

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2013

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

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

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

МОСКВА

МАТЕРИАЛЫ VII ВСЕРОССИЙСКОГО СЪЕЗДА ГЕОЛОГОВ

<i>Донской С.Е.</i> Выступление на открытии VII Всероссийского съезда геологов 24 октября 2012 года, г.Москва	4
<i>Попов А.П.</i> Доклад на VII Всероссийском съезде геологов 24 октября 2012 года, г.Москва	6
Резолюция VII Всероссийского съезда геологов . . .	12

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

<i>Ларочкина И.А., Докучаева Н.А., Андреева Е.Е.</i> Оценка перспектив нефтеносности рифейско-вендских отложений в Камско-Бельском авлакогене на территории Республики Татарстан	14
<i>Тюкавкина О.В.</i> Изучение геологических и геофизических параметров коллектора для построения модели	19

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

<i>Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.</i> Дистанционный прогноз проявлений кимберлитового магматизма в Южной Африке	24
<i>Берг Н.В., Богданов Б.П., Сиваш Н.С.</i> Стратиформная свинцово-цинковая минерализация в карбонатах Южного Тимана	30
<i>Беляев Е.В.</i> Рифтогенный контроль апатитового оруденения Балтийского щита и его склонов	36

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

<i>Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.</i> Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы	43
--	----

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

<i>Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г.</i> Продуктивность и рудоносность пород гранит-лейкогранитового комплекса на редкие земли, иттрий (Чаткало-Кураминская континентальная окраина)	59
<i>Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А.</i> Особенности состава литосферной мантии и перспективы коренной алмазности юга Сибирской платформы (по данным изучения химизма и редкоземельного состава пиропов)	70
<i>Гладков Е.А., Трифонов Н.С.</i> Влияние подземных рассолов на доломитизацию известняков по результатам моделирования	77

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

<i>Васильев Б.И., Советникова Л.Н.</i> Состав и возраст пород фундамента Тихоокеанской мегавпадины	83
---	----

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

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 4.02.2013. 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»

В соответствии с Распоряжением Правительства Российской Федерации от 28 января 2012 г. в период с 24 по 26 октября 2012 г. в г. Москва состоялся VII Всероссийский съезд геологов, собравший представителей всей геологической общественности страны.

Седьмой Всероссийский съезд геологов проводился под эгидой Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федерального агентства по недропользованию, Российского геологического общества и был призван рассмотреть ряд актуальных проблем геологической отрасли — фундамента российской экономики.

В рамках VII Всероссийского съезда геологов состоялись заседания круглых столов по следующим направлениям:

I. «Государственная политика и национальная сырьевая безопасность в сфере геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России — состояние, проблемы и стратегия развития».

II. «Региональное геологическое изучение недр территорий России — состояние и перспективы развития».

III. «Основные проблемы нефтегазовой геологии. Состояние ресурсной базы УВС России и перспективы ее развития».

IV. «Состояние сырьевой базы ТПИ России и перспективы ее развития».

V. «Подземные воды, региональное гидрогеологическое изучение и мониторинг состояния».

VI. «Состояние и проблемы геологической отрасли России (организационно-правовая структура, финансово-экономическое, техническое, кадровое и социальное обеспечение, профессиональные общественные объединения».

Также в рамках VII Всероссийского съезда геологов была проведена выставка «Российская геология: от съезда к съезду». На выставке можно было ознакомиться с экспозициями, подготовленными Роснедрами и подведомственными ему предприятиями, которые продемонстрировали достижения в сфере геологоразведочных работ, развитие и применение наукоемких технологий в изучении и освоении недр.

В работе съезда геологов приняли участие 1655 делегатов из 83 субъектов Российской Федерации и 893 участника и гостей съезда — представители научных, производственных и общественных геологических организаций, федеральных и региональных органов власти, иностранных делегаций.



С.Е.ДОНСКОЙ — Министр природных ресурсов и экологии Российской Федерации

Выступление на открытии VII Всероссийского съезда геологов 24 октября 2012 года, г.Москва

Уважаемые делегаты, участники съезда! Не будет преувеличением сказать, что *наш съезд* имеет значение, далеко выходящее за отраслевые и ведомственные рамки. Именно ваш труд, *труд геологов*, заложен в основу формирования индустриальной и оборонной мощи нашего государства, именно *вашими* усилиями сформирован минерально-сырьевой комплекс страны, который еще долгие годы будет надежным фундаментом стабильного развития России.

В недрах нашей страны сосредоточены уникальные запасы нефти, газа, золота, алмазов, угля, никеля, меди, редкоземельных металлов, позволяющие занимать нам *ведущие позиции* в мире и надежно обеспечивать минерально-сырьевую и стратегическую безопасность нашей Родины.

Геологическое изучение недр территории Российской Федерации, ее континентального шельфа, акваторий внутренних морей *необходимо* для осуществления проектов в области промышленности, строительства, обороны, экологии, мониторинга территории и еще много другого.

Россия по праву гордится высоко профессиональным многотысячным геологическим сообществом, создавшим *уникальную* минерально-сырьевую базу.

Решающий вклад в ее создание и развитие геологической службы внесли многие поколения российских геологов, ученых и практиков.

К ним, прежде всего, обращены наши слова *глубокой благодарности* и признательности.

Благодаря преданности своему делу, энтузиазму специалистов-геологов, *отрасль сохранила* славные традиции и высокие достижения российской геологии, пронесла их через непростые времена формирования современных условий хозяйствования.

Следует отметить огромный вклад и успехи *геологоразведчиков*, которые продолжают традиции старшего поколения в реалиях сегодняшнего дня. Многие из них, за-

вершив полевой сезон, находятся в этом зале. Их труд высоко оценен Правительством Российской Федерации. Большая группа специалистов-геологов награждена орденами, медалями и почетными званиями.

