распределения вещества в пространстве и является одним из факторов, определяющих течение многих геодинамических процессов на Земле. Через ЭДС реализуется связь глубинных зон планеты с внешними ее частями и осуществляет транспорт материала и энергии наружу.

В целом можно говорить о своеобразных гигантских энергомассообменных петлях обращения планетного вещества, которые, по-видимому, не могут трактоваться как проявление конвекции (во всяком случае, в применении к верхним, литосферным этажам), поскольку обе ветви мегаструктуры термодинамически разомкнуты, т.е. имеются «открытые» зоны ввода холодного материала и в такой же мере открытые зоны разгрузки и вывода термального флюида наружу, что реализуется через океанические впадины и горноскладчатые сооружения. Из-за весьма значительных удельных поверхностей горноскладчатых сооружений помимо выноса части глубинных тяжелых флюидов интенсивно дренируют значительную часть летучих компонентов, а также практически всю тепловую энергию, поступающую в верхи эндодренажной системы.

*Представляется, что математическая модель глобально распределенных ЭДА, которые функционируют с различающимися друг от друга режимами разгрузки глубинного вещества, могла бы стать полезной для прояснения многих деталей современных процессов глобальной геодинамики.

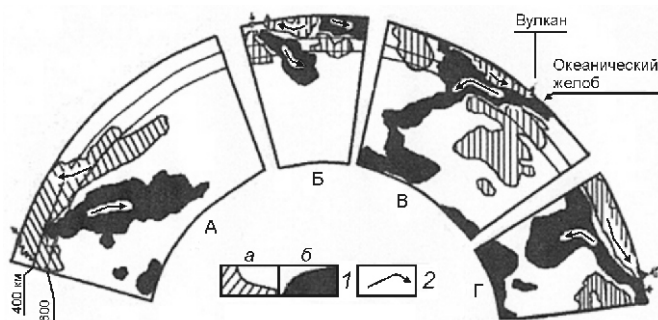


Рис. 2. Сейсмотомографические профили через некоторые зоны проявления глубинных процессов. По работе [17] с добавлениями автора:

1 — крыло ЭДА с восходящими глубинными расплавами (а) и погружающимся «холодным» геологическим материалом (б); 2 — направление движения потоков; глубины от поверхности — 400, 600 км; А — Центральная Америка; Б — Эгейское море; острова: В — Японские, Г — Тонга

Морфоструктурные проявления эндодренажной системы. Геодинамика и гидравлические особенности функционирования. Одни из наиболее широко распространенных и ярко выраженных надстроечных форм ЭДС — протяженные горноскладчатые сооружения, начавшие формироваться на ранних этапах становления геологической оболочки Земли и продолжающие развиваться в реальном времени как следствие напорной разгрузки глубинных флюидов. Процессы роста горноскладчатых сооружений служат также триггером для многих масштабных, нередко катастрофических, геодинамических проявлений.

Под термином «разгрузка» в данном случае следует понимать выдавливающий эффект, возникающий в результате движения высоконапорных расплавов вверх по системе флюидоводов. Постепенно теряя нагретость, увеличивая вязкость и застывая, флюиды в верхних этажах ЭДС приобретают все свойства геологических образований, становятся горными породами, слагающими сложно построенные горноскладчатые сооружения. При этом практически для всех горноскладчатых сооружений обязательным структурным элементом-попутчиком являются глубокие, выполненные большими толщами осадочных образований, пред- и межгорные впадины. Весьма характерна в этом отношении парагенетическая ассоциация, представляющая собой молодые ЭДА с незаполненными предгорными впадинами и, по-видимому, они могут рассматриваться как протяженные островодужные вулканические хребты и окаймляющие их глубоководные океанические желоба (см. рис. 2).

На механизм роста гор, имеющих в основании магматические расплавы, указывали в одной из своих работ Г.А.Гамбурцев и П.С.Вейцман [6], а более поздние представления Ю.В.Ризниченко о сейсмическом

течении, обеспечивающем возникновение периодической нестабильности в геологических массивах [14], оказались существенным геодинамическим дополнением к упомянутой гипотезе.

О современной геодинамической активности ЭДС Земли говорит интенсивная сейсмичность, сопровождаемая критическими сменами напряженно-деформированного состояния геологической среды. В связи с этим следует обратить внимание на характер распределения поля напряжений—деформации, зафиксированный разными методами в пределах доступных для исследования материковых частей эндодренажной системы. Так, на основании скважинных измерений в западной части Канады, было показано [16, 17, 18, 19], что собственно горные сооружения (Скалистые горы) испытывают растягивающие напряжения, а смежная с ними впадина Западно-Канадского бассейна — значительные сжатия (рис. 3). Здесь следует обратить внимание на отклонения главных горизонтальных направлений в пределах дугообразных выступов фундамента.

Аналогичные состояния отчетливо прослеживаются по результатам многолетнего ГГД мониторинга в горноскладчатых областях других регионов мира: Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Береговые хребты Калифорнии, Японские острова и др. Для таких наблюдений наиболее показательны периоды подготовки и реализации сильных сейсмических событий, когда маркером состояния геологических массивов становится сам момент землетрясения, «отбивающий» периоды изменения деформаций до события и после него.

Как показывают результаты ГГД мониторинга, выполнявшегося в период подготовки ряда сильных и катастрофических землетрясений, в частности, Спитакского на Кавказе и Лома Приета в Калифорнии, в эпицентрах будущего сейсмического события отчетливо прослеживался прирост высотных отметок территории [4, 5]. Например, в период подготовки Спитакского землетрясения средняя скорость роста в пределах будущего эпицентра (Ахалкалакское нагорье, скв.0304) за последние 129 суток до землетрясения (01.08—07.12.88 г.) составила 1,91 см/сут или

0,8 мм/ч. Следствием такого роста стало образование миндалевидной области, замкнутой в плане по изолинии 1 м, которая характеризовала блок воздымания. Приблизительно оцениваемая площадь блока 10 тыс.км².

Параллельно с этими расчетными оценками зарегистрированы процессы растяжения (разуплотнения) геологических массивов, которые к моменту главного удара Спитакского землетрясения совпали с областью эпицентра (2,06%).

В то же время на периферии будущего эпицентра (Армянское нагорье, скв.0301) согласно результатам ГГД-мониторинга отмечены сравнительно низкие среднесуточные приросты отметок (5,6 мм/сут), а об-

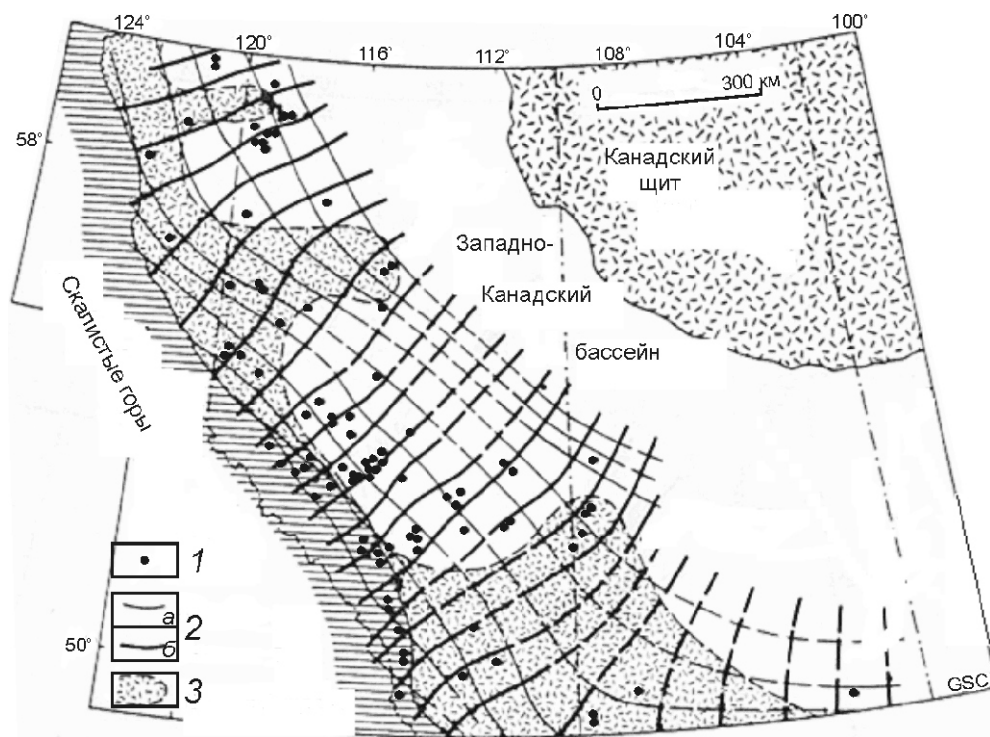


Рис. 3. Возможные траектории напряжений, полученные по данным ориентировки разрывов в Западно-Канадском бассейне [16]:

1 — скважины; 2 — горизонтальные напряжения: а — минимальные, S_{Hmin} , б — максимальные, S_{Hmax} ; 3 — выступ фундамента

щая величина воздымания составила 0,72 м. Наиболее сильное опускание блока отмечено в пределах Средне-Араксинского межгорного прогиба (Октемберян, скв.0302), составившее к 07.12.1988 г. 0,311 м (средняя скорость погружения 2,41 мм/сут). К северу от будущей эпицентральной области вытянулась узкая зона опускания, совпавшая с Рионской и Верхне-Куринской впадинами. Здесь по сравнению с августом 1988 г. отмечено опускание поверхности, со-

ставившее к моменту главного удара 0,032 м (Лиси, скв.1001).

Приведенные величины в сочетании с другими наблюдениями свидетельствуют о раскрытости структуры в зоне будущего эпицентра, которая, испытывая воздымание, одновременно оказывала угнетающее действие на смежные с нею погруженные структуры (рис. 4).

Одним из достаточно неожиданных результатов многолетних региональных наблюдений за изменениями ГГД поля оказалась тесная связь режимов деформационной эволюции сильно удаленных и структурно разобщенных горноскладчатых сооружений Западного и Восточного полушарий Земли [3, 4, 5]. Применение специально разработанной методологии межрегионального деформационного зондирования (МРДЗ) показало тесную увязку в развитии таких регионов, как Тянь-Шань—Кавказ—Кордильеры, когда деформационная волна определенного знака (например, сжатия) прокатывается последовательно через эти горноскладчатые сооружения, а затем в таком же порядке в них наступает режим растяжения. Осо-

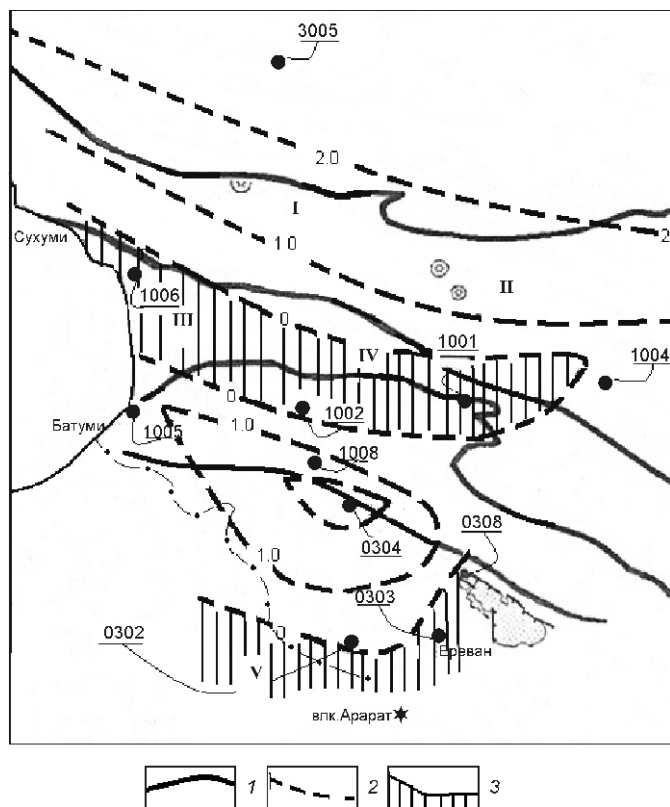
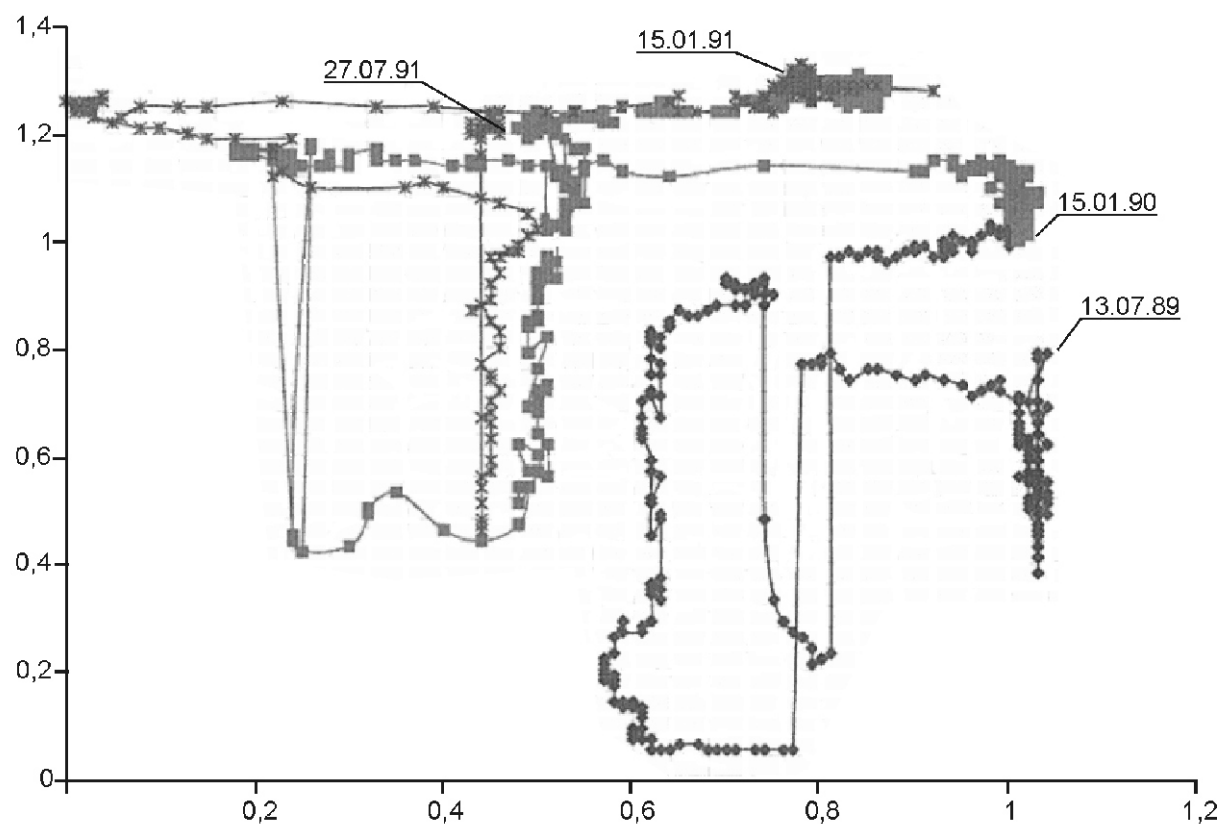


Рис. 4. Схема распределения ареалов с разными амплитудами вертикальных перемещений (за интервал 01.01.—07.12.1988 г.) на Кавказе:

1 — границы крупных геологических структур; 2 — изолинии вертикальных перемещений поверхности, м; 3 — ареалы опускания поверхности; горст-антиклинории: I — Центрального Кавказа, II — Большого Кавказа; впадины: III — Рионская, IV — Верхне-Куринская; V — Средне-Араксинский прогиб; см. услов. обозн. к рис. 3

D, Калифорния

A



Б

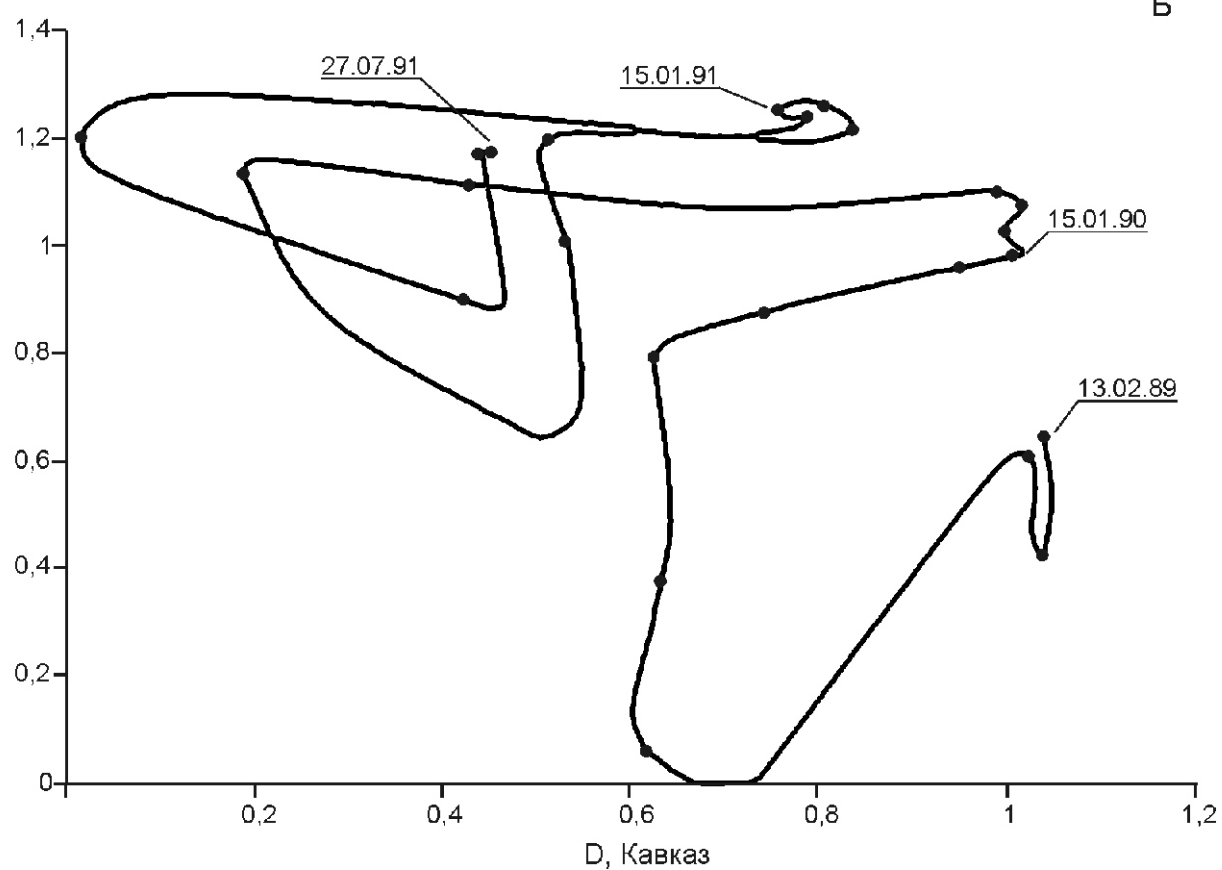


Рис. 5. Спираль деформационного развития Кавказа и Береговых хребтов Калифорнии (Кордильеры) в период с 13.02.1989 по 27.07.1991 г. — посуточные (А) и помесечные (Б) измерения

бенностью этих эволюций оказалась цикличность процессов сжатия и растяжения со средней продолжительностью полного цикла в один год.

Эти результаты наблюдений за глобальным ГГД полем позволяют сделать вывод о том, что сопряженное деформационное развитие таких удаленных друг от друга элементов ЭДС как Кавказ и Кордильеры, Тянь-Шань и Кавказ, Японские острова и Тянь-Шань и другие, подчиняется некоторой единой для Земли закономерности *эволюции по сложной спирали*, которая отражает постепенное в реальном времени изменение физического состояния отдельных крупных геологических объектов и геологической среды в целом.

В частности, на *посуточных* сопряженных деформограммах Кавказа и Кордильер (Береговые хребты Калифорнии) прослеживаются все вариации состояния геологических структур, которые, по-видимому, вызваны комплексом природных процессов, в частности, таких как резкие и, очевидно, энергетически колоссальные перестроения поля напряжений, предшествующие крупным сейсмическим катастрофам (рис. 5, А). Например, глобально проявившиеся, практически одновременные пульсоподобные спазмы сжатия в Береговых хребтах Калифорнии, на Кавказе, в Копетдаге, на Тянь-Шане, сопровождались наиболее сильными сейсмическими событиями. Природа этих вариаций в настоящее время непонятна, но существование такого «пульса» игнорировать невозможно [4].

Генерализованная деформограмма, построенная на *помесячных* измерениях состояния геологической среды Кавказа и Береговых хребтов Калифорнии, дает еще более контрастное представление о направленности развития каждого из рассматриваемых ареалов и меру взаимоувязанности их деформационной эволюции (см. рис. 5, Б). В частности, становится очевидным, что режим деформационного развития Кавказа и Прибрежных хребтов Калифорнии подчиняется своеобразной схеме «коромысла»: растяжение, которое преобладает в одной мегаструктуре, сопровождается процессами сжатия в горноскладчатом сооружении противоположного полушария Земли и наоборот, последующая смена знака деформации на растяжение в одном элементе ЭДС, вызывает сжатие в другом. По результатам 30-месячного ГГД мониторинга этих двух удаленных регионов можно заключить, что в период с 1989 по 1991 гг. в Западном полушарии преобладали процессы растяжения, в то время как в Восточном происходило соответствующее этому общее сжатие геологических структур.

Такой факт дает основание полагать, что существуют некоторые глубинные процессы, регулирующие объем и форму планеты в целом, вследствие чего растягивающие напряжения в одной части Земли компенсируются соответствующими этому сжатиями в другой.

Зарегистрированный характер и темпы деформационной эволюции в последние годы подтверждены

методами, сильно отличающимися от методов ГГД мониторинга. Так, долговременные просвечивания литосферных толщ горноскладчатых регионов сейсмическими волнами от ядерных взрывов и землетрясений позволили выявить вариации напряженного состояния геологической среды как следствие протекающих геодинамических процессов [1, 7, 8]. А результаты совместного германо-американского космического эксперимента GRACE продемонстрировали вариации формы Земли, развивающиеся в масштабе реального времени. Особое внимание в этом случае следует обратить на зеркально отраженную симметрию деформаций, когда погружению крупных областей в одном полушарии Земли соответствовало воздымание обширных ареалов в другом [22].

В заключение следует сделать следующие выводы:

1. Литосферная оболочка Земли, несмотря на свою жесткость, реагирует на внешние (внутренние) возмущения как упругое тело, что является свидетельством наличия под ее тонким слоем глобально распространенной жидкой подложки, которая является основным проводником гидравлических импульсов. Начиная с зоны появления жидкой воды, существует еще один глобальный гидравлический проводник деформационных импульсов. Наиболее сильные деформационные эффекты проявляются в пределах эндодренажной системы.

2. Эндодренажная система и ее эндодренажные аппараты выполняют важнейшую функцию энерго-массообмена глубинных частей Земли с поверхностью и формирования глобального поля напряжений—деформации. Геологическая результирующая функционирования эндодренажной системы — процессы горообразования, компенсационные погружения литосферного материала в зону действия тепловых реакторов, горизонтальные перемещения геологических блоков.

3. У всех «разобщенных» горноскладчатых сооружений и океанических впадин существует единый бассейн (или цепочка бассейнов) питания глубинными флюидами, обеспечивающий мгновенное (в масштабе реального времени) глобально выдержанное гидростатическое равновесие в эндодренажной системе. Постоянно возникающие новые возмущения нарушают текущее мгновенное равновесие, что вызывает реакцию во всей системе, направленную на восстановление гидростатического баланса. Этот процесс бесконечен.

4. Факторы, нарушающие равновесие: постоянно действующие (экзогенные процессы) и периодические (лунно-солнечные вариации поля силы тяжести, атмосферные). Особый тип возмущений связан с неравномерным вертикальным выдвиганием отдельных геологических мегаблоков ЭДС и соответствующим изменением *импульса движения* массивов, что вызывает смену состояния поля напряжений, возникновение касательных напряжений, играющих роль

выравнивающих сил и одновременно становятся разрушительным фактором.

5. В пределах ЭДС четко прослеживаются последовательные *циклы* деформационного развития геологических массивов, образующие в многолетнем разрезе сложную *эволюционную спираль*. Это явление, развивающееся по схеме «коромысла», доказывает существование процессов *сопряженной, но зеркально отраженной*, т.е. происходящей с противоположными знаками, деформационной эволюции разных частей «пластичной» планеты.

6. Установленный факт — возникновение глобально регистрируемых кратковременных *пульсационных спазмов сжатия*, с которыми увязаны сильные и катастрофические сейсмические события.

7. Непосредственное следствие существования глубинных гидравлических проводников — быстрая и контрастная деформационная реакция литосферной толщи на *подготовку и реализацию* сильного сейсмического события, сигналы которого удается регистрировать в разных, удаленных друг от друга на многие тысячи километров, ареалах Земли.

8. Такая «чувствительность» ГГД-поля Земли делает необходимым пересмотр концепций сейсмического мониторинга и создания *единой системы* глобального комбинированного (наземного и спутникового) отслеживания вариаций напряженно-деформированного состояния геологической среды в масштабе мегаблоков эндодренажной системы. Система должна будет выполнять функции «*впередсмотрящего*» для всех региональных и локальных служб геодинамического и, в первую очередь, сейсмического мониторинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Гамбурцева Н.Г., Санина И.А. и др. О результатах долговременного просвечивания литосферы сейсмическими волнами сильных взрывов и землетрясений // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 95—100.
2. Вартамян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 14—22.
3. Вартамян Г.С. Геодинамические процессы во флюидосфере и некоторые их следствия // Отечественная геология. 2003. № 2. С. 44—50.
4. Вартамян Г.С. Эндодренажная система Земли и сейсмичность: перспективы мониторинга // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 41—52.
5. Вартамян Г.С. Некоторые деформационные механизмы функционирования эндодренажной системы Земли и сейсмичность // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 18—27.
6. Гамбурцев Г.А., Вейцман П.С. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным сейсмического зондирования и сопоставления с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии // Бюлл. совета по сейсмологии АН СССР. 1957. № 3. С. 3—26.
7. Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы. —М.: Наука, 1992.
8. Гамбурцева Н.Г., Сабитова Т.И., Султанов Д.Д. и др. Геодинамические процессы в сейсмоактивных районах Тянь-Шаня по данным мониторинга с использованием ядерных взрывов // Физика Земли. 2006. № 4. С. 3—13.
9. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. —Королев: ЦНИИМаш, 2007.
10. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. —Новосибирск: Наука, 1994.
11. Кедров Б.М. О соотношении форм движения материи в природе // Философские проблемы современного естествознания. —М.: Соцэкгиз, 1959.
12. Кедров Б.М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. —М.: Изд-во АН СССР, 1962.
13. Кери У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. —М.: Мир, 1991.
14. Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34—47.
15. Философский словарь / Под ред. И.Т.Фролова. 4-е изд. —М.: Политиздат, 1981.
16. Bell J.S. and Babcock E.A. The Stress Regime of the Western Canadian Basin and Implication for Hydrocarbon Production. Bull. of Canadian Petroleum Geology. Vol. 34. № 3. 1986. Pp. 364—378.
17. Bell J.S. and R.E. McCallum In situ stress in the Peace River Arch area, Western Canada // Bull. of Canadian Petroleum Geology. Vol. 38A (1990). Pp. 270—281.
18. Bell J.S., Callet G., Adams J. Attempts to detect fractures and non-sealing faults with dipmeter logs // From Hurst A., Griffiths C.M., Worthington P.F. (eds). 1992. *Geological Applications of Wireline Logs II*. Geological Society Special Publication. № 65. Pp. 211—220.
19. Yassir N.A. and Bell J.S. Relationship Between Pore Pressure, Stresses, and Present-Day Geodynamics in the Scotian Shelf, Offshore Eastern Canada // AAPG Bulletin. Vol. 78. № 12 (December 1994). Pp. 1863—1880.
20. Borell B. Deep structure images under Hawaii // Naturenews/December, 2009.
21. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. Vol. 385. 1997.
22. Han S.-C., Shum C.K. and Jekely C. Precise in situ geopotential differences from GRACE low-low satellite-to-satellite tracking and accelerometer data // J.Geophys. Res.. 2006. 111, B04411. doi: 10.1029/2005JB003719.
23. R.D. van der Hilst, Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography // Nature. Vol. 386. 1997.
24. C.Lithgow-Bertelloni, Silver P.G. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell // Nature. Vol. 395. 1998.
25. Wolfe C.J., Bjarnason I.Th., VanDecar J.C., Solomon S.C. Seismic structure of Iceland mantle plume // Nature. Vol. 385. 1997.
26. Wolfe C.J., Solomon S.C., Laske G., et al. Mantle Shear-Wave Velocity Structure Beneath the Hawaiian Hot Spot // Science. 2009. Vol. 326. № 5958. Pp. 1388—1390.

Углеобразование. Новый взгляд на известные факты

Б.Р.КУСОВ (Северо-Кавказское отделение Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН и Владикавказский научный центр РАН; 362025, Республика Северная Осетия-Алания, г.Владикавказ, ул.Фрунзе, 24; e-mail: bkusov@yandex.ru)

Происхождение угля (бурый, каменный и т.д.) из торфа ни у кого из исследователей угольных месторождений сомнений не вызывает. Обсуждаются лишь детали процесса превращения торфа в уголь. Вместе с тем многие исследователи по различным месторождениям отмечают факты, которые не могут быть объяснены гипотезой образования угля из торфа. Рассмотрим эти факты и попытаемся дать им объяснение.

Торфяные болота и тектоника. Все исследователи едины во мнении о том, что накопление торфа происходит в весьма узком диапазоне природно-ландшафтных условий. Эти условия кратко можно охарактеризовать цитатой из работы [4, с. 356—357]: «Растения после отмирания обычно разлагаются под влиянием кислорода на газообразные вещества и воду. Однако в болотах с высоким уровнем грунтовых вод и при отсутствии аэрации растительные остатки оказываются в восстановительной среде, благоприятной для процесса торфообразования. ...Необходимой предпосылкой для образования торфа является наличие застойных грунтовых вод, в которых растительные остатки не подвергаются разложению». Исследователи также указывают на неустойчивость болотных обстановок в масштабе геологического времени [3].

В то же время, имеются многочисленные факты, ставящие под сомнение или исключющие возможность существования таких условий во время формирования угольных пластов. Например, рассматривая условия образования угленосных формаций Южно-Якутского бассейна, исследователи отмечают, что раннеюрско-раннемеловая угленосная толща образовалась в две стадии, которым соответствуют два цикла осадконакопления [7]. Первая (ранняя—средняя юра) соответствует накоплению трансгрессивной части угленосной толщи (юханская и дурайская свиты) и расширению прогиба до максимальных размеров; вторая (поздняя юра—неоком) — регрессивной части угленосной толщи (кобактинская, беркакитская и нерюнгринская свиты) и сокращению площади прогиба в связи с региональным воздыманием Станового и Чаро-Учурского сводовых поднятий.

В различных районах Верхояно-Чукотской системы известны прогибы, выполненные верхнемезозойскими терригенными, часто вулканогенными породами, включающими меловые угленосные отложения (Зырянский бассейн, Омсукчанская, Аркагагинская, Чеммджинская, Омолонская,

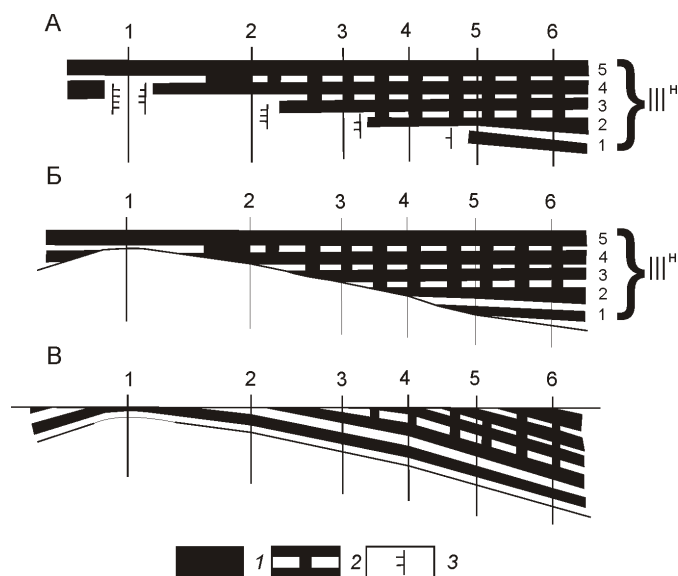
Чаун-Чукотская, Анюйская, Анадырская и другие площади). Угленосные отложения включают до 50 угольных пластов. По происхождению перечисленные угленосные отложения мелового возраста связаны с орогенным этапом развития Верхояно-Чукотской системы и в структурно-формационном отношении относятся к образованиям орогенного комплекса [7]. Следовательно, торфообразование благополучно происходило при трансгрессии моря, регрессии и орогенезе. Однако вряд ли можно допустить, что застойный характер грунтовых вод для превращения растительности в торф при этом сохранялся.

Нередко противоречивые утверждения встречаются и в части определения роли тектонического режима в процессе угленакопления. Например, рассматривая закономерности пространственного размещения угленосности в земной коре, в противовес приведенным утверждениям сделан вывод о том, что наименее благоприятные для углеобразования — внутренние зоны стабильных (неактивизированных) древних платформ, режим развития которых обуславливал чередование трансгрессий и регрессий моря [8]. Наряду с этим отмечается тесная связь между пространственным размещением месторождений углей и тектонической активностью региона. Так, на территории Приморья двум циклам кайнозойской активизации тектонических движений соответствуют два цикла угленакопления. Нижнеолигоценное угленакопление в Средне-Амурской впадине прекратилось в результате резкого затухания тектонических движений [7]. Анализ размещения угленосности в пространстве и дизъюнктивной тектоники Забайкалья, проведенный А.Г.Портновым (1972), показал, что угленосные площади приурочены к местам пересечения двух систем разломов северо-западного и северо-восточного направлений [8].

Аналогичных примеров, указывающих на синхронность угленакопления и пиков тектонической активности региона и приуроченность угольных месторождений к глубинным разломам, немало, что также исключает возможность существования застойного характера грунтовых вод при их высоком уровне для образования торфа на обширных территориях. В то же время они указывают на эндогенную природу исходного вещества угольных пластов.

Торфонакопление и угольные пласты. Сопоставительный анализ процесса торфонакопления и морфологии угольных пластов однозначно отвергает гипотезу образования угольных пластов из торфа. Рас-

смотрим этот вопрос более подробно. Торфонакопление аналогично процессу формирования осадочных пород, когда на дно водоема выпадает весь приносимый в него материал — терригенный, растительный, хемогенный. Мощность осадков определяется количеством выпадающего в осадок материала. На близко расположенных локальных участках дна водоема (низины и возвышения) мощность одинаковая и изменяется только в региональном плане. Если во время формирования осадка происходят дифференцированные подвижки дна бассейна, то на относительно воздымающихся участках наблюдается послойное уменьшение мощности отложений. Так ведут себя даже глинистые осадки с подвижностью несравнимо большей, чем у слоя торфа, в котором составляющие его растительные остатки сцеплены друг с другом настолько, что для разрыва его сплошности надо приложить заметное усилие. Из этого следует, что угольные пласты, если они образовались из торфа, должны вести себя так же, т.е. они должны быть параллельными (конформными) рельефу подстилающих отложений и повторять его форму. На самом деле соотношение слоистости угольных пластов и рельефа почвы совершенно иное. Детальный морфоструктурный анализ угольных пластов показывает, что в первоначальном залегании их слоистость независимо от форм рельефа всегда горизонтальна, их мощности всегда изменяются за счет нижних слоев, и исключения составляют последующие размывы верхней части за счет эрозии [10]. Совершенно очевидно, что эти признаки характерны только для случая заполнения рельефа жидкостью. Так, на рис. 1, А и Б показано фактическое строение угольного пласта III^а Томской площади (Кузбасс), а на рис. 1, В — схема реагирования слоистости торфяного пласта и любых осадочных пород на рельеф дна бассейна. В работе [3] указано на особенности строения угольных пластов, не согласующихся с гипотезой образования их из торфа.



Приведем еще один характерный пример, однозначно отвергающий гипотезу происхождения угля из торфа. В Камском угольном бассейне широко развиты угольные пласты в эрозионных врезх визейской карбонатной толщи [6]. Площадь распространения угольных пластов контролируется бортами и рельефом дна эрозионного вреза. На рис. 2, А видно, что нижний угольный пласт, вскрытый скважинами 266 и 145, прерывается локальным возвышением рельефа дна эрозионного вреза в районе скв.123. На палеогеологическом разрезе (рис. 2, Б) видно, что к началу накопления первого песчано-алевритового пласта, перекрывающего заполненный осадками эрозионный врез и весь окружающий карбонатный массив, рельеф дна в районе скв.123 возвышается над нижним угольным пластом на 10 м, а борт эрозионного вреза — на 25 м. По оценкам различных специалистов [4, 8 и др.] для образования угольного пласта мощностью 1 м необходим слой торфа 10 м. Мощность нижнего угольного пласта в районе скв.145 составляет 4,2 м и, чтобы сформировался такой пласт необходим слой торфа толщиной 40 м, который на 30 м перекрыл бы локальное возвышение дна эрозионного вреза в районе скв.123 и на 15 м — всю карбонатную толщу за пределами эрозионного вреза. Все это могло бы привести к образованию угольных пластов мощностью около 3 и 1,5 м соответственно. Подобного не происходит на самом деле. Кроме того, особенности строения отложений, заполняющих эрозионный врез, указывают на то, что отложения нижнего угольного пласта не испытали заметных постседиментационных изменений (уменьшение) мощностей, сопоставимых с предполагаемой усадкой торфа на 35,8 м (40 - 4,2 = 35,8). В верхней части присутствует более мощный (10,3 м) угольный пласт, требующий 100 м объема пространства эрозионного вреза при образовании из торфа. В этом случае территория, окружающая эрозионный врез, оказалась бы под слоем торфа более 80 м, что привело бы к формированию угольного пласта мощностью 8 м.

Рассматривая соотношение мощностей угольных пластов и слоев торфа, необходимых для их образования следует заметить, что для сверхмощных угольных пластов в 400—450 м потребуются торфяное болото глубиной 4000 м, а глубина современных торфяных болот составляет не более 10 м. Более высокие значения встречаются очень редко. Торфяное место-

Рис. 1. Морфоструктура угольной пачки III^а Томской площади (Кузбасс, Томь-Усинский район), Т.А.Язубянец, 1981 (А); очевидный механизм формирования угольной пачки III^а в рельефе (Б), схема торфонакопления в рельефе (В), по данным автора:

1 — уголь; 2 — тонкие породные прослои (тонштейны); 3 — границы угольных слоев

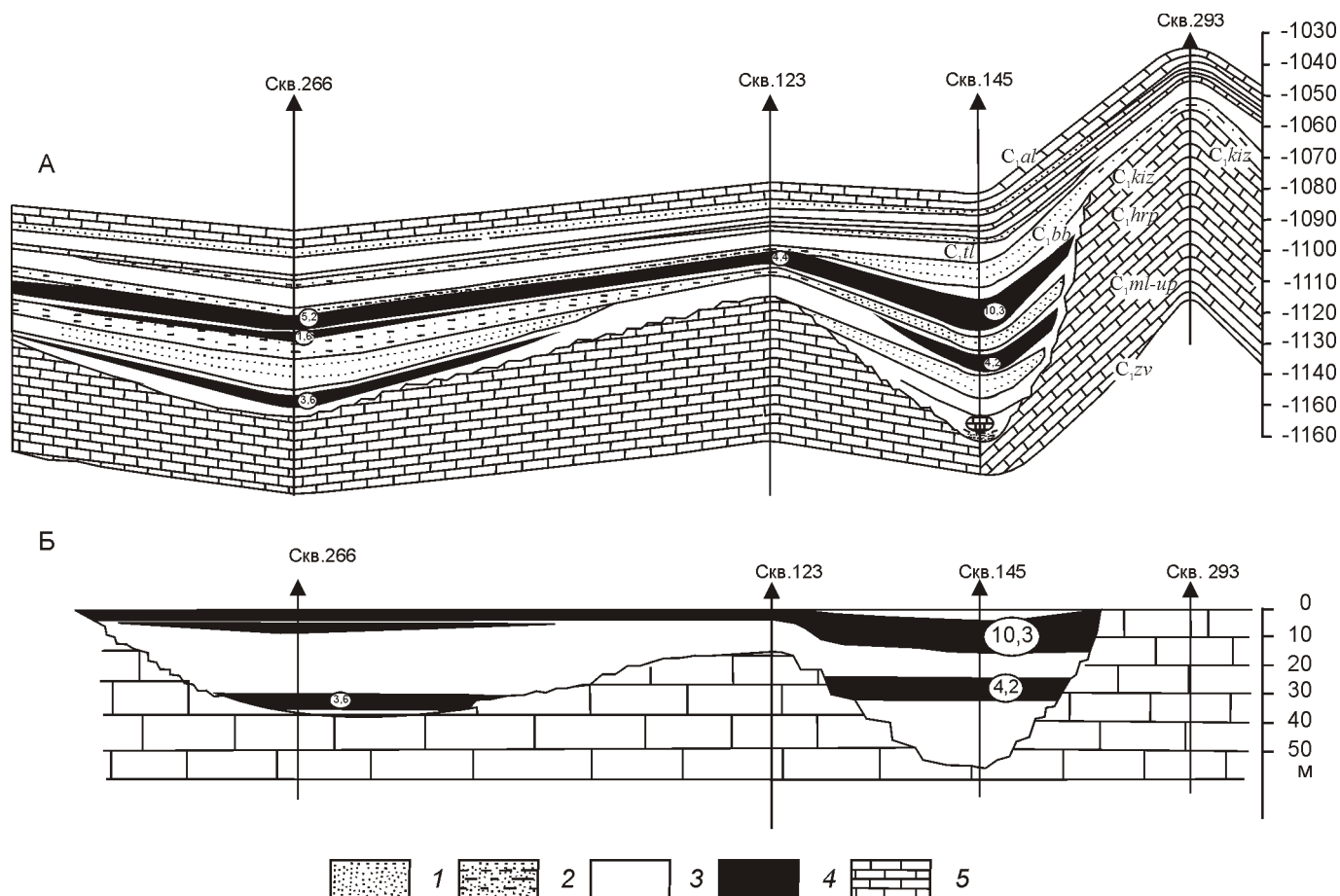


Рис. 2. Мокшинская залежь Камского бассейна:

А — геологический разрез визейской угленосной толщи, *Р.Р.Хасанов, Л.Я.Кизильштейн, Ш.З.Гафуров и др., 2001*; Б — палеогеологический разрез к началу накопления первого песчано-алевритового пласта, перекрывающего эрозионный врез и окружающий карбонатный массив, *по данным автора*; 1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — глина, аргиллит; 4 — уголь; 5 — известняк; цифры в кружках — мощность пласта

рождение Филиппи (северная Греция) глубиной до 200 м, приуроченное к глубокой тектонической впадине длиной 22 км и шириной 6 км, разделяется на две свиты. Верхняя свита (70 м) представлена компактной залежью торфа со средней влажностью 81% и зольностью 30%; нижняя — до глубины 200 м имеет сложное строение: чередование слоев торфа с минеральными прослоями мощностью до нескольких метров. Считается, что месторождение формируется с начала четвертичного периода (или даже с плиоцена) до настоящего времени [8]. Заметим, что признаки превращения торфа в уголь здесь обнаружены не были, хотя во многих регионах в отложениях неогена выявлены залежи бурого угля [7, 8].