Сегодня геологическая отрасль — это **приоритетное** направление государственной политики.

Вместе с тем, несмотря на огромный минерально-сырьевой потенциал страны, обеспечение его дальнейшей устойчивости в условиях процессов глобализации, обострения конкуренции на международных рынках требует от нас **серьезных усилий**. Основные направления концентрации этих усилий определены в долгосрочной Стратегии развития геологической отрасли до 2030 г., утвержденной Правительством Российской Федерации в 2010 г. Этот документ является результатом совместной деятельности Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федерального агентства по недропользованию, Российской академии наук, общественных организаций.

Следует отметить, что такой документ на правительственном уровне был принят **впервые** в истории российской геологии. Он предусматривает разграничение полномочий государства и бизнеса в области недропользования, содержит меры развития государственного и предпринимательского секторов геологической отрасли, повышения инвестиционной привлекательности геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы.

Уверен, что на **главные вызовы** времени мы сумеем ответить **совместными** усилиями государства, бизнеса, геологического сообщества. Важно быть вместе. Работать вместе. Слышать друг друга. Мы обладаем **богатствами**, которым может позавидовать любая держава. Нужно только умело распорядиться ими и эффективно использовать эти ресурсы как для развития геологоразведочной отрасли, так и экономики в целом.

Надеюсь, что неотложные меры и взвешенные решения в этом направлении будут выработаны в ходе пленарного и секционных заседаний и найдут отражение в резолюции нашего съезда.

Желаю делегатам и участникам съезда плодотворной работы.



А.П.ПОПОВ — Руководитель Федерального агентства по недропользованию

**Доклад на VII Всероссийском съезде геологов
24 октября 2012 года, г.Москва**

Уважаемые делегаты, гости и участники VII Всероссийского съезда геологов!

Разрешите мне от имени Оргкомитета съезда, Коллегии Федерального агентства по недропользованию и от себя лично поздравить Вас с этим знаменательным событием!

Геологическая отрасль играет системообразующую роль в отечественной экономике. От ее эффективной работы во многом зависит положение дел в энергетике, нефтяной, газовой, горной, металлургической, химической, строительной, аграрной промышленности и народном хозяйстве в целом.

На современном этапе развития экономики, востребованность топливно-энергетических и иных видов минерального сырья стабильно увеличивается. Объемы добычи полезных ископаемых по-прежнему напрямую зависят от численности населения Земли и растут все возрастающими темпами. В геологическое изучение вовлекаются новые территории, создаются новые инфраструктурные кластеры. Поэтому с уверенностью можно утверждать, что и в среднесрочной перспективе минерально-сырьевая база будет оставаться фундаментом социально-экономического развития страны и главным источником финансовых поступлений в бюджет.

И в этом огромная заслуга вас и прошлых поколений геологов!

Дорогие коллеги!

Итоги состоявшегося в 2008 г. в Москве VI съезда геологов, показали, что минерально-сырьевая база страны во многом утратила возможность компенсировать издержки экономики, что кадровая и технико-технологическая отсталость отрасли и зависимость от зарубежного оборудования и технологий достигла своего предела.

Съезд проходил в условиях финансово-экономического кризиса, когда спрос на сырьевые товары, как и цены на них, резко упали. Конец 2008 г. и начало 2009 г. были очень тяжелым периодом.

Промышленное производство в нашей стране в 2009 г. сократилось по сравнению с 2008 г. почти на 11%. Наиболее устойчивым в кризисных условиях показал себя российский минерально-сырьевой комплекс — спад в нем был наименьшим. Если в обрабатывающих отраслях промышленности производство сократилось в среднем на 16%, то объем добычи золота и серебра увеличился на 20%; меди, никеля, цинка — на 3%; нефти и конденсата — примерно на 1%. Кризисные явления затронули лишь некоторые отрасли российского минерально-сырьевого комплекса. Добыча природного газа в 2009 г. упала более чем

на 15%, угля — на 11%, железной руды — на 7%, калийных солей — почти на 40%, фосфорных руд, алмазов, платиноидов — на 5%.

Однако, уже во втором квартале 2009 г. появились признаки выздоровления мировой экономики, а в 2011 г. кризисные явления в российском минерально-сырьевом комплексе были практически преодолены.

Так, по данным министерства энергетики, в 2011 г. добыча нефти в России составила 511 млн.т, что является абсолютным рекордом. Никогда с момента распада СССР Российская Федерация не производила столь значительного объема нефти.

Добыча газа в 2011 г. также составила рекордные 667 млрд.м³.

За истекшие четыре года геологами была проделана большая работа, и многие важные рекомендации предыдущего съезда были выполнены:

разработана и одобрена Правительством Российской Федерации Стратегия развития геологической отрасли на период до 2030 г.;

восстановлена структура Всероссийского государственного геологического фонда;

упрошен доступ к фондовой информации;

приостановлена приватизация государственных геологических предприятий;

создано государственное акционерное общество «Росгеология»;

снят ряд ограничений по освоению запасов на флангах и нижележащих горизонтах выявленных месторождений;

решен ряд вопросов в сфере законодательного обеспечения недропользования.