Исследователи также заметили важную особенность строения угольных пластов [6]. При значительной дифференциации палеорельефа подстилающих отложений на положительных формах рельефа иногда наблюдается тонкий угольный пласт, коррелирующийся с верхней частью пласта увеличенной мощности в пониженных участках палеорельефа. Это

также противоречит принципам торфонакопления и говорит о том, что исходное вещество угольных пластов представляло собой жидкость.

В работе [10] приведено много примеров, объясняющих морфологические особенности конкретных угольных пластов только флюидалностью исходного вещества, из которого образовались угли. Такими примерами могут служить угольные диапиры, клинья — остроугольные ответвления от угольной залежи в трещины вмещающих пород, локальные линзообразные пласты с выпуклостью только вниз и др.

Под влиянием многочисленных аналогичных фактов некоторые исследователи [7] делают вывод о неблагоприятности современной и близкой к нам эпохи в отношении угленакопления. Однако в чем принципиальная разница между современным и древним процессом торфообразования и чем обусловлена «неблагоприятность» современной эпохи, авторы не указывают. В той же работе отмечается, что до настоящего времени нигде в мире не обнаружены перехо-

ды между торфом и бурым углем в одном непрерывном разрезе. Более того, приводится факт обнаружения скважинами в четвертичной толще до глубины 196 м (Македония, бассейн Драма) погребенных залежей торфа, из которых ни одна не отличается от обычного современного торфа, т.е. отсутствуют признаки процесса превращения торфа в уголь. В то же время ниже, в позднеогеновых осадках залегают настоящие бурые угли.

Металлы в углях. Наличие металлов (Au, Ag, Cu, Zn, Co, U, Ge и др.) в углях факт широко известный. Иногда концентрации некоторых металлов доходят до промышленных значений. Например, ураганные концентрации золота выявлены в углях четырех месторождений Верхнего Приамурья. В 120 изученных пробах с трех буроугольных и одного каменноугольного месторождений содержание Au 5—100 г/т. Угли некоторых месторождений Казахстана и Приморья содержат Ag до 50 г/т [8]. Высокие концентрации металлов в углях объясняются привнесением их в бассейн торфонакопления поверхностными или подземными водами при дренировании ими коренных и россыпных месторождений (инфильтрационный тип обогащения) или глубинными водами, иногда уже после углефикации растительных остатков (эксфильтрационный тип). Однако инфильтрационный тип предполагает активную гидродинамику региона, что не характерно застойным условиям торфонакопления. Кроме того, в работе [8] приводятся факты высокой концентрации металлов в углях, которые не находят объяснения. Например, золотоносность углей Огоджинского месторождения Приамурья.

Состав угля. Несмотря на то, что вещественный состав углей изучается в течение многих десятилетий, некоторые вопросы формирования его до сих пор остаются нерешенными. Приведем цитату из работы [8, с. 227]: «В процессе разложения лигниноцеллюлозные ткани растений, в соответствии с принятыми в углепетрографии представлениями, подвергаются различным видам превращения: гелификации или витренизации, фюзенизации полной или частичной, а также гелификации с последующей фюзенизацией. Несмотря на то, что результаты этих превращений хорошо изучены, процессы и факторы их обусловившие, до сих пор остаются не вполне ясными. Особенно дискуссионным является вопрос о генезисе фюзенизированных компонентов. По этому поводу существует обширная литература, высказывается ряд гипотез, из которых наиболее распространены теория пожарного происхождения фюзена и гипотеза особо биохимического преобразования лигниноцеллюлозных тканей в субаэральной среде». Если фюзен присутствует в любых углях, то, наиболее распространенная теория предполагает неразрывность двух процессов — торфонакопления и пожаров продолжительностью в десятки или сотни тысяч лет при высоком уровне грунтовых вод. Чтобы

глубже понять всю несостоятельность этих гипотез и теорий, обратимся к содержанию (смыслу) некоторых основных терминов.

Основная масса углей (ОМУ) — микрокомпонент углей, цементирующий те микрокомпоненты, которые залегают в виде фрагментов, а также липоидные. Характерный признак — отсутствие растительной структуры, что не означает полной однородности основной массы. По строению масса однородная и комковатая, иногда с сохранением в ней текучести (флюидальность). Преобладает в углях гелифицированная основная масса.

Фюзен — простой ингредиент неоднородного угля, залегающий во вмещающей основе в виде линз или гнезд и представляющий собой единый растительный фрагмент (фитерал).

Гелификация — процесс остудневания лигниноцеллюлозных тканей растений, приводящий в пределах к их превращению в бесструктурное коллоидное вещество — гель.

Фюзенизация — процесс окислительного превращения остатков лигниноцеллюлозных тканей растений, выражающийся в их обуглероживании и почернении, при одновременной сохранности деталей исходного анатомического строения. Фюзенизации подвержены как неизменные ткани растений, так и различные продукты их предварительной гелификации [2].

Возникают вопросы, на которые пока нет ответов. Например, почему одна часть лигниноцеллюлозных тканей растений в процессе гелификации превращается в бесструктурное коллоидное вещество, а другая, весьма незначительная по количеству, сохраняет структуру исходного анатомического строения до настоящего времени? Каким образом бесструктурное коллоидное вещество (гель) в процессе последующей фюзенизации восстанавливает структуру исходного анатомического строения тканей растений для их обуглероживания и окрашивания в черный цвет (почернение) и почему этот процесс затрагивает не весь объем геля? И подобных вопросов немало.

Достоверно установленным можно считать, что угли состоят из «основной массы углей», лишенной растительной структуры и из растительных остатков различной степени сохранности и размеров. В качестве примесей присутствуют терригенный материал и различные микроэлементы. По количеству основная масса углей многократно превосходит все остальное вместе взятое и иногда достигает до 97%. Из перечисленных фактов следует единственный обоснованный вывод о том, что по физическому состоянию исходное вещество основной массы угольных пластов — жидкость.

Химический состав и свойства основной массы углей. В настоящей статье отмечены и показаны некоторые особенности основной массы углей: отсутствие растительной структуры, изначальная флюи-

дальность, сохраняющаяся до низких степеней углефикации, способность «обуглероживать и очернять» растительные остатки при сохранении исходной структуры их анатомического строения. Рассмотрим химический состав основной массы углей. В зависимости от степени углефикации средний элементный состав углей изменяется в пределах (в %): бурый уголь — С 71,64, Н 5,33, N 1,57, S 0,38, О 19,59; антрацит — С 94,37, Н 2,19, N 0,6, S 0,25, О 3,32 [8].

Как видим, доказательств более чем достаточно, чтобы исходное вещество безымянной «основной массы углей» назвать своим именем — нефть.

Нефть, изливаясь на поверхность земли в тектонически активные эпохи, заполняет наиболее низкие участки рельефа. За время нахождения в поверхностных условиях она теряет легкие фракции, сгущается, окисляется, в той или иной степени насыщается терригенным и растительным материалами, обеспечивающими будущую зольность угля. Факт наличия различных металлов в нефтях из всех нефтяных месторождений объясняет те случаи обнаружения металлов в углях, которые вообще не объясняются гипотезой образования углей из торфа вместе с инфильтрационным и эксфильтрационным явлениями. Такие примеры приведены в данной статье. Феномен образования мощных угольных пластов в основном однородных и с крайне низкой зольностью (1—3%), о котором говорится в работе [8], также можно объяснить. При разовом излияе большого количества нефти только ее верхняя часть будет обогащаться терригенным и растительным материалами, а нижняя будет оставаться однородной, почти с нулевой зольностью. Если темп поступления нефти на поверхность незначительный и продолжительный во времени, то формируется слоистая структура угольного пласта, создаваемая периодическими (сезонными) поступлениями терригенного и растительного материалов. Растительный материал сохраняется в угольных пластах в обуглероженном и почерневшем состоянии.

В работе [5] приводятся факты, свидетельствующие о процессе превращения нефти в бурый уголь. В верхнемиоцен-плиоценовых глинисто-песчаных отложениях бассейна р.Подкагерная (Камчатка) наблюдаются многочисленные интенсивные битумопроявления и пласты бурого угля. Органическая масса углей представлена бесструктурным, реже комковатым гелифицированным веществом оранжево-красного и красного цвета с коричневым оттенком, в котором встречаются растительные ткани (древеси-

на, пробка, кора и др.), обильно пропитанные смолоподобным веществом желтого цвета. Содержание влаги в углях 0,47—6,22%, зольность 13—20%, отражательная способность 7—7,12%. Вмещающие породы (пески, глины) издают сильный запах бензина.

Процесс зарождения будущих угольных пластов в настоящее время можно наблюдать во многих регионах мира. Известны многочисленные наземные излияния высоковязких нефтей (мальт). Асфальтовые озера имеются в Венесуэле, на Сахалине, Челекене и других местах. Значительные скопления асфальта содержатся в асфальтовом озере площадью 40 га и глубиной до 60 м на о.Тринидад. Верхний слой асфальта настолько тверд, что при разработке его извлекают большими глыбами, а на поверхности его сооружают легкие постройки. В Албании (Селеница) существуют погребенные асфальтовые озера — асфальтовые залежи [9], которые являются предшественниками бурых углей в ряду нефть—антрацит (антракосолит).

Известны выходы углеводородов самых широких фракций — от газа до мальты не только наземные, но и подводные [1]. В связи с этим можно предположить, что подводные излияния высоковязких углеводородов и смешивание их с морскими осадками приводят к формированию горючих сланцев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов В.П. Возможные механизмы естественного восполнения запасов на нефтяных и газовых месторождениях // Геология нефти и газа. 2008. № 1. С. 56—64.
2. Геологический словарь. Т. 1, 2. —М.: Недра, 1973.
3. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. —М.: Недра, 1980.
4. Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г.Ларсена, Дж.В.Чилингара. —М.: Мир, 1971.
5. Кудрявцева Е.И., Трушков П.А. Катагенетическое преобразование углей восточного побережья Пенжинской губы и бассейна р.Подкагерная // Геология нефти и газа. 1982. № 1. С. 33—36.
6. Петрографические типы визейских углей Камского бассейна. Атлас / Под ред. Р.Р.Хасанова, Л.Я.Кизильштейна, Ш.З.Гафурова и др. —Казань, 2001.
7. Тимофеев А.А., Череповский В.Ф., Шарудо И.И. Эволюция угленакопления на территории СССР. —М.: Недра, 1979.
8. Угольная база России. Т. VI. Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. —М.: ООО «Геоинформмарк», 2004.
9. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. —Л.: Недра, 1970.
10. Ягубянц Т.А. Морфоструктурный анализ угольных залежей. —М.: Недра, 1988.

Проблема генетической связи рудных месторождений с вулканизмом, тектономагматической деятельностью и гидротермальными процессами

С.В.ВОРОБЬЕВА

Проблема взаимосвязи рудных месторождений с развитием вулканоплутонической деятельности — ключевая в теории рудообразования. К середине XX в. геологи разделились на два лагеря: сторонники «вулканогенной» и сторонники «гидротермальной» теории. Фактические материалы об условиях нахождения и закономерностях локализации рудных месторождений свидетельствуют о длительном и многоэтапном формировании руд и приуроченности главнейших месторождений к районам активного проявления вулканизма и тектономагматической деятельности.

Главные причины тектонической активности и вулканоплутонической деятельности. Развитие Земли — это необратимый, многоэтапный и неповторимый во времени процесс. В архее созданы сиалические ядра протокры. Образованию мощных тепловых потоков в архее — начале протерозоя, по-видимому, способствовали термодинамические процессы, происходившие на границе ядра и нижней мантии Земли. Глубинные внутриземные тепловые аномалии, обусловленные взаимодействием ядра и мантии, в отдельных зонах продолжают развиваться в настоящее время, находясь под контролем внешних гравитационных полей. Это порождает в земных недрах радиоактивный распад и локальные высвобождения различных видов энергии, что неизбежно ведет к изменению общей энергоструктуры Земли [6] и вызывает конвективный массо-энергообмен в различных слоях ее каменной оболочки. Сиалический слой земной коры, способный к теплообмену с атмосферой развит не повсеместно. Этот слой явился длительной преградой своего рода «покрышкой» для «быстрого истощения» глубинной тепловой энергии, что одновременно способствовало «разогреву» нижней части земной коры и верхней мантии и деструкции этого слоя в локализованных зонах, т.к. глубинное каменное вещество перешло в состояние реоморфизма.

Появление аномальных зон на границе земной коры и мантии объясняется перестройкой фазового состояния вещества в глубине Земли под влиянием теплопроводящих пород и длительного накопления энергии под «покрышкой» гранитного слоя, а также невозможностью выноса энергии из недр. В.И.Вернадский, рассматривая вопрос о состоянии вещества на больших глубинах, отметил, что под гранитным слоем, «свойства материи... не дают нам различать твердое, жидкое и газообразное состояние», т.к. *на больших глубинах всестороннее давление действует аналогично возрастающей температуре, что порождает в зонах наведенной теплогенерации актив-*

ный массо-энергообмен, ведущий в дальнейшем к зарождению и развитию вулканоплутонизма. В процессе вулканоплутонизма происходит *истощение избыточной тепловой энергии.* Развитие вулканоплутонической деятельности началось в протерозое в зеленокаменных поясах, где созданный в архее древний кристаллический фундамент стал подвергаться динамической деструкции. В палеозойский этап сформировались два принципиально разных типа тектонических структур: *кратоны* и *геосинклинальные области*. Геосинклинальные области отличались устойчивым погружением земной коры. В кратонах поднятия суши чередовались во времени с опусканиями, что отражалось в отступлении и наступлении моря на сушу.

Активной тектономагматической деятельности и быстрому истощению внутриземной энергии в период палеозоя препятствовал созданный в докембрии сиалический слой земной коры. Экранирующая роль сиалического слоя подтверждается геофизическими исследованиями. По геофизическим данным в районах с мощным гранитометаморфическим слоем региональный тепловой поток из недр снижен по сравнению с районами, где древний фундамент подвергся динамической деструкции [14]. В герцинский этап тектогенеза начался переход к новому тектоническому режиму, создалась благоприятная обстановка для теплообмена между земной корой и подкоровыми частями Земли, сформировались так называемые «коллизийные зоны» [17].

В.В.Белоусов (1978) разработал модель коро-во-мантийного взаимодействия, которая предполагает:

образование восходящего глубинного *астенолита*, проникающего в кору, переплавляющего и пропаривающего ее, увлекая за собой потоки щелочей и кремнекислоты из зоны реоморфизма и гранитизации, создающего обстановку для отделения паров и миграции подземных нагретых минерализованных вод;

в результате внедрения глубинных основных и ультраосновных горных пород (астенолит) в верхнюю зону глубоко эродированной земной коры, происходит «базификация» древней континентальной земной коры.

Тепловые потоки из недр резко усиливаются в полициклических глыбово-складчатых поясах (так называемых «коллизийных зонах»), где обнажились выходы глубинных ультраосновных и основных горных пород. Для районов, в которых проявилась очень длительная тектономагматическая деятельность, ха-

рактарны щелочно-ультраосновные и щелочно-габброидные комплексы, карбонатиты, щелочные граниты, эффузивные ультраосновные породы, сопровождаемые характерными рудными месторождениями. Сложное и контрастное региональное тепловое поле характерно и для районов активизированных платформ и щитов, где развиты купольные гранито-гнейсовые поднятия, траппы и выходы расслоенных изверженных пород. Высокий тепловой поток отмечается также и в современных островных дугах, глубоководных желобах, рифтовых впадинах. Такая картина свидетельствует о том, что в земной коре существуют глубоко проникающие до мантии и земного ядра каналы миграции легкоподвижного петрогенного и рудогенного вещества («сквозькоревые проникаемые зоны»), способствующие высвобождению потоков глубинной тепловой энергии и развитию вулканоплутонизма. Иницилирующими факторами для появления локальных зон наведенной теплогенерации служат аномальные гравитационные поля, создающиеся под влиянием периодически приближающихся к Земле космических тел. Обстановка постоянно изменяющегося в локализованных участках земной коры гравитационного поля порождает в ней «инерционные тепловые аномалии» [6].

В районах крупномасштабных вертикальных и горизонтальных тектонических перемещений проявилась обширная базификация земной коры, выразившаяся в появлении «океанического» типа коры.

Нижний базальтовый слой земной коры развит в недрах Земли повсеместно как под континентами, так и под океанами. Этот слой был образован, по-видимому, в процессе наиболее ранней вулканической деятельности, проявившейся в докембрии в ходе очень длительной термальной дифференциации прежнего вещества мантии (по типу зонной плавки) за счет огромной энергии остывавшего ядра Земли.

Е.Ф.Осборн (1959) выделил два типа застывших в земной коре базальтов: орогенных и неорогенных областей. *Базальты орогенных областей*, как считал Е.Ф.Осборн, образовались за счет наиболее глубоких дифференцированных в плутонических условиях ультраосновных и основных пород, перекрытых мощным сиалическим слоем. Эти породы насыщались летучими и щелочными компонентами, проникающими из зоны реоморфизма. В орогенных областях за счет очень медленной и длительной дифференциации базальтового субстрата в глубинных условиях образуются *известково-щелочные гранитоиды базальтоидной ветви* (диориты и гранодиориты). *Базальты неорогенных областей* — *толеитовые базальты* внедряются по разломам, и их расплавы застывают в проникаемых каналах или извергаются на поверхность. Базальты неорогенных областей могут быть насыщены магнием или кремнеземом. Выделяется также особая группа *высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов*, формирующихся

при высоком парциальном давлении воды, затрудняющем кристаллизацию плагиоклаза из расплава.

Л.Р.Вагер и В.А.Дир (1933) предположили, что серии известково-щелочных изверженных пород образуются в результате гибридизации основных магм кислыми расплавами. Куно (1960) показал, что в пределах Японской островной дуги распространены все три типа базальтов и предположил, что на состав базальтов влияет режим давления. Коэн и его сотрудники (1967) взяли под сомнение выводы о последовательной дифференциации базальтового субстрата под влиянием изменяющегося общего внешнего давления и пришли к заключению, что важное значение при формировании базальтов имеют, прежде всего, изменения гидростатического давления, контролирующего циркуляцию химически активных веществ и минерализаторов, влияющих на состав базальтов. Однако парциальное давление воды резко ослабевает в зонах, где выделяются инертные газы, что резко подавляет процесс дифференциации исходного базальтового расплава. В случае появления газовой фазы в расплаве и нарастании парциального давления кислорода или при его стабильно высоком давлении из базальтового расплава образуются дифференцированные вулканогенные породы: андезитобазальты, андезиты, дациты и риолиты.

Состав глубинных частей Земли близок составу каменных и железных метеоритов. В недрах Земли базальты формировались в различное геологическое время, на разной глубине и за счет различных пород. С.П.Кларк (1959) рассматривал базальты как продукты частичного плавления ультраосновных горных пород верхней мантии. Р.А.Вагнер (1928) и В.Ф.Жисолф (1929) потенциальными источниками для выплавления базальтов считали роговообманковые габбро и амфиболиты, Г. фон Эккерман (1938) — анортиты, Л.Л.Фермор (1913) — эклогиты.

Дж.Ф.Ловеринг (1958), основываясь на экспериментальных данных, предположил, что разделяющая земную кору и верхнюю мантию граница Мохоровичича, представляет собой зону твердофазовых превращений базальта в эклогит, а эклогита в базальт, но если температура продолжает нарастать, то в этой зоне наступает частичное плавление и реоморфическое течение каменного вещества. Для огромной массы плутонических пород базальты явились исходным субстратом. Базальты, в целом участвующие в разрезе континентальной земной коры, представляют собой палеотипные изверженные породы, испытавшие отжиг и метаморфическое перерождение.

Н.Боуэн и О.Татл (1950) категорически отвергли представление о существовании в глубине ультраосновной магмы и предположили, что ультраосновные горные породы формировались в особо проникаемых глубинных зонах в процессе действия надкритического флюида, что подтверждается насыщенностью этих пород газовыми смесями, состоящими в основ-

ном из водорода, метана и азота. В процессе развития гранитизации происходило обеднение глубинных пород, явившихся поставщиками легкоподвижных компонентов для гранитизирующих растворов и образование тугоплавких остатков — реститов. Об этом свидетельствуют, как отметил К.Р.Менерт (1968), сегрегационные скопления тугоплавких темноцветных минералов в краевых частях гранитоидных массивов. Ультраосновные горные породы, вторгшиеся в дальнейшем в древнюю сиалическую земную кору устойчивы по отношению к процессу гранитизации и внедрялись в верхние уровни разреза динамическим путем.

В.А.Нарсеев и Ф.А.Летников (1964, 1966) пришли к заключению, что в глубинных условиях в результате ионизирующих излучений локальных очагов радиоактивного распада сначала происходит образование сиботаксисов, потом их полимеризация и отделение летучих компонентов, а в более высоких гипсометрических уровнях — кристаллизация полимеризованных соединений из расплавов, которым прегражден путь к дальнейшему подъему к поверхности.

Ультраосновные горные породы дунит-гарцбургитовой формации — это продукты сложного и многоэтапного процесса преобразования глубинных пород, вторгшихся в древнюю земную кору. Палеотипные андезит-базальтовые и базальтовые породы закономерно связаны с зонами зеленокаменных поясов. В этих поясах обнажаются перидотиты. Перидотиты занимают гигантские зоны раскола и растяжения земной коры. Такая же обстановка отмечается в зонах срединно-океанических хребтов, где гранито-метаморфический слой разрушен. Эти районы отличаются повышенной сейсмичностью и крупными гравитационными перемещениями тектонических глыб. Глыбовые пояса перидотитов испытывают термальный прогрев под действием глубинных тепловых потоков. В условиях сейсмодислокаций и под действием нисходящих циркулирующих прогретых вод происходит преобразование перидотитов в серпентиниты.

С мафическими изверженными породами, вторгшимися в районах траппового магматизма в мезо-кайнозой, закономерно связаны повышенные природные концентрации Fe, Cu, Ni, Co, платиноидов. Как показали экспериментальные исследования, мафические породы способны растворять в большом количестве сернистые соединения, поэтому Д.Куллеруд и А.Налдрет предположили, что источником серы в этих породах явились в основном коровые биогенные отложения. Базальтоидные расплавы, обогащенные магнием и железом, подвергаясь воздействию коровых газов, струй водорода и сероводорода, переносили сернистые соединения.

Пояса глыбово-складчатых сооружений (возрожденные или вторичные горы) привлекли внимание геологов еще в XIX в. Ядрами этих поясов служили

гранитные породы. Эти пояса отличаются мощной разросшейся земной корой. А.К.Мейстер, В.Н.Лодчиков и другие исследователи обратили внимание на пространственную совмещенность зон гранитизации, ареалов магматической деятельности и пришли к заключению о связи этих зон с зонами ультраметаморфизма, глубинной (ювенильной) гранитизации.

В длительно развивавшихся (полициклических) поясах обнажились выходы дунит-гарцбургитов, которым сопутствовали многофазные крупные массивы габброидов, сменявшиеся на глубине амфиболитами. Гипербазиты — это наиболее глубинные породы. С выходами габброидов и гипербазитов закономерно связаны крупные региональные рудные аномалии с концентрациями Ti, V, Zr, Nb, Cr, Pt, Pd в зависимости от возраста и длительности преобразования гипербазитов под влиянием корового вещества. В полициклических поясах для гипербазитов и габброидов характерны титан-ванадиевые, хромитовые, золоторудные, медные и платиновые месторождения, пространственно тяготеющие к массивам ультраосновных и основных горных пород. Хромитовые руды приурочены к участкам максимальных перемещений крупных глыб гипербазитов. Для полициклических вулканоплутонических поясов типичны гипербазит-габбро-гранитные серии плутонических пород. Примерами таких поясов служат Урал, Аппалачи, п-ов Таймыр, Енисейский край, Сихотэ-Алинь, Северо-Восток Российской Федерации.

В пределах кратонов длительный процесс вулканоплутонизма завершился раскрытием зон глубинных разломов и внедрением в мощный сиалический слой абиссальных высокомагнезиальных интрузий и траппов. Внедрение траппов предшествовало и сопутствовало постороженным процессам тектономагматической активизации, а потом произошло трещинное извержение *платобазальтов* — наиболее тугоплавких глубинных недифференцированных базальтовых расплавов. Появление платобазальтов указывает на высокий термальный градиент в ареалах их извержений. Происходит «взламывание» разбитой разломами земной коры и ее обрушение. Отжиг платобазальтов маскирует признаки их первичного лавового происхождения. В XVIII в. известный геолог Фрейбургской горной академии Вернер настойчиво оспаривал вулканическое происхождение платобазальтов гор Оверни, а французский геолог Демаре доказывал их вулканическое происхождение.

По материалам дешифрирования космических снимков в структуре земной коры исследователями в конце XX в. была намечена сеть линейных трансконтинентальных структур глубокого заложения, превышающих мощность земной коры [9]. Всю структуру континентальной земной коры пронизывают диагональные и субширотные разломы взбросо-надвигового и сбросо-сдвигового типа, которые имеют древ-

нее заложение и свидетельствуют о деструкции древнего кристаллического фундамента. О высокой прочности континентальной земной коры свидетельствуют протяженные прямолинейные разломы — *линеаменты*, которые указывают на глыбовые поднятия и длительные сейсмодислокации. Линеаменты выражены в рельефе тектоническими уступами, как например Чукотско-Катазиатский разлом, отделяющий Евразийский континент от Тихого океана. Крупномасштабные глыбовые перемещения характерны для обрамления Тихоокеанской впадины. Голландские геологи Кюнел и Умбгрове предположили, что геодинамическая обстановка в районе Тихоокеанского пояса обусловлена влиянием внедряющейся в разрушающуюся земную кору реоморфизованной мантии. Другие геологи предположили, что повышенная сейсмичность и сильные тепловые потоки в обрамлении тихоокеанской впадины порождены также гравитационным влиянием Луны и первичной неоднородностью мантии в этом районе. В районе островных дуг влияние внедряющихся глубинных реоморфизованных плутонических тел доказывается растяжением кристаллического фундамента земной коры, оседанием и обрушением скученных глыбовых сооружений. Участки земной коры континентального и океанического типов разделяются *офиолитовыми поясами*, которые служат индикаторами крупномасштабных глыбовых тектонических перемещений. Примером крупных офиолитовых поясов является Гибралтаро-Оманский офиолитовый пояс протяженностью около 7000 км, разделяющий Аравийский полуостров и Северную Африку.

Островные дуги — глыбовые тектонические структуры, представленные подводными и надводными вулканическими поясами, глубоководными впадинами, рвами (желобами), которые ограничены ступенчатыми субвертикальными разломами сбросового типа. Вулканические поднятия, сочетающиеся с глыбовыми горными поднятиями в океане, сопоставимы по размерам с континентальными глыбовыми поясами, возникшими в мезо-кайнозой. Для океанических вулканических поднятий характерны извержения толеитовых базальтов, оливиновых и безоливиновых базальтов щелочного типа. В тропической зоне к океаническим поднятиям приурочены коралловые острова.

Оседание и обрушение тектонических глыб — «коллапс» наступает и в альпийских горных сооружениях в связи с расширением глубинных разломов и внедрением ультрабазитов.

Альпийские горные сооружения — сочетание глыбовых поднятий и наложенных депрессий, подчиненных зонам глубинных разломов. Пояс альпийских сооружений охватывает Пиренейский полуостров, Северную Африку, Марокко, Южную Испанию, Альпы, Апеннины, Карпаты, Динарские горы, Кавказ, Малую Азию, Иран, Афганистан, Памир, Алтай,

Гималаи, юго-восточную Азию. В пределах альпийских структур сочетаются участки земной коры континентального и океанического типов.

Вулканоплутонизм и развитие рудообразующих процессов. Для обозначения глубинной интрузивной деятельности Ганс Штилле применил термин *плутонизм*. Ядро плутона — *гранитоидный батолит*, а донная часть плутона — *метабазиты* и *гранулиты*. Американский геолог В.Х.Эммонс обратил внимание на то, что руды цветных, благородных и редких металлов закономерно приурочены к верхним частям крупных гранитных батолитов, еще не вскрытых эрозией, но промышленное оруденение не распространяется вглубь гранитоидных батолитов. Нижняя гипсометрическая граница зоны распространения промышленного оруденения в верхней (надинтрузивной) части батолитов названа В.Х.Эммонсом «мертвой линией». В законченном виде *батолитовая концепция* изложена В.Х.Эммонсом в 1937 г. в книге «Золотые месторождения мира». Он предположил, что руды металлов формировались постепенно по мере застывания гранитных батолитов, вторгшихся в складчатую толщу континента. С.С.Смирнов категорически отвергал батолитовую концепцию на основании фактов, свидетельствовавших о формировании руды после образования батолитов. В некоторых районах рудные месторождения размещаются на большом удалении от гранитоидных массивов и не обнаруживают никакой пространственной связи с батолитами. В.Линдгрэн (1935) выделил группу эпitherмальных месторождений, которые пространственно не сопутствуют батолитам, а порождены глубинными процессами и связаны с послескладчатыми трещинными интрузиями и дайками. Примером являются флюорит-полиметаллические руды с баритом в районе Кураминского хребта в Средней Азии, олово-серебряные месторождения в Боливии, олово-медные месторождения в Тасмании, локальные концентрации комплексных полиметаллических руд, обогащенных серебром и баритом в Рудном Алтае, Забайкалье, Средней Азии.

Гранитоидные батолиты формировались длительно в процессе прогрессивного регионального метаморфизма в геосинклинальных поясах. Вмещающими породами для гранитоидных массивов служат докембрийские дислоцированные породы. В составе плутонов различают складчатые и послескладчатые интрузивные тела. Послескладчатые интрузивные тела образовались в процессе посторогенного сквозькорового магматизма, который был инициирован регенерацией древних гранитных пород.

Гранитоидные батолиты составили фундамент посторогенных вулканов. Кровля таких батолитов осложнена купольными поднятиями и локальными депрессиями. В надинтрузивной зоне слабо эродированных батолитов развиты жерловины, эруптивные брекчии, зоны пропилитизированных пород. Приу-

роченность постбатолитового оруденения к мелким интрузиям и дайкам в надинтрузивной зоне батолитов объясняется проницаемостью батолитов для глубинных расплавов и сопутствующих им глубинных флюидов, а также тем, что батолиты составляют ядра плутонов и находятся в зонах влияния глубинных каналов миграции легкоподвижного вещества. Таким образом, *приуроченность рудных месторождений к надинтрузивной части гранитоидных батолитов объясняется посторогенной тектономагматической активизацией древних вулканоплутонических сооружений, для которых батолиты явились фундаментом.* Рудообразующие процессы, происходящие в таких условиях, охарактеризованы С.Дж.Сулливаном. Они проявились в мобилизации рудогенных компонентов в процессе ультраметаморфизма и гранитизации из подкоровых глубин вместе с базитами и ультрабазитами, сухой возгонке (дистилляции) рудогенного вещества под влиянием очагов глубинного тепла, способствовавших активному вулканизму.

Д.И.Горжевский и В.Н.Козеренко (1965), рассматривая вопросы о связи эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом, систематизировали фактические материалы о зональности субвулканической, гипабиссальной и абиссальной зон вулканоплутонических сооружений, обнажившихся на разных гипсометрических уровнях разреза в результате глыбовых гравитационных тектонических перемещений. В близповерхностной зоне развиты жерловые образования, эруптивные брекчии, процессы аутометаморфизма изверженных и вмещающих их пород, процессы аргиллизации, опализации, адуляризации, цеолитизации, интенсивное развитие гипогенных сульфатов, развитие гематитизации, каолинизации, сетчатые зоны штокверкового сульфидного оруденения. В гипабиссальной зоне развиты синскладчатые гранитоидные интрузии, сопровождающиеся ореолами биотит-рогообманковых и роговообманково-пироксеновых роговиков, в контактах с известняками — пироксен-гранатовые и волластонитовые скарны, в трещинных каналах — высокотемпературные пропилиты с цоизитом и клиноцоизитом, скарны, которые участками подверглись пневматолит-гидротермальному разложению.

П.Н.Кропоткин (1948) на примере Казахстана показал, что продуктивными на промышленное редкометалльное оруденение являются околоконтактные зоны крупных гранитных батолитов, связанных с выходами древних вулканогенно-осадочных толщ, в составе которых преобладают базальтоидные породы и туфоконгломераты. Следовательно, связь многометалльных рудных месторождений с батолитами возможна только в районах, вступивших в анорогенный (посторогенный) режим тектономагматической активизации. Подобные районы отличаются глубоким эрозионным срезом земной коры. Над активизированными плутоническими структурами промышленное ору-

денение прослеживается на глубину до 2—5 км. Такая обстановка характерна для береговой зоны американского континента на границе с Тихим океаном.

Закономерность развития тектономагматических и рудообразующих процессов. В доорогенный этап в зеленокаменных поясах были сформированы тоналит-трондьемитовые плутонические комплексы за счет реоморфического преобразования основных амфиболитизированных горных пород. Ядра наиболее крупных орогенных поднятий составляют сложные по составу батолиты. В районах с глубоким эрозионным срезом плутонических сооружений обрамляющие батолиты породы метаморфизованы до амфиболитовой фации регионального метаморфизма. На уровне мало-глубинной зоны нескрытые эрозией батолиты сопровождаются обширными контактными термальными ореолами шириной до нескольких километров. Ширина ореолов повышается в плотных глинистых породах. Непосредственно в контактовых зонах этих пород с гранитоидами развиты роговообманково-пироксеновые роговики, а в контактах гранитоидов повышенной основности, ранее внедрившихся в карбонатные и железо-магнезиальные породы, развиваются пироксен-гранатовые и волластонитовые скарны. Среди алюмосиликатных пород в гипабиссальной зоне могут встречаться пегматиты и грейзены. Массивы многофазных гранитоидных интрузий, составляющих сложные по составу батолиты, сформировавшиеся в герцинский этап тектогенеза, сосредоточены главным образом в Центрально-Азиатском глыбово-складчатом поясе. Для Монголо-Охотского и Тихоокеанского поясов преимущественно характерны мезозойские и палеогеновые гранитоидные интрузии. Гранитоиды мезозойского возраста распространены в Забайкалье, Приморье, Приамурье, Средней Азии и Южном Казахстане. В Охотско-Чукотском поясе широко развиты гранитоиды палеогенового возраста. Изменения в составе гранитоидных пород, участвующих в строении батолитов, выражается в смене глиноземистых и высокоглиноземистых гранитоидов нормальными, щелочными и кислыми гранитами [5]. Глиноземистые гранитоиды пространственно тесно связаны с гипербазитами и образуют глубинные плутонические тела, приповерхностные и экструзивные фации. С глиноземистыми гранитоидами закономерно связаны пегматиты, грейзены, березиты, щелочные метасоматиты и кварцевые жилы с W-Sn-Mo минерализацией. Высокоглиноземистые гранитоиды формировались очень длительно, начиная с карнийской фазы тектогенеза и до среднего карбона [10]. Обогащенность этих изверженных пород глиноземом объясняется процессами контаминации, реакционным взаимодействием с вмещающими метаморфическими породами и выносом из магматических расплавов щелочей и кремнезема. Высокоглиноземистые гранитоиды обогащены слюдой, в многофазных батолитах они сменяются гранитоидами нормального ряда и слабонасыщенными глиноземом гранитоидами.

Фактические материалы по рудоносности гранитоидов складчатых и активизированных областей указывают на следующие закономерности:

с гранитоидами докембрия, связаны высокие концентрации U, Th, V, Be, In;

для гранитоидов протерозоя характерны золоторудные месторождения (Енисейский кряж, Лено-Вилуйский бассейн, Становой хребет);

многофазные батолиты, сформировавшиеся в герцинский этап тектогенеза, сопровождаются промышленными концентрациями Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sn и W (батолиты гранитного пояса Урала, батолиты Восточного Казахстана);

с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями умеренно-кислых гранитоидов (монзонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры), образующими штоки, дайки, трубообразные, субпластовые и сложные по конфигурации тела, контролируемые зонами разломов глубокого заложения, пространственно связаны медно-порфировые, медно-молибдено-порфировые руды, ассоциирующие с кварц-серицитовыми сланцами и вторичными кварцитами (Алмалыкское месторождение, Узбекистан);

ультракислые граниты с повышенным содержанием щелочей и аляскиты развиты в районах мезо-кайнозойской тектономагматической активизации и содержат повышенные количества летучих компонентов и элементов-примесей (W, Sn, Mo, Nb, Zr, Y, La, TR). Со щелочными и ультракислыми гранитами редкометалльные пегматиты не встречаются, но пространственно связаны промышленные касситерит-кварцевые, касситерит-вольфрамит-кварцевые месторождения (Чешский массив и Центральное плато во Франции). Аляскиты кристаллизуются из высокотемпературных маловодных силикатных расплавов высокой щелочности. Лейкократовые граниты являются менее глубинными, чем аляскиты и формируются при низкой температуре и низкой щелочности, в условиях большого парциального давления воды;

известково-щелочные гранитоиды базальтоидной ветви встречаются в ареалах сквозькорового магматизма и сопутствуют гранитоидным батолитам. Известково-щелочные гранитоиды локализуются вдоль зон глубинных разломов, разделяющих крупные поднятия и впадины, и представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, щелочными сиенитами. С ними закономерно связаны золотосульфидно-кварцевые и кварц-молибденовые месторождения (Забайкалье).

Насыщенные и пересыщенные щелочами и кремнеземом регенерированные гранитоиды формировались за счет древних пород, причем содержание в них глинозема, оксидов магния, кальция и общего железа уменьшается, а оксидов натрия и калия увеличивается. Возрастание контаминированности гранитоидов коровым материалом приводит к повышению щелочности расплавов и возрастанию в них степени окис-

ленности железа, что способствует в дальнейшем повышению кислотности изверженных пород. С кислыми интрузиями, внедрившимися в карбонатные и железомagneзиальные породы, закономерно связаны скарново-рудные месторождения и гидротермальные жилы с карбонатами, сульфатами и сульфидами.

Для зеленокаменных поясов типичны сульфидные медно-никелевые месторождения, которые локализуются в донных или в приповерхностных частях массивов ультраосновных и основных горных пород, вблизи интрузий протерозойского орогенного цикла, в полях трапповых интрузий, в глубинных вулканических трубках, сопровождающих массивы расслоенных интрузий.

Расслоенные массивы основных и ультраосновных горных пород образованы дунитами, перидотитами, пироксенитами, габброидами, норитами. В строении этих массивов могут принимать участие анортозиты, диориты, сиенитодиориты, гранофиры. В мире также известны расслоенные гранитные массивы, состав которых изменяется от микроклин-пертитовых гранитов до кварцевых сиенитов и фельдшпатоидных щелочных и ультращелочных пород. В районах крупных подземных термальных аномалий в США, Шотландии описаны ритмично расслоенные мощные толеитовые силлы (силл Палисейдс, Нью-Джерси). Мировую известность имеет *Бушвельдский расслоенный массив* ультраосновных и основных горных пород в Южной Африке, с которым связаны месторождения хромитовых, железных, титановых, медных, медно-никелевых руд и промышленные концентрации металлов платиновой группы.

Комплексные (многометалльные) длительно формировавшиеся сульфидные и кварц-сульфидные месторождения закономерно связаны с **гранитными батолитами, в составе которых участвуют регенерированные щелочные граниты**. Для таких сульфидных месторождений характерны следующие признаки: очень сложная и многообразная морфология рудных тел и пространственная совмещенность различных генетических типов оруденения — рудных скарнов, грейзенов, пегматитов, альбититов, кварцево-жильных образований, будинированных серноколчеданных залежей, контролируемых пликативными и дизъюнктивными нарушениями высокого порядка. Рудные зоны сопровождаются интенсивными ореолами рассеянной сульфидной вкрапленности, контролируемой структурными элементами рудоконтролирующих структур.

Гидротермальная теория рудообразования. С.Дж.Сулливан выступил активным противником гидротермальной теории. Он считал, что *гидротермы не могут образовать промышленных масштабов концентраций металлов*. С.Дж.Сулливан пришел к выводу, что особая продуктивность кислых магм и обогащенность их сидерофильными, халько-

фильными и литофильными элементами обусловлена глубинными процессами гранитизации. Геологи А.Грей, В.Мармо, Г.Кинг, Дж.Девис и другие также выступили против связи рудных месторождений с развитием постмагматической гидротермальной деятельности. Однако они признавали постмагматическое накопление рудного вещества, например, руд Sn, Au, W, Mo, Be, которые локализованы в пределах массивов изверженных пород. Крупные месторождения меди, свинца, цинка с попутными концентрациями редких и рассеянных элементов они считали осадочно-метаморфогенными. Примерами таких *стратифицированных месторождений* являются сульфидные руды, связанные с карбонатными и карбонатно-терригенно-сланцевыми толщами (район Миссисипи и Миссури, США; район Каратау, Казахстан). Среди терригенных пород, глинистых сланцев и рифогенных известняков локализуются стратифицированные сульфидные залежи в Северном Забайкалье (месторождение Озёрное), Филизчай (Кавказе), Мегген (Германия). П.Рутъе, В.Гарлик, В.С.Домарев высказали мнение об осадочном происхождении медистых песчаников. П.Рамдор (1928, 1950) детально описал сульфидное месторождение Раммельсберг (Германия) и высказал мнение о его эксгаляционно-осадочном вулканогенном образовании. Колчеданные руды этого месторождения формируют тела плитообразной формы, локализованные в тектонических сланцах, образовавшихся за счет пород среднего девона. Колчеданные руды были динамометаморфизованы: собраны в складки, развальцованы, испытали будинаж, пересечены альпийскими жилками. Так же отмечаются признаки близповерхностного формирования руд. Текстуры руд колломорфные. Изучение руд под микроскопом показало их сложный вещественный состав и высокие концентрации сульфосолей и блеклых руд, указывающих на малоглубинные условия рудообразования.