В это же время реализованы многие важные инфраструктурные проекты:

введен в эксплуатацию магистральный газопровод «Северный поток», что позволило стабилизировать и обезопасить поставки российского газа на европейский рынок;

запущен магистральный нефтепровод Восточная Сибирь—Тихий океан, позволивший перераспределить экспортные потоки российской нефти, в том числе открыть путь в Китай, рынок которого является одним из крупнейших в мире;

на Ямале введено в эксплуатацию уникальное Бованенковское месторождение природного газа;

сделаны первые шаги по освоению Арктического шельфа, где в Печорском море ведется обустройство Приразломного месторождения нефти;

произведена переоценка запасов золоторудных месторождений Наталкинское и Сухой Лог. На сегодняшний день это крупнейшие в мире объекты, которые вместе с спутниками позволят увеличить годовую добычу золота в стране более чем на 100 т;

на Сахалине введен в эксплуатацию завод по сжижению попутного газа и магистральный газопровод Сахалин—Хабаровск—Владивосток.

Геологи имеют самое прямое отношение к этим событиям.

В то же время, часть рекомендаций VI съезда так и осталась не реализованной. Так:

требуют актуализации принятые в 2003 г. и явно не отвечающие современным условиям «Основы госполитики в области использования минерального сырья и недропользования»;

остается не решенным ряд вопросов в разграничении сфер ответственности государства и недропользователей в области геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы;

темпы роста объемов геологоразведочных работ на основные виды полезных ископаемых по-прежнему отстают от темпов роста добычи;

в связи с особенностями действия Федерального Закона № 94 о закупках острой остается проблема размещения государственного заказа в области геологоразведки;

остается дискуссионным вопрос о целесообразности разработки и внедрения заявительного механизма предоставления права пользования недрами с целью геологического изучения;

необходимо модернизировать систему учебно-производственных центров повышения квалификации специалистов и подготовки рабочих кадров.

И это далеко не все проблемы отрасли требующие решения. На некоторых из них остановлюсь более детально.

В мире идет естественный процесс глобализации минерально-сырьевого комплекса, в рамках которого оптимизируется размещение производств, минимизируются затраты на добычу, переработку, транспортировку сырья и производство конечной продукции. Многие развитые государства сворачивают политику полного самообеспечения сырьем. В результате, добывающие предприятия закрываются в Европе и Северной Америке, и концентрируются в Австралии, Южной Америке, Африке, т.е., в регионах, где

имеются месторождения качественных руд, требующих минимальных затрат на добычу. В то же время энергоемкие, например, электролизные производства возводятся в России, странах Ближнего Востока и других регионах, располагающих дешевой электроэнергией.

Надо ли нам в таких условиях пытаться обеспечить себя абсолютно всеми видами минерального сырья? Может быть по этому вопросу съезд скажет свое веское слово?

Еще одной тенденцией в некоторых странах мира является постепенное замещение небольших месторождений богатых руд, крупными, а часто гигантскими с бедными и труднообогатимыми рудами.

Рост затрат на разработку таких месторождений, связанный с низкими содержаниями, компенсируется огромными объемами переработки руд.

Так, еще 30 лет назад в мире разрабатывались медные месторождения с содержанием 2%, а в настоящее время основная масса меди извлекается из медно-порфировых месторождений с содержанием до 1%. В Магаданской области объекты с содержанием золота порядка 10 г/т в советское время всерьез не рассматривались, а сегодня здесь готовится к освоению Наталкинское месторождение со средним содержанием золота в рудах до 2 г/т.

Аналогичная ситуация и в нефтегазовой отрасли. Все больший вклад в мировую добычу вносят «нетрадиционные» и более затратные энергоносители, такие как сланцевый газ, угольный метан, тяжелая нефть, нефтеносные. Добыча «нетрадиционной» нефти в Канаде началась лишь чуть более 10 лет назад, а сейчас ее доля в нефтедобыче страны составляет 55%. В США стремительно расширяется добыча, так называемого, сланцевого газа, за последние 5 лет она выросла в 8 раз. Увеличивается доля сжиженного газа, который на мировом рынке начинает теснить трубопроводный.

Геологам хорошо известна и другая тенденция. Добыча полезных ископаемых постепенно смещается из районов с развитой инфраструктурой в слабо освоенные регионы, в т.ч. на шельф. Так, на повестке дня уже сегодня стоит вопрос о масштабном освоении нефтегазовых месторождений в Восточной Сибири и на шельфе Западной Арктики, что, так же ведет к удорожанию геологоразведочных работ.

В связи с этим, важнейшее значение приобретают научные, тематические и региональные работы.

Одним из главных условий воспроизводства минерально-сырьевой базы является формирование фонда перспективных поисковых площадей. В советское время его формирование достигалось за счет значительных объемов геолого-съемочных работ с общими поисками. Эти работы выполнялись силами десятков тысяч квалифицированных специалистов.

В условиях современной России вернуться к существовавшей системе невозможно. Мы в значительной мере утратили кадровый потенциал геологов-съемщиков. Произошли серьезные организационно-структурные изменения в отрасли.

Поэтому вопрос государственной поддержки региональных, тематических и прикладных научных исследований крайне актуален. При этом в своей работе мы должны максимально и на системной основе использовать созданную поколениями геологов информацию о недрах.

Информационные ресурсы отрасли должны быть доступны в цифровых форматах. Необходимо освободиться от элементов дублирования геологических данных, повысить степень их достоверности, актуальности и доступности рядовому пользователю.

Геологическая изученность России формируется на базе мелко- и среднемасштабного геологического картографирования, научных и тематических исследований. Степень геологической изученности, высокое качество и открытость геологической информации должны обеспечивать нашей стране конкурентные преимущества в борьбе за инвестиции в геологоразведку и освоение новых перспективных территорий. И здесь ключевая роль в генерации новых идей, концепций и технологий отводится ученым академической, отраслевой и вузовской науки.

Совершенно очевидно, что устойчивая работа добывающих отраслей промышленности возможна лишь в том случае, если процесс локализации ресурсов, оценки и разведки запасов идет непрерывно и компенсирует погашенные при добыче запасы сырья в недрах.

Начиная с 2005 г., ситуация с восполнением выбывающих запасов нефти, газа, золота, угля и других полезных ископаемых, относительно стабилизировалась. В то же время, несмотря на позитивные валовые показатели по приросту запасов и, прежде всего углеводородов, в добывающих секторах сохраняется опасность снижения достигнутых объемов добычи.

Новыми открытиями компенсируется не более 30—50% добычи основных видов минерального сырья. Остальная часть прироста запасов обеспечивается за счет доразведки и переоценки действующих и ранее открытых месторождений. Среди вновь открываемых месторождений преобладают мелкие объекты. Поддержание за их счет достигнутых уровней добычи в долгосрочной перспективе будет проблематично.

Новые перспективные центры добычи нефти, и в первую очередь Восточная Сибирь, далеко не в полной мере обеспечены разведанными запасами.

Ни для кого не секрет, что нарушение баланса между локализацией ресурсов, приростом запасов и добычей, которое на протяжении многих лет наблюдалось в России по большинству видов полезных ископаемых, в основном связано с недостаточными объемами геологоразведочных работ.

В настоящее время физические объемы геологоразведочных работ в России не превышают 25% от уровня 1991 г. и нуждаются в кратном увеличении. Без этого воспроизводство минерально-сырьевой базы не реализуемо.

Дискуссии в ходе работы Оргкомитета по подготовке нашего съезда показали, что отрасль в очередной раз стоит перед сложным выбором:

либо идти по пути дальнейшего сокращения финансового участия государства в воспроизводстве минерально-сырьевой базы с одновременным усилением регулятивных функций. Бюджетные деньги в таком случае должны тратиться на научные, тематические, региональные и информационные геологические исследования. Основным объемом финансирования геологического изучения должен обеспечиваться недропользователями;

либо наращивать роль государства в геологическом изучении недр и воспроизводстве минерально-сырьевой базы за счет кратного увеличения объемов госбюджетного финансирования с включением в сферу ответственности государства выполнения поисково-оценочных работ.

В другом случае возможным источником финансирования могут стать отчисления компаний-недропользователей в фонд воспроизводства запасов по принципу воспроизводства минерально-сырьевой базы (ВМСБ) или перевод части налога на добычу полезных ископаемых (НДПИ) на проведение геологоразведочных работ за счет средств федерального бюджета.

Хочу напомнить, что при введении НДПИ, в его структуру вошла только половина ранее существовавшей ставки отчислений на ВМСБ, а вторая половина так и осталась в распоряжении компаний для обеспечения финансирования геологоразведочных работ. Это порядка 500 млрд.руб. в год!

Именно такой объем финансирования, по мнению наших экспертов, необходим для компенсации выбывающих запасов. А фактические объемы финансирования геологоразведочных работ за счет средств недропользователей в настоящее время не превышают 180 млрд.руб. в год, хотя все бремя воспроизводства запасов в соответствии с действующими директивными документами и логикой замены фонда ВМСБ на НДПИ лежит именно на недропользователях.

Прежде всего это связано с тем, что крупные добывающие компании обеспечены запасами на длительную перспективу и слабо мотивированы вкладывать финансовые средства в геологоразведку. Получив в пользование лучшие месторождения, они не видят смысла «закапывать деньги в землю». В условиях рыночной экономики трудно ожидать от них иного поведения.

В то же время за последние 6 лет затраты на геологоразведку в нашей стране увеличились в 5 раз, как за счет внебюджетных источников, так и за счет средств федерального бюджета, т.е. на сегодняшний день объемы геологоразведочных работ в России вышли на уровень, который еще совсем недавно казался недостижимым. Другое дело, что внебюджетные средства в основном нацелены на доразведку и освоение уже известных месторождений, вместо поисков новых объектов.

Поэтому главной задачей геологоразведки в настоящее время является формирование «поискового задела» — перспективных участков, которые имеют шанс стать полноценными месторождениями. По мнению многих экспертов, решением проблемы выявления новых месторождений может стать привлечение в геологоразведку малого и среднего бизнеса, которого в России пока не существует из-за специфики нашего законодательства о недрах. Не секрет, что в развитых сырьевых странах поисковыми работами занимаются в основном небольшие частные компании на условиях коммерческого риска. Для того чтобы в России возникли такие компании, а поисковые работы превратились в коммерческую сферу деятельности, необходимо внести в законодательство о недрах ряд кардинальных изменений.

Надеюсь, что участники съезда сумеют проанализировать состояние этой непростой проблемы и дать свои профессиональные рекомендации.

Со своей стороны, хотелось бы напомнить высказывания Президента России Владимира Владимировича Путина в Совете Федерации в июне 2012 г.: «Нужно больше внимания уделять вопросам геологоразведки, настраивать этот механизм на более эффективную работу. Но, что самое главное, нужно выделять соответствующие ресурсы, создавать соответствующие государственные структуры, которые бы решали эту проблему. Полностью переложить эту работу на частные компании, которые, вроде бы, должны заботиться о своих запасах и последующей капитализации, действительно не очень эффективно.

Если мы хотим думать о будущем страны, о восстановлении минерально-сырьевой базы, то, конечно, нужно вкладывать именно государственные средства, потом, может быть, возвращая их при передаче недропользователю».

Еще раз хочу подчеркнуть, что от грамотного и своевременного решения этих вопросов зависит будущее геологии, и мы должны осознавать всю ответственность принимаемых нами решений.