Растворимость сульфидов в воде даже при очень высокой температуре ее нагрева незначительная, растворимость сульфидов в растворах резко повышается при насыщении этих растворов и магматических расплавов многосернистым натрием. Такая обстановка создается в условиях регенерации древних гранитных пород в зонах ультраметаморфизма и регенерации гранитов. Насыщение базальтовой магмы щелочными компонентами, поступающими из зоны реоморфизма, способствует ее расслоению — ликвации, что, видимо, способствует оживлению древних орогенных сооружений и проявлению посторогенного кислого вулканизма. Экспериментальные исследования, проведенные в 1950-е годы, показали, что если содержание щелочных компонентов (особенно калия) будет высоким, то пределы ограниченной смешимости силикатных растворов и воды значительно расширятся. При этом развивается огромное давление, способное вызвать расширение подземных ка-

мер, раскрытие глубинных каналов и вулканические извержения. Н.Л.Боуэн (1937) пришел к выводу, что гидротермальная деятельность — это итог завершения вулканоплутонической дифференциации. Газовые растворы, поднимающиеся вверх, способны растворять нелетучие компоненты вмещающих дислоцированных пород. В процессе взаимодействия с породами надкритические газовые растворы охлаждаются и конденсируются с образованием жидкой фазы, равновесной с трудноконденсируемыми газами (водород, углекислый газ и кислород). Глубинные термальные воды образуются, вероятно, в результате «эндогенного пропаривания» дислоцированных толщ глубинными парами и газами, ювенильные гидротермы — в результате дифференциации базальтового расплава [2] путем конденсации поднимающихся из глубин паров и газов, оседающих в полостях отслоений и трещинах. По данным Э.Шеффилда (1938), газы, выделяющиеся при вулканических извержениях, близки по составу к поглощенным газам интрузивных пород, причем вода в этих породах — преобладающий компонент, а в амфиболизированных изверженных породах, подвергшихся в плутонических условиях пневматолитовому воздействию, преобладают в основном вода и фтор.

А.М.Овчинников (1957) пришел к заключению, что в верхней части современной земной коры существуют сложные водонапорные гравитационные гидротермальные системы [1], в строении которых участвуют массивы изверженных пород и окружающие их дислоцированные осадочные толщи. Нагретые подземные воды этих гидротермальных систем имеют характер напорных трещинных вод. Они обогащены газами и содержат повышенные концентрации металлов в горнорудных районах. Температура в этих напорных системах изменяется в широком диапазоне.

Вода в толщах земных пород может образоваться различными путями. В большом количестве воды формируются в районах вулканотектонической деятельности. При активных вулканических выбросах вода может образоваться вблизи поверхности при соединении выделяющихся мощных струй водорода с кислородом воздуха. Вода формировалась в процессе диагенетических преобразований трансгрессивных осадочных толщ и при протекании обменных окислительно-восстановительных реакциях, происходящих при участии углекислоты. Вода может образоваться при вскипании на воздухе горячих лавовых потоков, насыщенных газами. Большие массы нагретых минерализованных вод образуются при просачивании атмосферных вод и вод морей и океанов по разломам и трещинам вглубь, вблизи действующих вулканов. Термальные воды известны в зонах рифтовых структур и шельфа. Нагретые минерализованные воды — аккумуляторы и переносчики земного тепла в районах региональных тепловых аномалий. С круп-

ными термальными аномалиями и действующими в их пределах горячими минеральными водными источниками (источники Йеллоустоунского парка, источники районов Стимбот-Спрингс, штат Невада, Салфер-Банк и Калифорния, США) связаны сурьмяно-ртутные и золотосеребряные рудные скопления.

Накопленные к настоящему времени фактические данные о термальных минерализованных водах показывают [1], что *гидротермальные углекислые источники* действуют в основном в районах современного и палеоген-неогенового вулканизма, а также в районах альпийских горных сооружений, причем режим и состав этих источников не зависят ни от времени года, ни от состава прорываемых дислоцированных толщ. Питание этих источников предположительно «эндогенными парами и газами» и разогрев под влиянием глубинных термальных потоков. Состав выбросов вулканических извержений доказывает наличие «эндогенных потоков». В составе этих выбросов и сухом остатке парообразных возгонов установлены концентрации цветных, редких и рассеянных металлов. В областях современного вулканизма также действуют кислые и щелочные гидротермы [1]. Кислые гидротермы образуются за счет конденсации глубинных паров и газов и проникающими вглубь морскими водами. Щелочные и слабокислые гидротермы действуют у подножий вулканов и участвуют в составе вод артезианских бассейнов. Щелочные и слабокислые воды вызваны солеными водами и рассолами, захороненными в накопившихся нелитифицированных осадочных морских трансгрессивных толщах. Холодные и нагретые, насыщенные азотом, метаном, водородом, йодом и бромом воды пространственно связаны в основном с зонами глубинных разломов и участвуют в составе вод артезианских бассейнов [1]. В районах срединно-океанических хребтов Тихого, Атлантического и Индийского океанов, в илах рифтовой зоны Красного моря были найдены металлоносные илы, рыхлые образования и хемогенные металлоносные скопления. Дж.Бишофф, изучив обстановку нахождения металлоносных илов Красного моря, разработал *рециклинговую модель* образования месторождений колчеданного типа. С вулканогенными образованиями четвертичного возраста в Японии и на Курильских островах связаны крупные пластообразные залежи марказито-пиритовых руд, сопровождаемых скоплениями самородной серы, образовавшейся в обстановке окисления струй сероводорода, пробивавшегося сквозь ранее накопленные колчеданные залежи в местах выхода газовых струй в кратерных впадинах. *Промышленные скопления сульфидных руд могут накапливаться во флишиоидных толщах, подвергшихся влиянию подводных гидротерм в обстановке тектономагматической активизации*, при повышенной сейсмичности и действии придонных мутьевых потоков (сульфидные месторождения Жайремской группы, Центральный Казахстан, район Успенской тектонической зоны). Гелеобразные скопления

сульфидов железа могут накапливаться за счет сульфатов на дне морских водоемов, охваченных сероводородным заражением. В такой обстановке образованию сульфидов способствуют сульфатредуцирующие бактерии. Обогащенные органическим веществом металлоносные илистые осадки накапливаются на тектонически пассивных континентальных окраинах атлантического типа. Эти осадки обогащаются металлоносными рассолами, поступающими в морскую воду за счет размыва соляных диапиров на окраине континента.

На основании материалов, представленных в статье, можно сделать следующие выводы:

1. Накопление рудных концентраций происходило в течение всей геологической истории в определенных локализованных тектонических структурах земной коры, а не повсеместно и является очень сложным длительным и унаследованным процессом. Происхождение конкретных рудных месторождений невозможно объяснить только с позиций гидротермальной теории, господствовавшей в XIX и XX веках, как процесс первичного накопления минерального вещества в ранее дислоцированных в ходе главной фазы складчатости породах под влиянием действия нагретых глубинными магматическими очагами циркулирующих минерализованных вод. Как считали американские исследователи, наметившие новый путь для познания рудообразующих процессов, нельзя считать главной вулканогенную теорию. Крупные и уникальные промышленные месторождения руд цветных, редких и благородных металлов образовались в результате полихронных и полигенных процессов и пространственно тесно связаны с поясами вулканоплутонических в разной степени эродированных структур. Перспективными являются древние структуры, расположенные в зоне проницаемых глубинных каналов. Это выражается в формировании глыбово-блоковых структур, испытавших посторогенную активизацию в конце палеозоя и мезокайнозое.

2. Гидротермальные процессы — важный фактор концентрации промышленного оруденения в конце развития (при затухании) вулканоплутонической деятельности. Эти процессы способствовали дальнейшему переотложению и переконцентрации ранее накопленных минеральных и рудных концентраций. Среди гидротермальных месторождений следует различать: первично-гидротермальные, образовавшиеся в результате конечных стадий дифференциации базальтоидного субстрата в доорогенный этап; гидротермально-регенерированные (вторично-гидротермальные), накопившиеся в процессе посторогенного вулканизма; гидрогенные, образовавшиеся в виде стратифицированных залежей среди осадочных отложений за счет деятельности длительно циркулирующих нагретых минерализованных вод, связанных с глубинными проницаемыми каналами в близповерхностных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. —Л.: Недра, 1989.
2. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. —М.: Изд-во АН СССР, 1955.
3. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. —М.: Госгеолтехиздат, 1962.
4. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. —М.: Госгеолтехиздат, 1959.
5. Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. —М.: Наука, 1977.
6. Дмитриевский А.Н. и др. Энергоструктура Земли и геодинамика. —М., 1993.
7. Ерёмин Н.И. Дифференциация вулканогенно-сульфидного оруденения. —М.: Изд-во МГУ, 1983.
8. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Многообразие траппов и исходные магмы. —Новосибирск: Наука, 1989.
9. Иванкин П.Ф. Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов. —М., 1991.
10. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. —Новосибирск: Наука, 1965.
11. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. —М.: Мир, 1965.
12. Казанский В.И. и др. Рудоносные щелочные метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента // Эндогенное оруденение древних щитов. —М.: Наука, 1978. С. 104—144.
13. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения вулканоплутонических поясов. —М., 1997.
14. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. —Киев: Наукова думка, 1978.
15. Митряева Н.М., Рожнов А.А. и др. Месторождение Жайрем // Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Т. III. —Алма-Ата: Наука, 1967.
16. Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.А. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. —М.: Госгеолтехиздат, 1961.
17. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. —М.: Научный мир, 2001.
18. Фаворская М.А., Томсон И.Н. и др. Связь магматизма и эндогенной металлогении с блоковой тектоникой. —М.: Недра, 1969.
19. Щерба Г.Н. Магматическая дифференциация — один из процессов генерации полиметаллического оруденения в Казахстане / Палеовулканические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. —Алма-Ата, 1964.
20. Эммонс В.Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. —М., 1933.

УДК 551.24

А.И.Образцов, 2010

Новые идеи в геотектонике

А.И.ОБРАЗЦОВ (Тульский государственный университет; 300012, г.Тула, пр.Ленина, д.92)

Эффективность поиска в большой степени зависит от «хорошей теории», от соответствия геологических моделей «природе вещей». Нельзя сказать, что отечественная геология оскудела на гипотезы и обобщающие представления. Гипотезы есть, но научное поле занято навязанной мощной пропагандой «импортной» гипотезой *тектоники литосферных плит*, некритически воспринимаемой и претендующей на положение парадигмы геологии. Снижение результативности поисков связано не только с истощением фонда легко открываемых месторождений, но и застоем в развитии науки, начавшемся в 1990-х годах, неразвитостью теоретических основ геологии, снижением качества образования и кадрового потенциала.

В чем причины застоя и пути выхода из него? Одна из них — произвол в построении гипотез, отсутствие каких-либо правил оценки, игнорирование противоречий. Особенно велик ущерб для геологического образования, когда ставшая тормозом развития «теория» многократно тиражируется не только в учебниках, но и средствах массовой информации. Спекулятивный характер некоторых гипотез связан с недостатком полноценной научной аргументации, преобладающим описательным изложением в терминах не-

однозначного разговорного языка. В математике не бывает и не может быть наполовину доказанной теоремы, или она доказана исчерпывающим образом и тогда признается научным сообществом, или доказательства не существует. Поднять геологию до уровня математики по строгости и логичности в ближайшее время едва ли возможно, но соблюдать определенную систему правил необходимо любому автору гипотезы.

Первое из важнейших требований — внутренняя непротиворечивость. Его никто не отрицает, но руководствоваться им предоставляют другим. В основу тектоники литосферных плит положены крупномасштабные конвективные движения литосферных плит с амплитудами горизонтальных перемещений в тысячи километров, раскрытием и закрытием океанов. Многочисленные ученые и сочувствующие им ясных условий существования конвекции не ставят. Какая мощность литосферных плит, одинаковая или разная? Существует ли астеносфера в геометрическом смысле? Под большей частью континентов она не обнаружена, а территория океанов исследована не более чем на 10—12%. Глубина установленных локальных «астенолинз» (или «астенослоев») изменяется от 60 до 350 км. Как двигаются плиты в таких условиях?

Глубина «погружения» океанической плиты под континентальную, судя по сейсмическим проявлениям в зонах Бенъофа (Вадати-Заварицкого-Бенъофа), достигает 700 км. Как при этом реализуются конвективные движения в форме полных замкнутых ячеей?

Второе требование — внешнее оправдание. Необходимо обозначить, предъявить оппоненту главную причину или силу, приводящую в движение все многообразие плит и плиточек в тектонике литосферных плит. Причина должна быть универсальной и действовать везде одинаково как гравитация, как принцип относительности. Ничего подобного, оправдывающего крупномасштабные постулированные движения и вращения в тектонике литосферных плит не содержится.

Третье требование — аналогично методу полной группы в математике. Поведение системы нужно исследовать во всех «областях существования» в пространственном, временном и причинно-следственном отношениях, каждый блок гипотезы проверить на реализуемость. Как в рамках тектоники литосферных плит объяснить направление «движения» Тихоокеанской плиты в настоящую эпоху в сторону Японо-Курильско-Камчатского или Алеутского желобов, на запад или на север? Где место приложения и направление «толкающей» силы? Где области спрединга, симметрично-дополнительные одновременной «субдукции» в Курильском и Алеутском желобах? Никто не ответил на эти вопросы, но упорно продолжается навязывание насквозь противоречивой и не сбалансированной гипотезы.

Четвертое требование — отсутствие противоречий основным законам природы — очевидное, но не принимаемое во внимание в тектонике литосферных плит. Как без противоречия законам механики объяснить задвигание литосферной плиты в мантию, во много раз превосходящую плиту по вязкости и прочности? Или погружение легкой массы в тяжелую вопреки закону Архимеда? Почему бы не получить на этот счет экспертное заключение специалистов-механиков. Н.П.Васильковский, А.Ф.Грачев, Дж.Кеннеди, О.К.Леонтьев, В.В.Орленок, Н.И.Павленкова, А.В.Пейве, И.А.Резанов, А.А.Савельев, Х.Такеучи, Е.Н.Успенский, В.С.Федоровский и другие последователи указали в гипотезе тектоники литосферных плит множество фактических противоречий. Единственная реакция сторонников — бессмысленное молчание. Научная этика требует или объяснить и разрешить обнаруженные противоречия, или снять гипотезу с рекламы и пропаганды.

Пятое требование — при изучении сложных ненаблюдаемых систем используют метод «черного ящика», один из эффективных инвариантов теории систем. Под «черными ящиками» понимают объекты и соответствующие им системы, внутреннее строение которых и протекающие в них процессы неизвестны или очень сложны. Большинство объектов, с

которыми имеют дело — Земля, человек, атом — типичные «черные ящики», включая наш собственный мозг. Прямое изучение их в настоящее время невозможно. Однако метод «черного ящика» позволяет выявить основные свойства объектов, достаточные для практики. Успехи применения метода основаны на изучении реакций на известные входные воздействия или статистически значимых связей между воздействиями на входе в систему и результатами на выходе. В этом суть подхода. Исследователь применяет обнаруженные связи на практике и в создании научных теорий, полностью отвлекаясь от вопроса, что в «ящике» (ядро, мозг) происходит на самом деле. Проблема в том, чтобы уловить, вычленив такие связи и вытекающие из них следствия. Авторами тектоники литосферных плит не указаны ни общие связи в «новой глобальной тектонике», не поставлена задача их поиска.

Шестое требование относится к научной общности, редакциям журналов и средствам массовой информации — не заниматься специальной пропагандой гипотез, не преодолевших, а игнорирующих внутренние и внешние противоречия, не включать их в учебники без критического комментария и указания на несоответствия фактам. С какой научной корректностью излагались в свое время оставшиеся недоказанными, но содержащие рациональные идеи гипотезы Вегенера, Бомона, Канта и Лапласа, Джинса, Куйпера, Фесенкова и др. Тектоника литосферных плит также заслужила свое место в истории тектонических гипотез наряду с другими, не получившими необходимых доказательств.

Нельзя отрицать известных достижений в гипотезе тектоники литосферных плит, таких как описание и объяснение развития срединно-океанских хребтов. Однако они соединены с множеством ошибочных представлений и недоказуемых утверждений, образуя с ними ложное целое. Как можно без критического анализа поверить утверждению о движении одной литосферной плиты в направлении другой, отстоящей от нее на тысячи километров, со скоростью 10 см/год? Каким методом измерена такая скорость или координаты точек на плитах, с какой точностью? Известна ли профессиональная научная экспертиза таких «уникальных» измерений? Не учитываемые разнонаправленные периодические движения в земной коре и современное состояние измерительной техники этого не позволяют [4]. Если избавить гипотезу от принятых на веру утверждений и преждевременных обобщений, то оставшийся научный «концентрат» пригодился бы для построения новой гипотезы внутренней геодинамики, равно как здоровые идеи других тектонических гипотез.

Развитие теоретических основ геологии, а с ними и практики поиска, могло бы ускориться, если бы авторы теорий кроме творческой фантазии руководствовались определенным сводом правил. С ними в гео-

логию придет научная система, направляющая свободный описательный характер гипотез. По образному замечанию академика А.Б.Мигдала движение науки проходит «по узкой тропе между двух бездн — верхоглядством и догматизмом, двумя гранями лженауки». Одни не считаются с законами и противоречиями, другие не признают ничего нового, если не представлено прямых окончательных доказательств, что происходит в «черном ящике» на самом деле. Прямые доказательства ненаблюдаемого, так же как требование соответствия новой гипотезы старым представлениям, не научны и антипродуктивны. Это боязнь нового, необычного, отличного от привычных стереотипов, попавших в учебники и журналы, могучая инерция старого.

Главные элементы новой геодинамической гипотезы уже сформулированы, но они опубликованы или в сильно сокращенном виде [1], или в мало распространенных изданиях [2, 3]. Главный физический механизм, причина эндогенных процессов, внутренней геодинамики — отток тепла. Плотностные неоднородности и связанное с ними действие силы тяжести вторичны по отношению к нему. По этому пункту в геологии практически нет дискуссий. Вопросы возникают при обсуждении деталей об источнике тепла, скорости и структуре оттока. Задачи, связанные с источником тепла и скоростью, пока не имеют решения. Структурированность оттока тепла указана автором в работах [1, 2] на основе открытий П.Бенара, Д.Рэлея.

Некоторые исследователи (В.М.Ларин, В.В.Орленок и др.) источником тепла в ядре Земли считают химические реакции (гидридная гипотеза). Не беремся судить о ее справедливости, важнее то, что нам известны результаты протекающих процессов — выделение тепла легких газов, главным образом водорода, поступающего в земную кору и гидросферу — атмосферу и металлов, преимущественно железа, сосредоточенного во внутреннем ядре. Состав значительной части метеоритов железный, что с определенной вероятностью указывает на разрушение планеты с железным ядром. Или иначе, средний состав метеоритов, весьма вероятно, отвечает среднему составу планет земной группы. Факты, свидетельствующие о поступлении водорода из глубоких недр широко известны. По числу атомов вода на 2/3 состоит из водорода, а среди газов, теряемых под давлением солнечного «ветра» внешней атмосферой Земли, 95% ($9 \cdot 10^{15}$ г/год) составляет водород.

Скорость отвода тепла из ядра не известна, но она находится в равновесии с генерацией тепла, что предохраняет Землю от саморазрушения. Отклонения от равновесия в любую сторону имели бы катастрофические последствия. Известны результаты на выходе из «черного ящика»: внешнего ядра — выделение тепла и легких газов, с одной стороны, и железа, погружающегося к центру, с другой. По физическому состоянию

внешнее ядро обладает свойствами расплава. Судя по результатам, в нем протекают некие экзотермические реакции, приводящие в поле силы тяжести к плотностным и температурным неоднородностям, разделению на газы и металлы. Неизбежным следствием этих процессов будут конвективные течения, названные «термо-гравитационной конвекцией» [1]. Отметим, что идея о конвективных течениях в ядре не оригинальна и выдвигалась неоднократно.

Для выяснения характера и структуры конвекции нужно обратиться к опытам П.Бенара, изучавшего в 1907—1908 гг. зависимость вязкости жидкостей от температуры. Попутно он обнаружил, что в определенных условиях, при равновесном кипении, на поверхности жидкости формируются правильные шестиугольные ячей. Опыты с успехом воспроизведены автором и его коллегами. Физическую природу явления установил и описал известным уравнением Д.У.Рэлея в 1916 г. Ячей — результат тепловой конвекции в жидкости. Нагретая жидкость поднимается в центре ячеек, частично охлажденная она опускается по их граням. Радиус ячеек, по Д.У.Рэлею, прямо пропорционален четвертой степени толщины слоя, плотности жидкости, градиенту температуры и коэффициенту теплового расширения, обратно пропорционален вязкости и коэффициенту теплопроводности.

Обнаруженные в кипящих жидкостях структуры называются «ячей Бенара—Рэлея». Нам остается сделать следующий шаг — уподобить термо-гравитационную конвекцию в ядре кипению в опытах Бенара для чего имеются все физические основания. Если эта модель справедлива, то какие следствия должны быть на выходе «черного ящика»? Первое, в результате конвекции легкие газы (водород) распределяются неравномерно по сферической поверхности внешнего ядра, а сосредоточены в ячейках правильной шестиугольной формы. Второе, движение ионизированного расплава в конвективных ячейках, вращающихся вместе с Землей, формирует дипольное магнитное поле планеты. Третье, диффузия (или окклюзия) водорода в верхние геосферы происходит не равномерно через всю мантию, а по определенным структурам, соответствующим положению конвективных ячеек. Главный закон внутренней геодинамики по форме и границам проявления сводится к тому, что отток тепла и вещества по соответствующим структурам происходит из верхней зоны внешнего ядра с глубины 2900—3100 км, а положение структур, отводящих тепло определяется характером и структурой термогравитационной конвекции в ядре на глубине 2900—5000 км. В этом заключается необходимая и фактическая связь процессов в ядре с эндогенными проявлениями на поверхности и объяснение их неравномерности и закономерностей локализации в земной коре.

Реализуемость этих следствий отражается в крупномасштабных геологических проявлениях. Поступление тепла в земную кору, землетрясения, магма-

тизм и вулканизм не рассредоточены по всей коре, а приурочены к определенным структурам. Этот планетарный феномен не имеет объяснения в тектонике литосферных плит. Некоторые тектонисты выдвигают родственную идею о «сквозьмантийных тепло-массопотоках» или «плюмах», не объясняющую их природы, пространственного положения и структурированности. Предлагаемая гипотеза не покусается на решение вопроса о характере протекающих в ядре реакций, а обсуждает лишь их результаты и главным образом форму и структуру их проявления. В структурированности оттока тепла — исходная позиция и оригинальность гипотезы.

В каких геологических структурах земной коры проявляются результаты термогравитационной конвекции в ядре и оттока тепла? В протяженных линейных геосинклиналях, составляющих разнообразные ячеистые структуры. Они формировались на протяжении длительного развития Земли. Самые древние закончили развитие и консолидированы в континентальных блоках. Часть мезозойских и кайнозойские структуры выделяются сейсмическими поясами по окраинам литосферных плит и продолжают формироваться.

В опытах Бенара структура конвекции наблюдается непосредственно. Геология такой возможности не предоставляет. Не случайно М.В.Ломоносов предупредил, что «великое есть дело проникать во глубину земную разумом, куда рукам и оку проникнуть возбраняет натура». Поток тепла из ядра достигает коры в несколько этапов. «Течение» происходит в анизотропной среде. Поэтому на протяжении геосинклиналей стадии их развития часто сдвинуты по времени или проявляются в разной степени. Можно допустить, что некоторые грани почти не проявлены из-за разгрузки потока тепла через соседние ячеи. Однако не все грани ячей проявляются в земной коре с бесспорной наглядностью, а некоторые из них перекрыты мощными толщами молодых платформенных отложений.

Наращение мощности внешнего ядра приводит к увеличению радиуса ячей по закону Рэлея, а приливное торможение Луной верхних геосфер — к периодической перестройке конвекции. Часть ячей и их граней прекращают активное существование, например Уральская, Таймырская, Аппалачская, Скандинавская складчатые системы. Новые ячеи большего радиуса формируются на смежных участках земной коры, например окраины Северо-Тихоокеанской плиты. Третьи грани наследуют положение от предшествующих эпох, например Красноморский рифт развивается на месте геосинклинали на протяжении

650 млн. лет (А.В.Разваляев, 1988), что усложняет систему ячеистых геоструктур в коре и затрудняет выделение. Несмотря на это, каждый может найти часть из них, опираясь на совет Ломоносова и современные достижения геофизики. Косвенными призна-

ками для поиска служат: линейный характер структур, углы в 120° между смежными гранями и в «тройных сочленениях» рифтов, практически равная длина граней ячей одного возраста, одинаковый или близкий возраст и состав осадочно-метаморфических, магматических и рудных формаций, закономерное (по Д.У.Рэлею) увеличение граней от протерозоя до кайнозоя.

Одна из палеозойских шестиугольных ячей расположена в центре Евразии. Достоверно выделяются следующие грани: западная — Уральская геосинклиналь от поворота к Полярному Уралу на севере до Арала на юге; север-северо-западная — Полярный Урал с продолжением на Таймыре, в центре перекрытая платформенными отложениями Западно-Сибирской низменности. Протяженность граней 2200—2300 км, угол между ними 120°; юго-западная совпадает с геосинклинально-складчатой системой Южно-Тянь-Шаня и включает Алайский, Зеравшанский, Туркестанский, Нуратинский хребты и к северо-западу постепенно погружается под платформенные отложения, проявляясь в горах Кульджуктау, Тамдытау, Букантау и скрывается под Аральской депрессией. Угол между продолжениями Урала и Тянь-Шаня в точке их пересечения (под Аралом) также 120°. Осадочно-метаморфические и рудно-магматические формации на всем протяжении геосинклиналей имеют близкий возраст и состав. Северо-восточная грань от устья р. Лена через хр. Черского до залива Шелехова Охотского моря перекрыта наложенной мезозойской геосинклиналью, а расположенная западнее Европейская геоструктура, ограничена Уральской, Ямал-Нордкапской и Скандинавской гранями. Системой параллельных линеаментов на юго-востоке намечается еще грань. Северо-Африканская геоструктура ограничена долгоживущими Красноморской и Средиземноморской геосинклиналями, Марокканской ступенью на северо-западе. К палеозойским структурам, по-видимому, принадлежит объединенная литосферная плита Южной Америки и Наска. Положение других палеозойских геоструктур отражено на рис. 1.

Более древние протерозойские структуры представлены фрагментами Анабарского, Индостанского, Австралийского, Антарктического, Северо-Канадского, Гренландского, Скандинавского и Сино-Корейского щитов (см. рис. 1). Их отличают меньшие размеры ячей 1400—1700 км. Элементы шестиугольных ячей обнаруживаются только у Австралийского (см. рис. 1) и Антарктического щитов (рис. 2). Для других они не характерны или трансформированы при геологическом развитии. К мезозойским структурам относятся ограничения литосферных плит Тихоокеанской, Антарктической, Северо-Американской, Австралийской. Плиты имеют близкие размеры, протяженность граней 4400 км. Пример кайнозойских ячеистых структур — система срединно-оке-

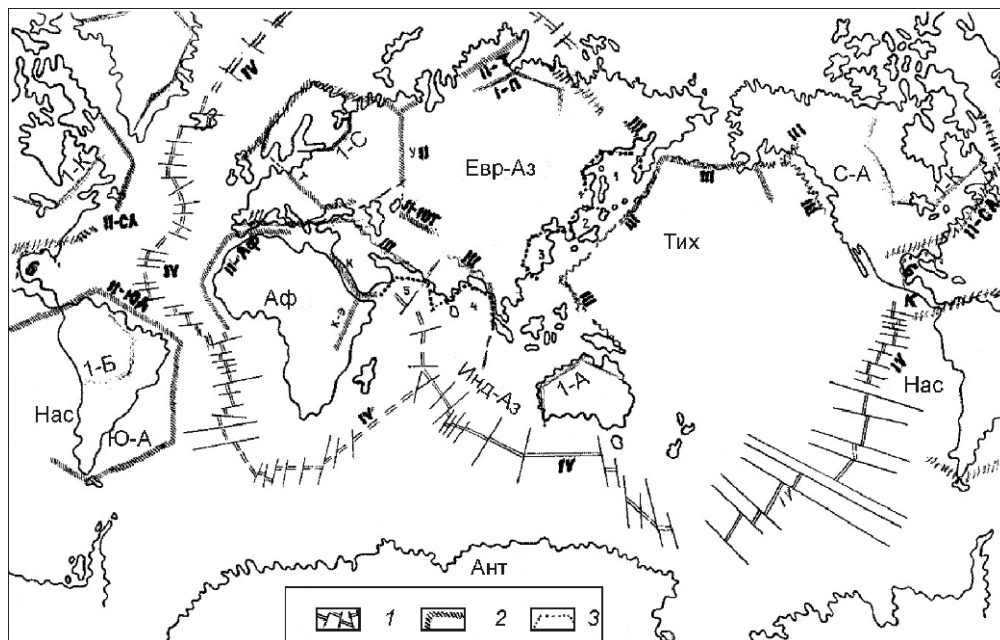


Рис. 1. Положение палеозойских геоструктур:

1 — оси срединно-океанических хребтов; 2 — шестиугольные структуры, связанные с конвекцией в ядре; 3 — локальные структуры, связанные с мантийными астенолитами; литосферные плиты: Евр-Аз — Евразийская; Тих — Тихоокеанская; Аф — Африканская; С-А — Северо-Американская; Ю-А — Южноамериканская; Ант — Антарктическая; Инд-Ав — Индо-Австралийская; Нас — Наска; фрагменты древних протерозойских структур: 1-К — Северо-Канадский, 1-Г — Гренландский, 1-С — Скандинавский, 1-А — Австралийский

анических хребтов, огибающих Африку с запада, юга и востока, Европу с запада и севера. Сложности в определении возраста структур связаны как с унаследованным развитием, так и с перемещением их, обусловленным постепенной перестройкой конвекции в ядре.

Отток тепла из внешнего ядра выполняет всю работу внутренней геодинамики: плавление легкой фазы, формирование плотностных неоднородностей, движение расплава с парогазовой фазой к поверхности, сопровождаемое разрывами, внедрением магмы на вышележащие горизонты и вулканизмом. Водород и тепло из ядра через нижнюю мантию текут (диффун-

дируют) вверх по линейным зонам, перпендикулярным поверхности сферы внешнего ядра в соответствии с законами Фика и Фурье. При полном развитии зоны образуют структуру шестигранной усеченной пирамиды, расширяющуюся к поверхности. Судя по плавному нарастанию скоростей сейсмических волн, в нижней мантии отток тепла не сопровождается формированием заметных плотностных неоднородностей. Структурированный отток водорода и тепла через нижнюю мантию по форме физического проявления является термо-газовой диффузией [1].

Следы химического взаимодействия водорода с породами устанавливаются с глубины 670—700 км от поверхности. До этой глубины по границам кайнозойских и мезозойских плит зафиксированы гипоцентры наиболее глубоких землетрясе-

ний, что указывает на появление плотностных неоднородностей, а значит формирование и накопление низкоплотных выплавок вследствие взаимодействия водорода-тепла с вмещающими породами. О характере реакций можно строить лишь предположения, но, судя по поступлению воды из глубоких недр, они сводятся к соединению водорода с кислородом одного из минералов — типичной экзотермической реакции с выделением тепла. Можно допустить, что водород вступает в реакции с кислородом ромбических пироксенов (гиперстен, энстатит), в которых соотношение кислорода к железу и магнию 3:1 и превращается в оливин, где соотношение 2:1. В результате образуется перегретый водяной пар, в дальнейшем выполняющий три функции: теплоносителя, понижения температуры плавления и участника других химических реакций. Образование граммoleкулы воды сопровождается выделением $286 \cdot 10^3$ Дж тепла. В дальнейшем при участии воды в земной коре безводные оливин и пироксены превращаются в амфиболы, содержащие в молекуле до двух групп (ОН) и серпентин с 8 гидроксильными группами.

Накопление тепла, образование «легких» выплавок, достижение ими критической массы и прорыв вверх образуют взаимосвязанный цикл и протекают физически неизбежно. Цикл имеет ступенчатый характер.

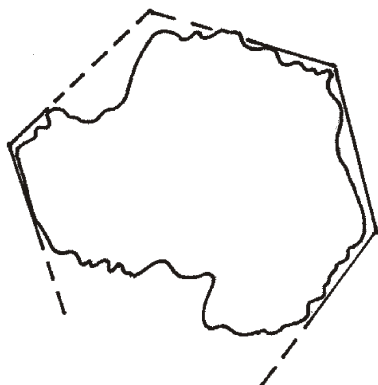


Рис. 2. Ячеистая форма материка Антарктиды

Между последовательными «разрывами» с землетрясениями и магматизмом происходят длительные перерывы для накопления энергии. В этом чередовании постепенного накопления энергии с «мгновенными» разрывами — первая специфическая черта данной гипотезы. Движение тепла и вещества к поверхности с глубины 670 км сопровождается «остановками» на глубинах 520, 410, 330, 220, 80 и 60 км, выделенными по изменению скоростей сейсмических волн. Количество «остановок» зависит от скорости поступления тепла, сопротивления кровли, внешних возмущений и может быть разным. Каждая ступень проявляется формированием локальных астенолитов, волноводов или структур, названных Ф.Уиллисом (1938) и В.В.Белоусовым (1966) «астенолитами». В зависимости от условий движение астенолита к поверхности может иметь форму прорыва или пластического течения. По преобладающему характеру отвода тепла и составу теплоносителей верхняя мантия в интервале глубин 670—60 км определяется как область гидро-магматического течения [1, 2]. Весь объем выплавок вдоль линейной зоны гидро-магматического течения имеет форму вытянутого вала, «астеновала», возможно разделенного на систему разномасштабных изометричных тел — «плюмов».

Из приведенной модели вытекают все проявления геотектоники, формирование и дифференциация магматических пород, нарастающее отделение воды, магматогенно-гидротермальное рудообразование. По оценке А.Рингвуда на глубине 300 км в равновесии с магмой может находиться до 20% воды, а в основании земной коры в зависимости от состава магмы 4—5%. Этот громадный по объему избыточный ресурс воды и составляет источник ювенильного флюида, гидротерм. Состав расплава на разных глубинах изменяется одновременно с давлением, «глубина сегрегации магмы является решающей при определении её природы» (А.Рингвуд, 1981). В решении вопроса об источнике энергии и воды — вторая особенность гипотезы.

По форме проявления геотектоники в земной коре можно выделить три сценария: два симметричных и один асимметричный. Симметричные сценарии характерны для выходов гидро-магматических зон в основание земной коры с постоянной мощностью в продольном и поперечном направлении, под материковую или океаническую кору вдали от окраин. У симметричных сценариев одинаковая последовательность тектонических проявлений, магматизма и осадконакопления, но значительные различия в масштабе и составе формаций.

Подъем «астеновала» до глубины 100—80 км от поверхности приводит к растяжению коры. «Архимедова» сила, имеющая вертикальный вектор на поверхности сферы неизбежно раскладывается на две противоположно направленные составляющие. Именно они являются причиной растяжения, а не толкающая сила внедряющейся магмы. Это принци-

пиальный момент в геотектонике. Направленная вертикально сила всплывающих легких масс первична. Она порождает вторичное растяжение с утонением коры и разрывами. Внедрение магмы и вулканизм «третичны», магма пассивно заполняет разрывы. Хороший аналог-модель этого — ходьба по прибрежному морскому песку. После деформации песка ступнями вода «подсасывается» и пассивно заполняет объем. Установление причины растяжения — третья особенность гипотезы. Нельзя, разумеется, не учитывать и частичного вклада «толкающей» силы магмы с парогазовым флюидом. С нею связаны излияния лав, выбросы пирокластов, паров и газов. Растяжение и вулканизм — явления связанные, но разного порядка по масштабу и времени действия. Растяжение, порожденное оттоком тепла и плотностными неоднородностями, продолжается на протяжении длительного периода, а интрузии магмы и вулканизм по геологической шкале мгновенны. Первое — причина, а второе — следствие, а не наоборот.

С такой же подменой причины и следствия связано широко распространенное заблуждение. Практически все современные школьники, дезориентированные пропагандой тектоники литосферных плит, на вопрос о причине и местах проявления землетрясений отвечают — «столкновение движущихся литосферных плит», а места проявления — границы плит. Все перевернуто в тектонике литосферных плит и ее шоу-пропаганде. Сами плиты с их границами выделены на основе наблюдаемых, показанных нам самой природой, зон и поясов проявления землетрясений и вулканизма. Эти зоны не что иное, как подчиненные определенным структурам выходы в земную кору потоков тепла и вещества. Что здесь первично? Отток тепла с производными от него явлениями геотектоники? Или наоборот?

В тектонике литосферных плит бездоказательно используется представление о физической конвекции применительно к литосферным плитам. В постоянном режиме с замкнутыми ячейками и непрерывным движением конвекция протекает только в специфических равновесных условиях с поступлением и отводом тепла и определенной толщиной слоя, контролирующего движение жидкости, как в опытах Бенара или в жидком ядре. Широко используемое понятие литосферы фактически является неопределенным из-за отсутствия нижней границы в виде сплошной непрерывной астеносферы. Поэтому термины «литосфера» и «литосферные плиты» весьма условны и не отвечают требованиям при построении строгой научной теории. В земной коре установлены лишь локальные движения, связанные с изостатической компенсацией. Автор в 1984 г. наблюдал, как по периферии крупного отвала горных пород образовался вал выпирания из подстилающих глин высотой до 8 м [2]. Общее давление мегаполиса Москвы сформировало вал выпирания в 20—40 км вокруг него. Подобные структуры проявляются вокруг

Антарктиды под действием нагрузки ледового щита (С.А.Ушаков, 1963).

Что наблюдается у срединных хребтов в океанах? Подъем хребта в срединной Атлантике сопровождался локальным подтоком вещества с флангов на глубине астенотиз и формированием соответствующих впадин на флангах. Такие компенсационные впадины прослеживаются вдоль всего хребта. Примерами могут служить Ангольская и Бразильская котловины. Эта реалистичная схема не только не требует существования замкнутой конвективной ячейки, но и запрещает ее. В замене нигде не реализуемой замкнутой конвекции и воображаемых крупномасштабных движений литосферных плит реальными проявлениями изостазии и состоит четвертая особенность гипотезы.

Дальнейшее развитие симметричного сценария зависит от мощности консолидированной коры, объема и глубины астенотизов, преобладания их наращивания или разгрузки. В одних случаях зарождаются и развиваются классические геосинклинали разных типов и характера эволюции, в других — формируются рифты. Симметричный сценарий характерен для выходов зон гидромагматического течения под основание тонкой океанической коры, где образуются срединно-океанические хребты с рифтовыми впадинами. Более детально эти модели описаны в работах [1, 3].

Хорошо разработанная теория геосинклиналей — одно из достижений в теоретической и практической геологии. Любая новая тектоническая гипотеза должна учитывать имеющиеся в ней выводы, подтвержденные практикой. Тектоника литосферных плит в основных своих чертах ей противоречит. Предлагаемая гипотеза включает теорию геосинклиналей и содержит элементы развития. Слабое место теории геосинклиналей — отсутствие объяснения перехода от погружения к инверсии и орогении в отношении причины и механизма. Эти проблемы разрешены через определение роли и масштаба гранитизации в средних и заключительных этапах геосинклинального цикла [2].

В симметричных сценариях поток тепла и вещества в линейных зонах имеет вертикальный вектор и симметричное развитие в поперечном направлении. Асимметричная модель проявляется, когда зона гидромагматического течения «совпадает» с границей континент—океан. Типичные примеры и преимущественная область распространения — западная окраина Тихого океана. Употребление понятия «совпадение» здесь двусмысленно. Известные геологические факты и причинно-следственные отношения указывают на закономерность связи «океан—вулканические пояса» и формирование океанических впадин как следствие вулканизма и магматизма в зонах гидромагматического течения окраин и срединных хребтов. Механизм образования впадин может быть различным: пассивное проседание по В.В.Орленку [5], «океанизация континентальной коры», по В.В.Белоусову, или иной, еще не определенный.

Особенности асимметричной модели видны на примере поперечных разрезов через системы желобов—вулканических дуг и окраинных морей—Курильский желоб и вулканическая дуга с Охотским морем. Нуждаются в объяснении наклон сейсмо-фокальной зоны (СФЗ) Вадати—Заварицкого—Беньофа в сторону океана, асимметрия вулканизма и природа формирования впадины окраинного моря. Для многих сейсмо-фокальных зон характерен сравнительно пологий (35—50°) наклон верхней части зон до глубины 15—30 км и более крутой (75—85°) на нижнем участке. Тектоническая гипотеза должна объяснять эти особенности. В предложенной модели наклон и асимметрия сейсмо-фокальных зон объясняются «пластическим течением», надвиганием поднятой континентальной на океаническую плиту и влиянием «холодной контракции». Анализ геологического развития, потеря легких летучих элементов, уплотнение глубоких геосфер и сравнение плотностей планет требуют допущения постепенного уплотнения Земли. Уменьшение объема сопровождается опусканием океанических блоков и сокращением поверхности планеты, холодной контракцией, надвиганием поднятых на опущенные блоки. Определенный вклад в наклон сейсмо-фокальных зон могут вносить относительные смещения геосфер под влиянием приливного воздействия Луны и Солнца. Положение вулканических дуг и окраинных морей обусловлено наклоном сейсмо-фокальных зон. Всплывающие астенотизы при этом располагаются в тылу желобов, что приводит к растяжению и формированию окраинных морей. В этом — шестая особенность предлагаемой тектонической модели.

На первый взгляд гипотеза содержит много «чистых» предположений. Детальное рассмотрение покажет, что все приведенные геодинамические проявления и объясняющие их модели, связаны между собой причинно-следственными отношениями и, при необходимости, вытекают из главного процесса — оттока тепла. Из предлагаемой геодинамической гипотезы просто выводятся все эндогенные явления. Геосинклинальная теория, элементы тектоники литосферных плит, геология срединно-океанических хребтов, спрединг, полосовые магнитные аномалии, входят в нее как локальные проявления внутренней геодинамики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Образцов А.И. Идеи симметрии в геодинамике // Известия вузов. Геология и разведка. 1994. № 6. С. 7—10.
2. Образцов А.И. Месторождение Мурунтау. Опыт изучения и разработки. —Ташкент, 2001.
3. Образцов А.И. Введение в геологию. —Тула, 2005.
4. Образцов А.И. Геодинамика и геодезические измерения // Геодезия и картография. 2009. № 3. С. 23—27.
5. Орленок В.В. Физика и динамика внешних геосфер. —М.: Недра, 1985.
6. Успенский Е.Н. Геотектонические гипотезы: позитивные стороны и нерешенные вопросы // Известия вузов. Геология и разведка. 2008. № 5. С. 5—10.