Буквально несколько слов скажу о континентальном шельфе, изучение которого в последние годы является одним из приоритетных направлений геологоразведочных работ.

Уже сегодня порядка 10% его углеводородного потенциала переведено в категорию запасов. Практически все они находятся в распределенном фонде недр.

Открытия последних 15 лет показали, что Арктический бассейн, где по оценкам геологов сосредоточено свыше 30% мировых ресурсов нефти и газа, в долгосрочной перспективе может стать главным мировым центром добычи углеводородов. На это указывает и то, что уже сегодня арктические государства резко активизировали свою деятельность по ведению научных исследований в этой акватории, с целью закрепления через комиссию ООН внешних границ своего континентального шельфа.

Выполненные Роснедрами в 2010—2012 гг. три высокоширотные геологоразведочные экспедиции в Арктике дали нам шанс закрепить за Россией в Комиссии ООН по границам континентального шельфа 1,2 млн. км².

Существуют разные мнения по поводу того, кто, когда и за счет каких средств должен вести геологическое изучение континентального шельфа. Безусловно, по этому вопросу должна быть выработана единая позиция и есть надежда, что в ходе обсуждения соответствующей тематики в рамках круглых столов, мы получим профессиональное обоснование возможных сценариев развития работ в этой области.

Сегодня как никогда актуальна проблема объективного геолого-экономического анализа и учета запасов полезных ископаемых.

Вы хорошо знаете, что такое фактор времени в геологии. От открытия крупного месторождения и до ввода его в эксплуатацию проходит 10 лет и более. Затраты же на геологоразведку окупаются только за счет прибыли, полученной на стадии добычи от продаж товарной продукции. Таким образом, любые запасы, разведанные, но не введенные в эксплуатацию, — это и «замороженные» деньги инвестора, и, прежде всего, «замороженные» налоги государства.

Необъективная оценка ресурсов и запасов влечет за собой неэффективные затраты в геологоразведку со стороны недропользователей и государства. Кроме того, это потеря времени и потенциала развития экономики страны.

Следовательно, переход на новую классификацию запасов, которая бы полностью учитывала экономические параметры месторождений, является ключевой задачей. Я думаю, делегаты съезда обсудят весь комплекс связанных с этим проблем.

Наряду с достоверным учетом разведанных запасов полезных ископаемых не менее значимой задачей является полнота их извлечения из недр. Возможность максимально полного извлечения полезных ископаемых напрямую зависит от качества экспертизы проектной документации на разработку месторождений.

Как известно, в настоящее время согласно статье 23 пункт 2 Закона Российской Федерации «О недрах» технические проекты и вносимые в них изменения до утверждения пользователем недр подлежат согласованию только с межведомственной комиссией, создаваемой Роснедрами.

Данная комиссия является коллегиальным органом, действующим, как правило, на общественных началах. При этом проведение всестороннего анализа обоснованности представленных проектных решений по разработке месторождений законодательством не предусмотрено.

Назрела необходимость в законодательном порядке ввести обязательную государственную экспертизу проектной документации по аналогии с государственной экспертизой запасов полезных ископаемых. На мой взгляд, проектная документация должна рассматриваться государственной комиссией по разработке месторождений.

Такой подход позволит обеспечить принятие обоснованных решений по выбору наиболее эффективных технологий разработки месторождений полезных ископаемых.

Теперь хочу затронуть проблему технико-технологического обеспечения отрасли.

За последние годы в мире произошло существенное обновление и расширение спектра применяемых технических средств и технологий, прогноза, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Появились и широко используются системы прямого картирования и диагностики минерального вещества, исключаящие негативное воздействие субъективного фактора. В этих условиях нашей задачей

является внедрение новейших технологий в практику геологоразведочных работ. Прежде всего необходимо стимулировать отечественные научно-технические разработки. При этом изучать и использовать результаты работ лучших зарубежных ученых.

И о самом главном — о людях!

Несмотря на трудности прошедших лет, мы смогли сохранить геологические традиции, костяк специалистов настроенных на творческую и системную работу, неравнодушных и преданных нашему общему делу.

Следует не только сохранять, но и приумножать наше главное достояние — специалистов геологов. В современных условиях новая техника и технологии, используемые в геологоразведочных работах, неизбежно ведут к повышению требований к квалификации рабочего, технического и инженерного персонала. Разумеется, вознаграждение за труд специалистов, владеющих современными технологиями и обеспечивающих эффективное решение задач воспроизводства минерально-сырьевой базы, должно быть конкурентоспособным на существующем рынке труда.

Уважаемые делегаты!

В заключение еще раз хочу отметить основные задачи, стоящие перед геологической службой страны в долгосрочной перспективе:

1. Считать увеличение объемов геологоразведочных работ важнейшей государственной задачей, от успешного решения которой напрямую зависит состояние минерально-сырьевой базы, и возможность эффективной реализации государственных программ социально-экономического развития России.

2. Законодательно закрепить в федеральном бюджете целевую статью на геологическое изучение недр и воспроизводство минерально-сырьевой базы, определив объем финансирования работ данного направления как процент от НДПИ, либо воссоздать фонд воспроизводства минерально-сырьевой базы.

3. Взамен принятых в 2003 г. и явно устаревших «Основ государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования» нам необходимо разработать новый документ: «Основы государственной политики в области геологического изучения недр, воспроизводства минерально-сырьевой базы и недропользования».

4. Законодательно разграничить зоны ответственности государства и бизнеса в сфере геологического изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы. Разработать и внедрить новую классификацию запасов углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых, отвечающую требованиям рыночной экономики.

5. Законодательно закрепить экспертизу проектов разработки месторождений полезных ископаемых за Федеральным органом исполнительной власти, управляющим государственным фондом недр, придав ей статус Государственной экспертизы.

6. Разработать и обеспечить поэтапную реализацию программы технического переоснащения государственных геологических предприятий.

Уважаемые делегаты и гости съезда!

Мы ждем от Вас объективного и профессионального анализа текущего положения отрасли, оценки ее готовности отвечать вызовам в долгосрочной перспективе на глобальном уровне, выделения ключевых проблем и путей их решения.

Уверен, что VII Всероссийский съезд геологов будет способствовать решению важных проблем, накопленных в отрасли, оценке роли и места минерально-сырьевой базы страны в динамике развития современной России.

Резолюция VII Всероссийского съезда геологов

В работе VII Всероссийского съезда приняли участие более 2000 специалистов, представителей академической и отраслевой науки, предприятий геологического профиля, недропользователей, смежных министерств и ведомств, Правительства и палат Федерального Собрания Российской Федерации.

В адрес участников съезда поступили приветствия от Президента России, Председателя Правительства, Совета Федерации и Государственной Думы Российской Федерации.

Современные общественно-политические и экономические процессы и преобразования в России и в Мире предопределяют необходимость поиска эффективных направлений и механизмов развития геологической отрасли и минерально-сырьевого комплекса России в целом.

Делегаты и участники VII Всероссийского съезда геологов отмечают, что в период между VI и VII съездами Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральное агентство по недропользованию и Российское геологическое общество приложили значительные усилия по реализации рекомендаций VI Всероссийского съезда геологов.

Разработана и утверждена Правительством Российской Федерации «Стратегия развития геологической отрасли до 2030 года», в законодательство внесены изменения и дополнения, повышающие инвестиционную привлекательность недропользования, обеспечено расширенное воспроизводство ряда важнейших видов полезных ископаемых. Несмотря на кризис 2008—2009 гг., в основном удалось сохранить производственный и кадровый потенциал отрасли. Была приостановлена приватизация государственных предприятий геологоразведочного профиля. На базе 38 геологических предприятий создано государственное открытое акционерное общество «Росгеология».

VII Всероссийский съезд геологов констатирует:

1. Геологическая отрасль по-прежнему остается базовым системообразующим сегментом экономики России. Минерально-сырьевой комплекс России обеспечивает более 50% доходной части федерального бюджета. Благодаря труду геологоразведчиков в прошлом и в настоящем Россия продолжает оставаться сырьевой сверхдержавой как по ресурсному потенциалу, так и по производству минерального сырья. В то же время, устойчивая работа добывающих отраслей промышленности возможна лишь в том случае, если процесс локализации ресурсов, оценки и разведки запасов идет непрерывно и компенсирует погашенные при добыче запасы сырья в недрах.

2. Профессиональные навыки и традиции горно-геологического образования позволяют геологоразведчикам России в кратчайшие сроки осваивать современные технологии геологического изучения, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Усиление роли Российской геологической науки в создании и внедрении таких технологий является насущной, востребованной задачей геологов России, требующей государственной поддержки.

3. Совершенствование нормативно-правовой базы, проводимое в последние годы, положительно сказывается на повышении инвестиционной привлекательности геологоразведочных работ и снижении излишних административных барьеров. Тем не менее, в этой области остаются нерешенными ряд проблем законодательного уровня, в частности — неполнота регулирования вопросов геологического изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы, оборота геологической информации, создание условий для развития юниорных геологических компаний, повышение конкурентоспособности минерально-сырьевой базы, в том числе в связи с вступлением России в ВТО.

4. Поддержание объемов финансирования в кризисные годы позволило сохранить позитивные валовые показатели по приросту запасов некоторых видов полезных ископаемых, прежде всего, углеводородов. Однако, эти результаты получены, в основном, путем доразведки и переоценки ранее открытых месторождений. Новые открытия сдерживаются резким снижением объемов региональных, научно-исследовательских и поисковых работ, которые не превышают 25% от уровня 1991 г.

5. Обостряются проблемы количественных и качественных характеристик разведанных запасов углеводородов как в новых (Восточная Сибирь, шельф), так и в традиционных центрах добычи (Западная Сибирь, Волго-Уральский регион).

6. Значительный резерв в формировании поискового задела заключается не только в росте физических объемов геологоразведочных работ, но и в повышении их эффективности, информативности, достоверности.

7. В современных условиях реализация ресурсного потенциала невозможна без актуализации основных документов, регулирующих геологоразведочные работы — Классификаций запасов углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых, Положения о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям, Правил проектирования и Регламентов разработки месторождений полезных ископаемых.

8. Повышение обоснованности решений по выбору наиболее эффективных вариантов разработки месторождений и полноте извлечения разведанных запасов полезных ископаемых диктует необходимость законодательного закрепления государственного статуса экспертизы технических проектов разработки месторождений.

9. Действующее законодательство в области государственных закупок (94-ФЗ от 21.07.2005 и др.) не в полной мере учитывает специфику геологоразведочных работ, что приводит к снижению их эффективности и качества. Несовершенна и система ценообразования геологоразведочных работ, базирующаяся на устаревших нормах и расценках.

10. Отсутствует целенаправленное финансирование технического и технологического перевооружения специализированных государственных геологических предприятий, выполняющих основной комплекс работ по государственному заказу.

11. Снижается престижность геологических профессий и качество подготовки специалистов. Обостряются социальные и кадровые проблемы, вызванные отсутствием государственной поддержки, прежде всего молодых специалистов.