Особенности месторождений биогенного генезиса

А.И.ОБРАЗЦОВ (Тульский государственный университет; 300012, г.Тула, пр.Ленина, д.92)

В статье М.М.Константинова и А.А.Сидорова [2] освещены условия и разнообразие биогенного рудообразования, весьма актуальные для теории рудогенеза и практики поиска месторождений. Не вызывает сомнения принципиально новое положение, «что процессы биогенеза — необходимый глобальный фактор, определяющий стадийное концентрирование металлов в земной коре, приводящее на конечных стадиях к формированию рудных месторождений» [2, с. 36]. Терминология требует уточнения, а сами идеи и выводы — широкого использования при подготовке геологов и поиске месторождений. «Биогенное рудообразование» лучше связывать с концентрацией рудного вещества при полном цикле жизнедеятельности БИОС, а вторичное накопление в растительных остатках, например сорбирование на органике, определять как «органогенное» рудообразование.

В данной публикации предлагаются некоторые наблюдения и выводы относительно источников металла и условий образования урановых гидрогенных и фосфоритовых месторождений в Кызылкумах, имеющих биогенную природу. Основоположники урановой геологии проблему формирования гидрогенных месторождений решали просто, связывая области питания с выходами на поверхность «специализированных ураноносных гранитоидов». Концентрация урана по этой схеме происходит в три этапа: выщелачивание и вынос урана из гранитов кислородсодержащими метеорными водами; транспортировка в растворах по водоносному горизонту; осаждение на восстановительном барьере за счет перехода урана из шести- в четырехвалентное состояние и образования нерастворимых соединений. В основном данное положение справедливо в главном. Вероятно биогенная природа и реализуется где-нибудь в чистом виде, но не в гидрогенных месторождениях Кызылкумов.

Ответы на вопросы: *как растворы попадают именно в данный пласт, минуя другие пласты; как*

образовались месторождения, не имеющие поблизости источников — гранитов появились только тогда, когда потребовалось сравнить специфические геохимические ассоциации черных сланцев и гидрогенных урановых месторождений. Ассоциации совпали как «по номенклатуре» так и по соотношениям между элементами (см. таблицу). U—Se—Mo—Re (часто с V) — ассоциация типична как для черных сланцев, так и для урановых месторождений, но она не совместима с геохимией гранитов.

Из таблицы видно, что «коэффициенты концентрации» (Se/U и др.) для разных месторождений и эпох имеют один и тот же порядок и существенно не различаются в урановом месторождении, с одной стороны, и сланцах, с другой. В этих устойчивых соотношениях заключается *первая закономерность*.

Черные сланцы, содержащие органическое вещество или углерод, широко распространены по всем эпохам и регионам. Обзору геохимии черных сланцев посвящены работы Я.Э.Юдовича, М.П.Кетриса [6] и С.Г.Неручева (1982). Разнообразные графитсодержащие метаморфические породы, именуемые черными сланцами, встречаются с архея в Гренландии, Украинском кристаллическом и Алданском щитах, Восточном Саяне, Прибайкалье, на Кольском полуострове, в Швеции, Южной Африке, Канаде. Черные сланцы встречаются в протерозойских отложениях Карелии, Южной Африки, Украинского щита, Курской магнитной аномалии, Финляндии, о.Таймырь, бассейна р.Бурея, Кызылкума, Австралии (вмещающие породы уранового месторождения Аллигатор Ривер), Канады, Бразилии, США. С этого периода U—Mo—V ассоциация постоянно сопутствует черным сланцам. Не случайно с ними пространственно и генетически связаны урановые и золотоурановые месторождения.

Черносланцевые толщи кембрийского возраста распространены в Швеции, Норвегии, Тюрингии, Ка-

Относительное содержание элементов в черных сланцах и урановом месторождении Сугралы (Узбекистан)

Толща или месторождение, возраст	Содержание элементов по отношению к U			
	Se	Mo	Re	V
Сугралы	0,5	1,5	0,002	1,5
Горючие сланцы Кызылкумы, Pg	0,3	2,1	0,007	1,7
Черные (углеродистые) сланцы Мурунтау, O—S	0,2	1,3	0,001	3,2
Черные сланцы бассейна Оленёк, C	0,1	3,2	0,005	4,7
Медистые сланцы Купфершифер, P	0,1	1,0	0,006	1,9

захстане, Тянь-Шане, Африке, на Сибирской платформе. Везде сланцы содержат аномально высокие концентрации U, Se, Mo, Re, V. К ордовика — силуру относятся диктионемовые сланцы Польши и Ленинградской области, горючие сланцы Эстонии, граптолитовые сланцы Северного Урала и Пай-Хоя. В девонских отложениях залегают ураноносные сланцы Чаттануга (США) и горючие сланцы Припятского прогиба. В пермских и триасовых отложениях — медистые сланцы Германии (Купфершифер), свита Фосфория (США), горючие сланцы Австралии. Кроме урана и ассоциирующих с ним элементов, сланцы Купфершифер и диктионемовые сланцы Польши отличаются повышенными концентрациями халькофильных элементов (Cu, Pb, Zn, Ag), металлов платиновой группы. Карбонатно-фосфатные черные глинисто-кремнистые сланцы свиты Фосфория содержат также 2% фосфорного ангидрита.

Горючие сланцы юрского периода Европейской части России наблюдаются от Баренцева моря до Каспийского, включая Волжский и Тимано-Печорский бассейны. Черносланцевая баженовская свита Западно-Сибирской низменности, содержащая высокоуглеродистые битуминозные глины и глинистые силициты, представляет собой одно из самых грандиозных скоплений органического вещества в отложениях фанерозоя. Кроме отмеченной урановой ассоциации, сланцы отличаются аномально высокими содержаниями P, Cu, Ni, Ba, Sr. Горючие сланцы и битуминозные глины также встречаются в меловых отложениях Альпийско-Гималайского пояса и Австралии, в палеогеновых отложениях Грин Ривер (США), Средней Азии, Северного Кавказа, Украины.

Я.Э.Юдович и М.П.Кетрис пришли к выводу, что «черные сланцы — суть морские эквиваленты одновозрастных углей на фациальном профиле» [6, с. 115]. По данным автора, черные сланцы — ступень концентрации U, Se, V, Mo, Re, промежуточная между «специализированными гранитами» и урановыми инфильтрационными месторождениями. Это снимает противоречия первоначальной теории, отмеченные в поставленных вопросах. Примем во внимание и неоспоримый статистический факт — формирование этого типа урановых месторождений повсеместно происходило на площадях распространения черносланцевой формации. Кроме урановой ассоциации в сланцах встречаются высокие концентрации P, халькофильных элементов, Au, Cr, Ni. В некоторых случаях в урановой ассоциации отсутствует чаще всего ванадий, реже рений и этому есть причины, главная из которых — проявление различных процессов на данном участке геологического пространства за длительный период его развития, многоэтапность оруденения.

Для уточнения генезиса металлов в сланцах необходимо принять во внимание два факта: 1) широко известен *водно-осадочное происхождение черных*

сланцев, органическое вещество которых имеет сингенетичное и частично терригенное происхождение; 2) известен более узкому кругу геологов, изучавших металлоносность сланцев [4, 5]. *Первичное распределение урана и золота в них практически равномерное (вторая закономерность)*. Этот вывод основан на результатах опробования кернов многих скважин, пробуренных при разведке Мурунтауского рудного поля и горючих сланцев Кызылкумов. Содержания золота в углеродисто-кварцевых сланцах ауминзинской, тасказганской и беспапанской свит, за пределами месторождений изменяются от 6 до 12 мг/т. Феномен равномерности распределения объясняется осаждением металлов на органике из морской воды по механизму адсорбции. Уникальность данного механизма в его длительности на протяжении возможно тысячелетий до полного насыщения имеющегося и дополнительно поступающего в систему сорбента (*третья закономерность*). Возможно отдельное участие реакций химического взаимодействия. Поэтому первичную концентрацию металлов в черных сланцах следует относить к «органогенному типу» рудообразования.

Многоэтапность формирования геохимических ассоциаций можно проиллюстрировать на примере хорошо изученного золоторудного месторождения Мурунтау. В рудах выделены три группы элементов, концентрации которых отличаются от кларковых [5]. В первую группу входят U, V, Mo, Se, содержание которых в 3—4 раза превосходит кларковые. Сингенетическое накопление их, наряду с первичной концентрацией Au до 6—12 мг/т, произошло на стадии формирования раннегеосинклинальной осадочно-вулканогенной черносланцевой толщи в ордовике — силуре. Вторая группа представлена Au и As с коэффициентом концентрации 340. Эти металлы связаны с образованием месторождения, соответствующего орогенному этапу (270—250 млн. лет). Высокая вторичная концентрация Au и As обусловлена выносом из пород коры при гранитизации, с последующим накоплением по сорбционной схеме. К третьей группе относятся металлы Pb, Zn, Cu, Sb, связанные с золотоколчеданным этапом, одновременным с внедрением малых интрузий (210—230 млн. лет). Коэффициент концентрации 6—7.

Предполагается, что крупные комплексные месторождения «типа несогласий» U, Au, Sb, Cu также происходят в процессе предварительной концентрации и накопления огромных запасов в морских углеродистых формациях и коре выветривания с последующим вторичным переотложением при метаморфизме и метасоматозе, в частности гранитизации.

В геохимии урана хорошо изучен механизм выноса его из пород в зоне окисления атмосферными водами, транспортировка и осаждение на геохимических барьерах. Эта модель реализуется и в Кызылкумских урановых месторождениях. Источником металла при

этом служат «черные сланцы» и глины палеогенового и мелового возраста. В отложениях нижнего эоцена залегает пласт горючих сланцев мощностью до 3 м, а среди меловых отложений — слои и пачки черных и пестроцветных битуминозных глин. Сланцы и черные глины содержат повышенные концентрации элементов урановой группы. Детально их содержание и распределение изучено при разведке месторождений горючих сланцев. Среднее содержание (в г/т): U 60, Se 30, Mo 210 и V 170 [4].

Участки растворения и выноса этих металлов водами, насыщенными кислородом располагаются выше уровня грунтовых вод, где они совпадают с областями локального подъема металлоносных черносланцевых толщ над базисом эрозии. Такая структурная особенность признается и сторонниками традиционного подхода к источникам урана. Например, Я.М.Кисляков и В.Н.Щеточкин связывают формирование инфильтрационных урановых месторождений с «эрозионным вскрытием водопитающих купольных структур» [1, с. 79] или локализацией их «в обрамлении длительно развивающихся куполов» [1, с. 257].

Разведка горючих сланцев проводилась бурением колонковых скважин для геофизических исследований. Обнаружено, что на участках залегания пласта ниже уровня грунтовых вод гамма-активность сланцев достигает 160—200 мкР/ч, а в поднятиях, где пласт залегает у поверхности, выше уровня грунтовых вод, 20—30 мкР/ч [4]. Закономерное уменьшение содержания естественных радиоактивных элементов или вынос (*четвертая закономерность*) подтверждается и для палеозойских углеродистых сланцев Мурунтау, и для зернистых фосфоритов палеогеновых месторождений Кызылкумов. В коре выветривания Мурунтау активность сланцев не превосходила 30—40 мкР/ч, а ниже уровня грунтовых вод изменяется от 120 до 600 мкР/ч [5]. Средняя активность «свежих» фосфоритов 80 мкР/ч, а выветрелых вблизи поверхности 20 мкР/ч. Эти факты не только наглядно подтверждают вынос урана из пород в коре выветривания, но и позволяют количественно оценить масштаб данного явления.

Среднее содержание в горючих сланцах U около 60 г/т. Изменение активности пород в результате выветривания показывает, что выносятся 0,9 всего ресурса или около 53 г из каждой тонны, или 130 г из каждого 1 м³. При средней мощности 1,5 м «продуктивность» каждого 1 м² площади пласта составит 195 г U. При такой продуктивности обычные запасы уранового месторождения в 40 тыс.т могут быть «получены» с площади 205 км², а при рассеивании до 30% запаса в окружающее пространство, с площади 293 км². Если предположить, что область выноса — круг, то в первом случае его диаметр 16 км, во втором — 19 км. Данный расчет подтверждает количественную реалистичность предлагаемой модели источника урана. Дополнительный аргумент — простран-

ственная локализация инфильтрационных месторождений в Кызылкумах (см. рисунок) и других регионах в обрамлении длительно развивавшихся поднятий, ядра которых в настоящее время сложены кристаллическими породами палеозойского фундамента, а крылья — рыхлыми меловыми и палеогеновыми отложениями с пластами и горизонтами обогащенных ураном «черных сланцев».

Следовательно, непосредственным источником урана для формирования месторождений служат породы формации «черных сланцев», принадлежащие к мелководным морским осадкам. В этом проявляется *первая закономерность*. Поступление урана в них связано с размывом как специализированных гранитоидов, так и других пород коры. Для объяснения источника Se, Mo, Re и V необходимо допускать синхронную активизацию вулканизма с накоплением черных сланцев. Среди газообразных и летучих продуктов вулканизма постоянно встречаются соединения P, F, Se, Mo, As, которые растворяются, попадают в морской бассейн и сорбируются на органическом веществе черных илов (U, Se, Mo) или усваиваются планктоном (P, F) и попадают в осадок при отмирании, или с пищевой цепью планктон—высшие организмы. Возможность реализации такой модели подтверждается *закономерностью* А.Б.Ронova — максимумы накопления органического углерода в осадках совпадают с периодами максимального развития вулканизма.

Изложенное определяет направление поиска инфильтрационных урановых месторождений, включающее критерии: развитие на площади поиска ураноносной черносланцевой толщи; наличие купольных структур, в которых металлоносная толща поднята выше уровня грунтовых вод и вскрыта для выветривания; наличие в непосредственной близости водопроницаемых пластов условий разгрузки пластовых вод. Критерии, контролирующие осаждение урана и ассоциирующих с ним элементов, хорошо изучены и приведены в многочисленной специальной литературе. Учитывая геохимию черных сланцев и указанные закономерности, поиски урановых месторождений инфильтрационного типа в России необходимо проводить на территориях развития соответствующих формаций в Ленинградской области, Карелии, Тимано-Печорском и Волжском бассейнах, на периферии Западно-Сибирской низменности с неглубоким залеганием баженовской свиты, в бассейне р.Лена от низовьев р.Котуй на левобережье до р.Алдан на правом берегу, в Северо-Кавказском и Таймырском предгорных прогибах, Приморье, Забайкалье и на северо-востоке Российской Федерации.

Формация разнообразных «черных сланцев» рассматривается автором данной публикации как промежуточный объект, где концентрации урана и сопутствующих ему элементов огромны по масштабу ресурсов. Для формирования крупных рудных скопле-

ний необходимы механизмы мобилизации и вторичной концентрации, в которых проявляются критерии локализации месторождений. Изучение черных сланцев позволяет выявить некоторые из критериев.

Мощность отложений в Кызылкумах около 500 м, из которых 300—350 м меловые и 160—200 м палеогеновые. Они представлены однотипными мелководными морскими осадками, различающимися степенью диагенеза. Площадь развития кайнозойских отложений (80% территории Кызылкумов) представляет собой плоскую или слабо всхолмленную равнину с возвышающимися невысокими горами, сложенными палеозойскими метаморфическими и магматическими породами.

В разрезе кайнозоя на разных участках выделяется 6—8 ритмов, представленных чередованием песков (с прослоями алевроитов и алевролитов), глин и мергелей. После перерывов в осадконакоплении встречаются локальные линзы известняков и конгломераты. Однотипность ритмов обусловлена однотипностью размываемых прибрежных пород, а различия в гранулометрическом составе — характером морского бассейна и степенью развития коры выветривания на прибрежной суше. Появление среди этих ритмов пласта горючих сланцев и сближенных пластов зернистых фосфоритов является аномалией и нуждается в объяснении, хотя с 1950-х годов такой вопрос не ставился.

Пласт горючих сланцев залегает в верхней части разреза нижнего эоцена, а фосфориты — в нижней части среднего эоцена. При изучении сланцев в

основной массе породы установлена примесь пирокластического материала [6]. В карьере при разработке фосфоритового пласта в 1999 г. найдены две «вулканические бомбы» базальт-диабазового состава и включения в основной глинистой массе остроугольных не окатанных обломков туфа. Это подтверждает синхронность вулканизма и накопления фосфоритов.

В меловых отложениях северного Мурантау, в 100 км от фосфоритовых месторождений, обнаружены дайки, по составу близкие к щелочному габбро. При сопоставлении химических составов пород прослеживается интересная закономерность. Соотношение содержаний Ca, Fe, Al и Mg в дайках и фосфоритах оказались весьма близкими при более низких абсолютных значениях в фосфоритах. Также близки соотношения Ca и P. Аномальность встречаемости осадочных ритмов с фосфоритами и горючими сланцами, синхронность их с вулканизмом и близость соотношений ведущих петрогенных элементов указывает на вулканический источник фосфора и углерода.

Этот вывод не указывает на механизм формирования месторождений, концентрирование фосфора, кальция, органического вещества. Ясно, что в природе такой механизм найден. Автор данной публикации, как и С.Г.Неручев, подчеркнувший правильную периодичность черносланцевых эпох, назвав их «волнами жизни», считает тесно связанными поступление в бассейн фосфора и углерода, бурный расцвет планктона, водной растительности и их потребителей — рыб, рачков, фораменифер и др. В зависимости

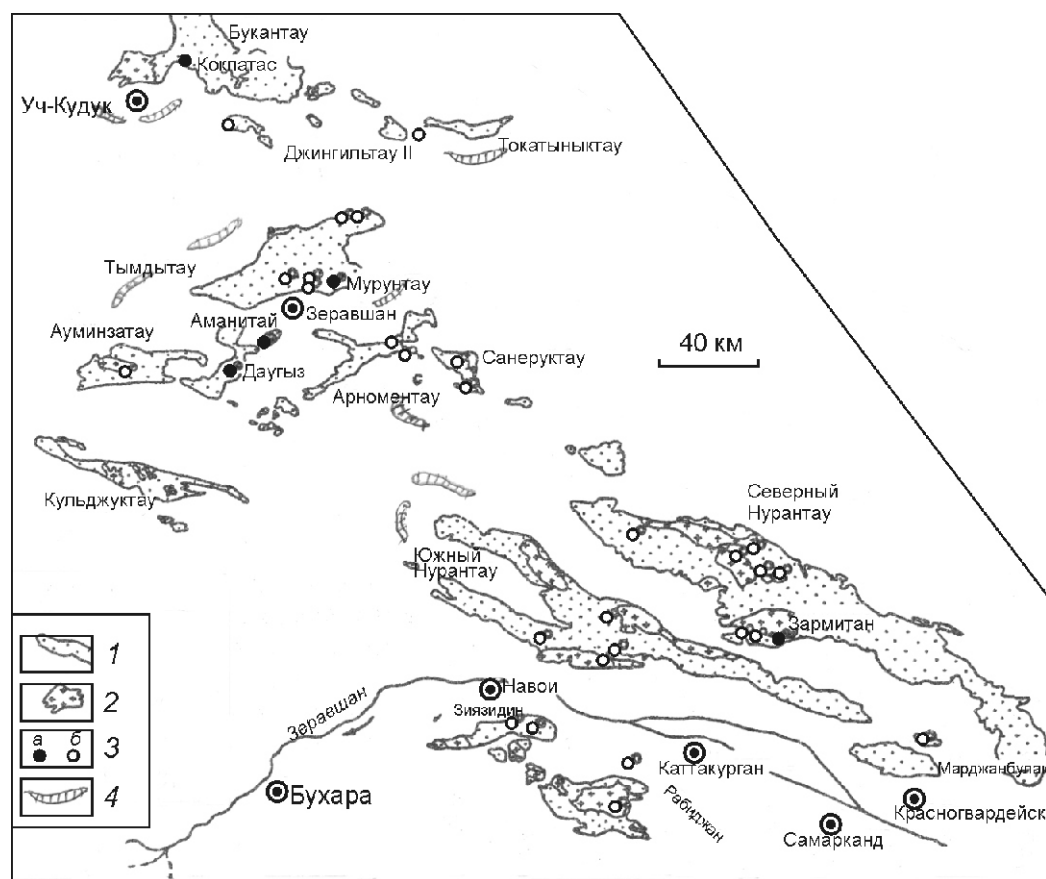


Схема размещения урановых месторождений в Кызылкумах:

выходы на поверхность: 1 — пород складчатого фундамента, 2 — гранитоидов; 3 — месторождения (а) и рудопроявления (б) золота; 4 — урановые месторождения (вне масштаба)

ти от состава вулканитов, характера морского бассейна и климата формируются или костоно-форамениферовые фосфориты с остатками высших форм жизни, или горючие сланцы с преобладанием углеродистого-гуминовых веществ растительного происхождения. Различные формы биогенеза оказывают большое влияние на рудообразование. Биогенез вместе с климатическими условиями определяет формирование однотипных месторождений фосфоритов на территории широтного пояса в Кызылкумах, Сирии, Тунисе, Марокко, США (шт.Техас). Не случайно фосфориты и «черные сланцы» почти всегда встречаются вместе в разных эпохах. В Ленинградской области и Эстонии фосфориты залегают непосредственно под «диктионемовыми» черными сланцами.