VII Всероссийский съезд геологов рекомендует Федеральному Собранию и Правительству Российской Федерации, Министерству природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральному агентству по недропользованию:

1. Считать усиление геологоразведочных работ важнейшей государственной задачей, от успешного решения которой зависит состояние минерально-сырьевого комплекса страны и возможность реализации Государственных программ социально-экономического развития России.

2. Разработать и принять поправки в Закон «О недрах», конкретизирующие вопросы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы, оборота геологической информации, создания условий для развития юниорных геологических компаний, повышения конкурентоспособности минерально-сырьевой базы.

3. Утвердить Государственную программу «Воспроизводство и использование природных ресурсов» включающую подпрограмму «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр».

4. Для обеспечения расширенного воспроизводства минерально-сырьевой базы законодательно закрепить в федеральном бюджете целевую статью затрат на геологическое изучение недр и воспроизводство минерально-сырьевой базы, формируемую за счет отчисления определенного процента от суммы НДС и разовых платежей за пользование недрами. Освободить от уплаты НДС геологоразведочные работы, выполняемые по государственному заказу.

5. Учесть специфику геологоразведочных работ при внесении изменений в законодательство о государственных закупках. Разработать и внедрить современные руководящие документы определения контрактной цены геологоразведочных работ.

6. Разработать и ввести в действие новые документы, регулирующие геологоразведочные работы: Классификации запасов углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых, Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям, Правила проектирования и Регламенты разработки месторождений полезных ископаемых.

7. Закрепить на законодательной основе за Федеральным агентством по недропользованию функцию по государственной экспертизе проектных документов разработки месторождений.

8. Разработать и принять целевую государственную программу технического и технологического перевооружения государственных геологических предприятий и учреждений.

9. Принять меры по сохранению специализированных геологических учреждений среднего профессионального образования, переданных в ведение субъектов Российской Федерации.

10. Разработать и реализовать мероприятия социальной поддержки ветеранов, работников и молодых специалистов геологической отрасли, включая вопросы роста заработной платы, обеспечения жильем, охраны труда, достойного материального вознаграждения за открытие месторождения.

Делегаты и участники VII Всероссийского съезда геологов выражают признательность оргкомитету съезда за его организацию и проведение, и поручают Министерству природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральному агентству по недропользованию, Российскому геологическому обществу обобщить предложения и рекомендации участников VII Всероссийского съезда геологов, разработать и утвердить план мероприятий по реализации Резолюции съезда и обеспечить регулярный мониторинг его исполнения.

Делегаты и участники съезда считают необходимым:

Направить Резолюцию съезда в адрес Президента Российской Федерации, Правительства и Федерального Собрания Российской Федерации.

Очередной VIII Всероссийский съезд геологов провести в 2016 году.

Оценка перспектив нефтеносности рифейско-вендских отложений в Камско-Бельском авлакогене на территории Республики Татарстан

И.А.ЛАРОЧКИНА, Н.А.ДОКУЧАЕВА, Е.Е.АНДРЕЕВА (Государственное бюджетное учреждение Институт проблем экологии и недропользования Академии наук Республики Татарстан (ГБУ ИПЭН АН РТ); 420087, Республика Татарстан, г.Казань, ул.Даурская, д.28)

Геолого-геофизический комплекс исследований направлен на прогнозирование перспективных объектов в рифейско-вендских отложениях на западном борту Камско-Бельского авлакогена. Определяющие геологические предпосылки — выступы-поднятия в эрозионной поверхности пород кристаллического фундамента, интрузивные тела и палеовулканические образования, фиксируемые в геофизических полях сейсмо-, грави- и магниторазведкой, данными глубокого бурения скважин и тектонические разломы длительного действия, в т.ч. кольцевые и линейные.

Ключевые слова: геофизические методы, рифейско-вендские отложения, залежи углеводородов, перспектива нефтеносности.

Ларочкина Ирина Андреевна, Irina.Larochkina@tatar.ru

Докучаева Нина Абрамовна

Андреева Евгения Евгеньевна, aee8277@rambler.ru

Estimation of oil-bearing perspective of Riphean-Vendian sediments in Kama-Belsky aulacogen at Republic Tatarstan territory

I.A.LAROCHKINA, N.A.DOKUCHAEVA, E.E.ANDREEVA

The complex of geological and geophysical studies is aimed at the prediction of perspective objects in the Riphean-Vendian sediments on the west side of the Kama-Belsky aulacogen. The geological prerequisites is represented by tectonic faults for long-term actions, including circular and linear, protrusions in the erosion surface of the crystalline basement rocks, intrusive bodies and paleovolcanic formation, fixed in geophysical fields of seismic, gravity, magnetic data and deep drilling.

Key words: geophysical methods, Riphean-Vendian sediments, deposits of hydrocarbons, oil-bearing perspective.

Результаты геологического исследования кристаллического фундамента древних платформ на базе геофизических методов и глубокого бурения свидетельствуют о том, что кристаллическое основание имеет блоковое строение и является мобильной, постоянно развивающейся системой, в которой в результате различных деструктивных процессов формируются специфические межблоковые геологические образования — зоны деструкции. И, естественно, зона деструкции является долгоживущим объектом, оказывающим непосредственное влияние на формирование отложений осадочного покрова. Разломная тектоника, платформенный магматизм и рифообразование выступают как взаимосвязанная система геологических процессов, которые определяют условия формирования структур и имеют не только пространственную, но и генетическую связь с распределением залежей углеводородов в осадочном чехле [1, 3, 7].

В связи с этим обнаружение по геофизическим данным структурных форм различного происхождения является одной из основных задач поиска новых

перспективных объектов в отложениях осадочного чехла. Используя данные легких геофизических методов и сейсморазведки методом ОГТ можно прогнозировать нефтеперспективные объекты как в традиционно нефтеносных для Республики Татарстан палеозойских отложениях, так и в толще протерозойского комплекса.