Приведенные сведения расширяют информацию о формах, условиях и масштабе биогенного рудообразования, а с учетом механизмов мобилизации и вто-

ричного переотложения металлов могут являться основой для направления поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. — М.: Геоинформмарк, 2000.
2. Константинов М.М., Сидоров А.А. Биогенез и рудообразование // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 36—44.
3. Лурье А.М. О связи между горизонтами с повышенным содержанием меди и месторождениями типа медистых песчаников и сланцев // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 39—44.
4. Образцов А.И., Лузановский А.Г. К металлогении черных сланцев // Узбекский геологический журнал. 1994. № 6.
5. Образцов А.И. Месторождение Мурунтау. Опыт изучения и разработки. — Ташкент, 2001.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. — Л.: Наука, 1988.

УДК 551.24:551.386

А.И.Образцов, 2010

О геохронологии и тектономагматических циклах

А.И.ОБРАЗЦОВ (Тульский государственный университет; 300012, г.Тула, пр.Ленина, 92)

Выделение тектономагматических циклов (ТМЦ) в геологической истории Земли, связанное с именами Ханса Штиле, Кристиана фон Буха, Марселя Бертраана, Гюстава Ога, В.А.Николаева, Ю.А.Билибина, означало крупное продвижение в понимании внутренней геодинамики, закономерностей горообразования, складчатости, магматизма, рудообразования. В настоящее время под тектономагматическим циклом понимают «взаимосвязанные проявления тектонической и магматической активности в подвижных поясах от их зарождения до консолидации». Эндогенная природа проявлений с самого начала представлялась очевидной и даже не обсуждалась.

Накопление фактического материала по геосинклинально-складчатым системам разных эпох и регионов дало возможность поставить вопросы о продолжительности и синхронности (?) циклов, а также причинах, определяющих периодичность циклов и повторяемость их в разных эпохах. В связи с этим появилось интересное предположение о связи тектономагматических циклов с космическими факторами, в частности, с «периодом обращения Солнца вокруг центра Галактики» или «галактическим годом». Идею галактического года одним из первых выдвинул П.П.Паренаго. Ею воспользовались геологи, которых в данной модели привлекла периодичность движения, предполагаемые изменения условий на пути движения Солнечной системы из-за сближения и удаления с центром Галактики и ожидаемая разная насыщенность космоса метеоритами, астероидами.

Такую идею поддерживали и развивали Н.А.Ясманов, Г.Н.Гончаров, В.В.Орлов, А.Г.Павлов, В.Р.Филиппов, А.В.Карабанов, А.И.Бахтерев, А.А.Ефимов, Ю.А.Заклдаев и др.

Путь от чистого предположения к научной гипотезе, а в дальнейшем к теории, лежит через полную систему научной аргументации, поиск, наблюдение и подтверждение вытекающих из него следствий, независимую проверку научным сообществом, разрешение замеченных противоречий. Много ли творцов интересных предположений готово к упорному длительному труду, проверке своих утверждений, безжалостной самокритичности, добросовестному анализу противоречий и, при этом, способных отказаться от полюбившейся идеи, если она окажется не соответствующей наблюдаемым фактам? Рассмотрим приведенные аргументы в отношении согласия их с «гипотезой галактического года».

Среди наблюдаемых галактик около 75% относятся к спиральному типу. Стабильное существование спиральных структур на протяжении миллиардов (?) лет означает запрет на автономное произвольное движение звезд (каждая по своей орбите). Сохранение спиральной структуры допускает лишь наиболее вероятное вращательное движение всего ансамбля звезд. Это обесценивает идею «галактического года» в предлагаемой форме или придает ей совершенно иной смысл. Спиральная структурированность большинства галактик по своим функциям подобна структурированности кристалла. От таких структур

можно ожидать движения или со всем «кристаллом», или «тепловых колебаний» отдельных звезд около положения равновесия. В современную эпоху по оценке астрономов Солнце движется в сторону созвездия Геркулеса. Направление на эту точку с полюсом эклиптики составляет угол 38° , т.е. плоскость эклиптики наклонена под острым углом к направлению относительного движения.

Отсутствие строгой периодичности тектономагматических циклов противоречит неизбежной точной периодичности «галактического года», если бы он существовал. Тектономагматические циклы разных эпох имеют не одинаковую продолжительность и фазы их не совпадают по времени даже в одном геосинклинальном поясе.

Не установлено регулярное повторение интенсивных метеоритно-астероидных бомбардировок не только на Земле с интенсивными процессами эрозии, но и на Луне, Марсе.

Гравитационные силы, обладающие дальним действием, быстро убывают по мере удаления от источника возмущения пропорционально квадрату радиуса. Из-за этого близкие тела с малой массой часто оказывают большее возмущение, чем удаленные массивные тела. Так, максимальное притяжение Земли Луной составляет $0,166 \text{ см/с}^2$, а Солнцем — $0,061$, т.е. в $2,72$ раза меньше, хотя масса Солнца превосходит Луну в $27\,200\,000$ раз.

Периодические расширения и сжатия Земли не обнаружены. Как они отразились бы на скорости вращения планеты, продолжительности суток, климате, рельефе и др.?

Датировки абсолютного возраста геологических событий постоянно и весьма существенно уточняются. Уместно ли примерять к ним галактические сетки?

Важнейшие события в физике Земли — инверсии магнитного поля с периодичностью от сотен тысяч до первых миллионов лет, никак не увязываются с галактическими событиями. То же относится и к циклам оледенений, трансгрессий и регрессий моря.

Связь тектономагматических явлений в земной коре с эндогенными процессами, порожденными энергией, выделяемой при развитии вещества Земли или непосредственно, наблюдается или устанавливается опосредствованно. Поэтому естественно следует искать причину периодической повторяемости тектономагматических циклов в закономерностях внутреннего развития Земли. Могут ли космические факторы в широком смысле оказывать определенное модулирующее влияние на форму и характер проявления тектонических циклов, связанных по своей энергетике с эндогенными процессами? Такой возможности исключать нельзя. Однако необходимо сосредоточить усилия на поиске реальных форм проявления космических воздействий.

Сомнения в решающем значении эндогенных факторов при зарождении и развитии тектономагмати-

ческих циклов возможно связаны с отсутствием «хорошей» теории геодинамики. Гипотеза «тектоники литосферных плит» или «плейттектоники» в современной интерпретации не совместима с законами физики и наблюдаемыми фактами. Ее защитники не видят и не слышат указаний на противоречия и продолжают навязывать свои представления через учебники и средства массовой информации. По образному выражению В.Б.Караулова, гипотеза превратилась в «плейттектоническую эпидемию», охватившую науку о Земле. Она оказывает разрушающее воздействие на геологическую науку и практику, дезориентирует учащуюся молодежь, по существу, превратилась в крупнейшую и вреднейшую научную мистификацию. Соответствие «плейттектоники» известным научным фактам и обоснованность ее критики рассмотрены в работах В.В.Орленка, И.А.Резанова, В.Б.Караулова, В.В.Белюсова, А.С.Мейерхоффа, Н.П.Васильковского, О.К.Леонтьева, Дж.Кеннеди, Н.И.Павленковой, А.В.Пейве, А.А.Савельева, Е.Н.Успенского, Х.Такеучи и автора настоящей публикации [1—3].

Новая гипотеза внутренней геодинамики, без противоречий увязывающая эндогенные геологические процессы и тектономагматические явления, предложена автором в работах [1—3]. К сожалению, она опубликована в редких изданиях и, по-видимому, нуждается в более широком разъяснении. Приведем лишь главные ее положения для того, чтобы показать, что «есть такая гипотеза» и нет необходимости искать опору в космических факторах для объяснения природы и хронологии тектономагматических циклов.

Согласование данных о распространении упругих волн в объеме земного шара, частоте вызванных колебаний и величине момента инерции привело исследователей к представлению о положительном скачке плотности и резком падении модуля жесткости на границе мантии и внешнего ядра, о подобном жидкости или расплавленном состоянии внешнего ядра. Для обеспечения смоделированных физических условий необходимо допустить протекание некоторых экзотермических реакций. Тип реакций предложен в гипотезах В.М.Ларина, В.В.Кесарева и В.В.Орленка. Для нас не актуален сам тип реакций в ядре (внутри «черного ящика» по терминологии теории систем), а лишь наличие результатов этих реакций — железоникелевого ядра внизу и легких газов (90% водорода) —верху. Разделение на металлическую и газовую фазы предполагает конвекцию во внешнем ядре. В нашей модели она названа *термо-гравитационной конвекцией*.

Новизна подхода не в признании и не в названии явления, а в форме проявления. Происходящие в ядре процессы подобны медленному кипению жидкости, к которому применима закономерность П.Бенара (1908 г.), когда на поверхности кипящей вязкой жид-

кости образуются правильные шестиугольные ячей и математическое описание этих структур Дж.Рэлеем (1916), установившим зависимость между толщиной кипящего слоя и размером ячеей. У автора данной публикации есть все основания применить закономерность Бенара-Рэлея к жидкому ядру.

По достижении определенного давления и температуры начинается «окклюзия», течение водорода через толщу нижней мантии. Окклюзия заключается в поглощении газа металлами или расплавами, поглощении на одном участке — внизу, и отдаче на другом —верху. Идея окклюзии водорода через мантию предложена В.В.Орленком (1985). Новая гипотеза предполагает течение водорода не изотропно через всю нижнюю мантию, а по шестигранным структурам, подобным перевернутым усеченным призмам. Причина структурированности течения в структурированной ячеистой форме конвекции, а самой окклюзии — в диффузии газа по междоузлиям кристаллической решетки. Этот механизм получил название *термо-газовой диффузии*. Таким способом осуществляется отвод тепла из ядра, предохраняющий планету от взрывного разрушения, и поступление водорода-теплоносителя в основание верхней мантии.

Для объяснения известных данных о высоких градиентах распространения упругих волн на глубинах 400—700 км, гипоцентрах землетрясений на глубинах до 700 км, наличии участков в основании верхней мантии с резким возрастанием электропроводности необходимо допустить существование зон локального повышения температуры и образования выплавок. Эти зоны приурочены к структурам, контролирующим поступление водорода из ядра. Источник тепла — водород-теплоноситель и экзотермические реакции взаимодействия водорода с кислородом некоторых оксидов с образованием перегретого водяного пара. Поток тепла, газа и перегретого пара по закону диффузии Фика, Фурье направляется вверх и достигает области накопления энергии, названной астеносферой. Область верхней мантии между ее основанием и астеносферой представляет собой зону *парогазовой диффузии*.

Физическое проявление и главный закон внутренней геодинамики — *отток тепла из недр*. Он реализуется через потоки газа, пара, магматических выплавок, гидротерм. Прорыву на верхние горизонты предшествует фаза накопления тепла, газа, пара, выплавок, достижения ими необходимой критической массы, достаточной для растяжения и разрыва кровли. Фаза прорыва, внедрения сменяется фазой покоя и накопления энергии на более высоком уровне мантии или, например, в основании земной коры. Таких фаз

может быть несколько. Отсюда этапы тектономагматического цикла. Более крупный промежуток времени между сменой характера конвекции в ядре, приводящий к изменению положения шестигранных ячеей диффузии, соответствует началу нового тектономагматического цикла.

Выше астеносферы или системы астенолинз над зонами поступления потоков тепла из недр в рассматриваемой гипотезе отток тепла происходит в изученных формах магматизма и сопутствующих проявлений. Нарастание объема астенолита, массы относительно низкоплотных выплавок приводит к локальному растяжению на поверхности земной коры с формированием срединных хребтов в океанах, рифтов и нормальных геосинклиналей на континентах. Другие проявления геотектоники, в т.ч. наклон сейсмофокальных зон Вадати-Заварицкого-Беньофа, также получили в гипотезе простое и естественное объяснение. Подъем и внедрение магмы, формирование положительного рельефа срединно-океанических хребтов и горноскладчатых систем геосинклиналей сопровождается частичным компенсационным погружением смежных участков коры. Например, срединному хребту в южной Атлантике соответствуют смежные Ангольская и Бразильская котловины. Здесь проявляется локальная *гидро-магматическая конвекция*, которая, в отличие от ядра и кипения жидкости в сосудах имеет незамкнутый частичный характер, протекает лишь до восстановления изостатического равновесия. Она локальна, ограничена пространственно, но проявляется везде, где нарушается изостатическое равновесие (гляциоизостазия, компенсационные течения при наполнении водохранилищ). В этом отличие предлагаемой гипотезы от «тектоники литосферных плит». В ней *решен вопрос* не о содержании и характере протекающих ненаблюдаемых реакций, а о *форме, структуре и границах проявления* тектономагматических циклов.

Главный движущий механизм эндогенных процессов — структурированный отток тепла, энергии вообще в форме магмы, парогазовых флюидов и энергии сейсмических волн. Основное направление движения масс — вертикальное, определяется его гравитационной природой. Остальные виды движений вторичны, производны от основного.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Образцов А.И. Идеи симметрии в геодинамике // Известия вузов. Геология и разведка. № 3. 1994.
2. Образцов А.И. Месторождение Мурунтау // Опыт изучения и разработки. — Ташкент, 2001.
3. Образцов А.И., Захаров Е.И., Котов В.Ю., Ильина Т.А. Введение в геологию. — Тула, 2005.

Памяти Константина Александровича Клещева

25 апреля 2010 г. на 75-м году ушел из жизни Константин Александрович Клещев — известный геолог-нефтяник, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии России, директор Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института (ВНИГНИ).

К.А.Клещев родился 22 сентября 1935 г. в г.Баку. Вся трудовая биография Константина Александровича связана с ВНИГНИ, где он работал с 1957 г. после окончания геологического факультета Московского нефтяного института им.И.М.Губкина. Глубокие знания, практические навыки, высокая эрудиция, научный склад ума, целеустремленность и высокая ответственность за порученное дело позволили ему пройти путь от инженера, научного сотрудника, заведующего сектором, отделом, ученого секретаря, заместителя директора до генерального директора института. На всех должностях он всегда пользовался авторитетом ученого и большим уважением коллектива.

Начало профессиональной деятельности К.А.Клещева (1957—1968 гг.) связано с производством — проведением геологической съемки масштабов 1:500 000 и 1:200 000 в Средней Азии и Северном Афганистане. В результате этих работ выявлены нефтяные и газовые месторождения, в т.ч. при непосредственном участии К.А.Клещева открыты месторождения Ханакинское, Шахпахтинское (Средняя Азия), Джаркурганское (Афганистан). Полученные материалы послужили основой для диссертации, которую он защитил в 1968 г.

Большую роль в формировании научного мировоззрения К.А.Клещева сыграли исследования о.Куба и прилегающих акваторий в 1970-е годы. Являясь научным руководителем группы советских специалистов по оценке углеводородного потенциала Республики Куба, он сумел выдвинуть новые идеи в изучении сложного геологического строения региона, сплотить коллектив и успешно решить задачи, поставленные Министерством геологии СССР. Изучение геологии о.Куба, Антильской островной дуги и Карибско-Мексиканского региона убедило К.А.Клещева в прогрессивности и плодотворности идей тектоники литосферных плит при решении задач нефтяной геологии. За короткий срок он с группой сотрудников кардинально изменил идеологию нефтегазописковых работ. На смену блоковой теории геологического строения нефтегазоносных бассейнов о.Куба Константин Александрович предложил модель горизонтально-слоистой тектоники, внедрение которой привело к открытию новых нефтяных залежей и месторождений в аллохтонных и автохтонных этажах юрско-палеогенового разреза (Варадеро Южное, Камариока, Бока-Харуко и др.). В 1975 г. под его руководством составлена, а в 1980 г. издана Тектоничес-



кая карта о.Куба, разработаны модели геологического строения месторождений, принципиально отличающиеся от традиционных. Все это привело к переоценке ресурсов углеводородов, позволившим увеличить добычу нефти в этой стране более чем на порядок. Опыт переинтерпретации геологического строения с позиций теории тектоники плит, полученный на Кубе, был распространен на территорию юга СССР и России.

В 1980—1990-е годы построены карты плитотектонического, нефтегазогеологического районирования СССР масштаба 1:5 000 000, разработаны модели геологического строения нефтегазоносных бассейнов, позволившие в 1998 и 2003 гг. составить программы геологоразведочных работ России на ближнюю и дальнюю перспективы. Эти программы способствовали выявлению новых зон нефтегазонакопления в разрезах рифтов, пассивных и активных континентальных окраин России. Таким образом, К.А.Клещев возглавил в России новое фундаментальное направление в нефтегазовой геологии — оценку перспектив нефтегазоносности и выработку направлений геологоразведочных работ на основе геодинамического анализа нефтегазоносных областей. По его инициативе во ВНИГНИ был создан отдел геологии и геодинамики нефтегазоносных территорий. Практическое применение результатов теоретических разработок позволило выявить новые нетрадици-

онные типы ловушек для нефти и газа в Предуралье и на Северном Кавказе, в поднадвиговых зонах юго-западного обрамления Прикаспийской впадины и в других областях Российской Федерации. Важное значение для расширения сырьевой базы Западной Сибири имели работы по оценке перспектив нефтегазоносности фундамента этого мегабассейна.

В 1980—1990-е годы Константин Александрович занимался внедрением своих идей путем обобщения геологии и нефтегазоносности крупных регионов. Под его редакцией составлены «Геодинамическая карта Северной Евразии», «Карта нефтегазогеологического районирования Северной Евразии на плитотектонической основе», «Карта нефтегазоносности Российской Федерации» масштабов 1:5 000 000 и др.

Идеи геодинамики в приложении к нефтяной геологии и практическим задачам поисков и разведки нефти и газа широко пропагандировались К.А.Клещевым посредством многочисленных публикаций. Он опубликовал более 100 статей и ряд монографий, в т.ч. «Новые теоретические предпосылки оценки перспектив нефтегазоносности» (1984), «Геология и геодинамика нефтегазоносных территорий юга СССР» (1986), «Геодинамика нефтегазоносных бассейнов» (1986), «Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа» (1995), «Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири» (2004), «Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики» (2008). Последняя крупная работа К.А.Клещева — двухтомное издание справочника «Нефтяные и газовые месторождения России» (2010), в котором приведена характеристика более 3,5 тысяч месторождений и 25 тысяч залежей нефти и газа, приведено нефтегазогеологическое районирование территорий и акваторий Российской Федерации (традиционное и по геодинамическим критериям). Цикл публикаций К.А.Клещева создал основу для перехода на новые принципы нефтегазогеологического районирования и переоценки ресурсов углеводородов Российской Федерации.

Константин Александрович являлся талантливым руководителем на всех этапах его трудовой деятельности. В 1981 г. К.А.Клещев был назначен заместителем, в 1989 — директором, в 2005 — генеральным директором ВНИГНИ. В 1994 г. избран Президентом Российской ассоциации геологов-нефтяников и газовиков, в 2007 г. назначен главным редактором журнала «Геология нефти и газа». Являясь директором ВНИГНИ, в годы перестройки и перехода отрасли на новые условия работы, К.А.Клещев сумел сохранить, сплотить и мобилизовать коллектив на решение задач поставленных руководством Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Федерального агентства по недропользованию «Роснедра».

В 2000-е годы К.А.Клещев обращал большое внимание на решение практических задач Федерального агентства по недропользованию. Он являлся на-

учным руководителем государственных контрактов: «Оценка перспектив нефтегазоносности недр Российской Федерации и обоснование направлений региональных геологоразведочных работ и лицензионной деятельности на среднесрочную перспективу» (2003), «Анализ состояния и перспектив воспроизводства сырьевой базы добычи нефти и газа на распределенном и нераспределенном фондах недр Российской Федерации» (2006), «Анализ и обобщение результатов региональных и поисково-разведочных работ на нефть и газ с целью создания уточненной схемы нефтегазо-геологического районирования территорий и шельфов Российской Федерации» (2009), «Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, субъектов федерации и крупных нефтегазоносных регионов по состоянию изученности на 01.01.2010 г.» (2009—2010 гг.).

Под руководством К.А.Клещева ВНИГНИ сохранил лидерство в отечественной нефтяной геологической науке и признание как в России, так и за рубежом.

Константин Александрович награжден орденом «Знак Почета», значком «Отличник разведки недр», «Почетный нефтяник» и дипломом «Почетный работник газовой промышленности», памятным знаком «300 лет горно-геологической службы России», Почетной грамотой Министерства природных ресурсов Российской Федерации. Имеет звание «Заслуженный геолог Российской Федерации».

В 1998 г. за оценку нефтегазового потенциала осадочных бассейнов мира ему присуждена Государственная премия Российской Федерации в области науки и техники.

Константин Александрович был молод сердцем и душой до последних дней своей жизни. Даже прикованный к постели он жил интересами института, справлялся о ходе выполнения темы по количественной оценке ресурсов углеводородов Российской Федерации, ожидал выхода в свет справочника «Нефтяные и газовые месторождения России», подготовленного во ВНИГНИ, обсудил содержание и составил оглавление третьего номера журнала «Геология нефти и газа» (последнего в его жизни). Скромный, открытый и доброжелательный к людям, высоко принципиальный, неиссякаемый оптимист, исключительно трудолюбивый, простой в общении человек, всегда готовый поделиться своими знаниями, профессор, он служил эталоном настоящего ученого и Человека. Таким Константин Александрович останется в памяти всех, кто его знал, кто с ним работал, кто учился у него. Светлая память о дорогом Константине Александровиче Клещеве сохранится в наших сердцах.

*Коллектив сотрудников и коллег ВНИГНИ
Редколлегия журнала*