К основным объектам, способствующим формированию ловушек углеводородов в отложениях осадочного чехла, включая и предмет исследования — рифейско-вендские отложения, относятся тектонические разломы длительного действия, интрузивные тела, внедрившиеся по разломам в породы фундамента и, зачастую, прорвавшие отложения рифейско-вендского комплекса, а также структуры их облекания [2, 5, 6].

Перечисленные объекты фиксируются определенными параметрами аномальных геофизических полей. Выявляя по материалам грави-, магнито- и сейсморазведки моногеничные аномалии (прогнозные объекты), можно существенно сузить площадь поис-

ка объектов в осадочном чехле, оказавших влияние на формирование ловушек углеводородов.

Наличие многочисленных интрузивных тел основного состава, внедрившихся по разломам кристаллического фундамента и прорвавших отложения нижних горизонтов осадочного чехла, подтверждает тот факт, что разломы имели связь с глубинными магматическими очагами. Так, проявления рифейско-вендского (1,7 млрд.лет) магматизма интрузивного и эффузивного характера были зафиксированы при бурении скважин на Азеве-Салаушской, Варзи-Ятчинской, Кучуковской, Мензелино-Актанышской и других площадях Республики Татарстан, вскрывших в рифейско-вендских отложениях породы диабазовой формации.

Многоэтапность формирования разреза в раннем и позднем протерозое, внедрение тел гранитоидов и, по меньшей мере, двух разновозрастных интрузий основного состава, развитие трещиноватости и активность гидротермальных процессов свидетельствуют о длительной и унаследованной высокой тектонической активности изучаемой территории.

Система тектонических нарушений, по которым транспортировались интрузивные тела и характеризующаяся унаследованным развитием, создает условия для образования структурно-литологических и тектонически-экранированных геологических объектов в рифейско-вендских отложениях, часть из которых может быть ловушками нефти, т.е., как и для отложений палеозоя, в отложениях рифейского комплекса можно ожидать существование нескольких типов геологических объектов, способных стать ловушками углеводородов.

Объекты, потенциально перспективные на поиски антиклинальных ловушек в рифейско-вендских отложениях, могут быть приурочены к эрозионным выступам, осложняющим фрагменты переработанных погребенных гряд кристаллического фундамента, а также к новообразованным выступам, сформированным интрузивными телами магматических пород основного состава, синхронных по времени с образованием авлакогена. Совместный анализ и обобщение данных грави-, магниторазведки и сейсмических разрезов позволяет обозначить комплекс методических приемов выделения аномалиеобразующих, способных формировать ловушки углеводородов в рифейско-вендских отложениях, которые, на взгляд авторов статьи, могут аккумулировать и сохранять залежи углеводородов в отложениях рифейско-вендского комплекса, так как в указанных отложениях имеются все необходимые геологические предпосылки для формирования ловушек и контролируемых ими залежей нефти.

Так, по данным скважин глубокого бурения пласты-коллекторы перекрываются регионально развитыми и достаточно мощными (25 м и более) толщами аргиллитов и глинистых алевролитов, которые могут

служить флюидоупорами. Следовательно, в геологическом разрезе рифейско-вендских отложений, выполняющих ложе Камско-Бельского авлакогена на территории Республики Татарстан, существуют все условия для формирования залежей углеводородов — присутствие пород-коллекторов, пород-флюидоупоров и замкнутых структурных форм. В связи с этим рифейско-вендскую толщу в пределах Республики Татарстан также как и на сопредельных территориях Удмуртии и Пермской области, где открыты залежи нефти в аналогичных отложениях, можно оценивать как потенциально нефтеперспективную [2, 4, 5, 6].

Методические приемы выявления нефтепоисковых объектов основаны на совокупном анализе материалов грави-, магнито-, сейсморазведки и данных глубокого бурения. Задачей комплексной интерпретации геофизических данных для поисков потенциальных ловушек углеводородов и в итоге залежей нефти является выявление пространственной взаимосвязи фиксируемых геофизических параметров с особенностями геологического строения изучаемого разреза.

Определяющим в интерпретации аэромагнитных исследований являлось следующее:

наиболее интенсивные положительные аномалии магнитного поля вызывают основные изверженные породы (габбро-диабазы и диабазы), которые внедрялись по разломам в толщу кристаллического фундамента и нижние горизонты осадочного чехла;

породы осадочного чехла практически немагнитные, следовательно, не имеют сколько-нибудь заметного влияния на исходное магнитное поле.

В интерпретации проведенных гравиметрических исследований определяющим материалом в исследованиях являются карты локальных аномалий методом вариаций со значениями радиусов трансформации 2, 4 и 6 км.

Основным материалом для уточнения наличия или отсутствия в отложениях протерозоя прогнозно-перспективных объектов-аномалий, выявленных грави- и магниторазведкой, служат разрезы временного сейсмического поля. Необходимо отметить, что в волновом сейсмическом поле, представляющем собой внутреннее строение глубокозалегающих рифейско-вендских отложений, четко прослеживающихся на значительные расстояния, отражений нет. Низкочастотный характер записи и наклон в сторону осевой части Камско-Бельского авлакогена можно считать отличительной чертой отражений, полученных от рифейско-вендской толщи (рис. 1). В связи с этим приоритетом выявления структуроформирующих объектов, к которым относятся эрозионные останцы поверхности докембрийского фундамента, интрузивные тела, биогермные массивы и структуры их облекания, являются площадные данные поля силы тяжести и аэромагнитного поля.

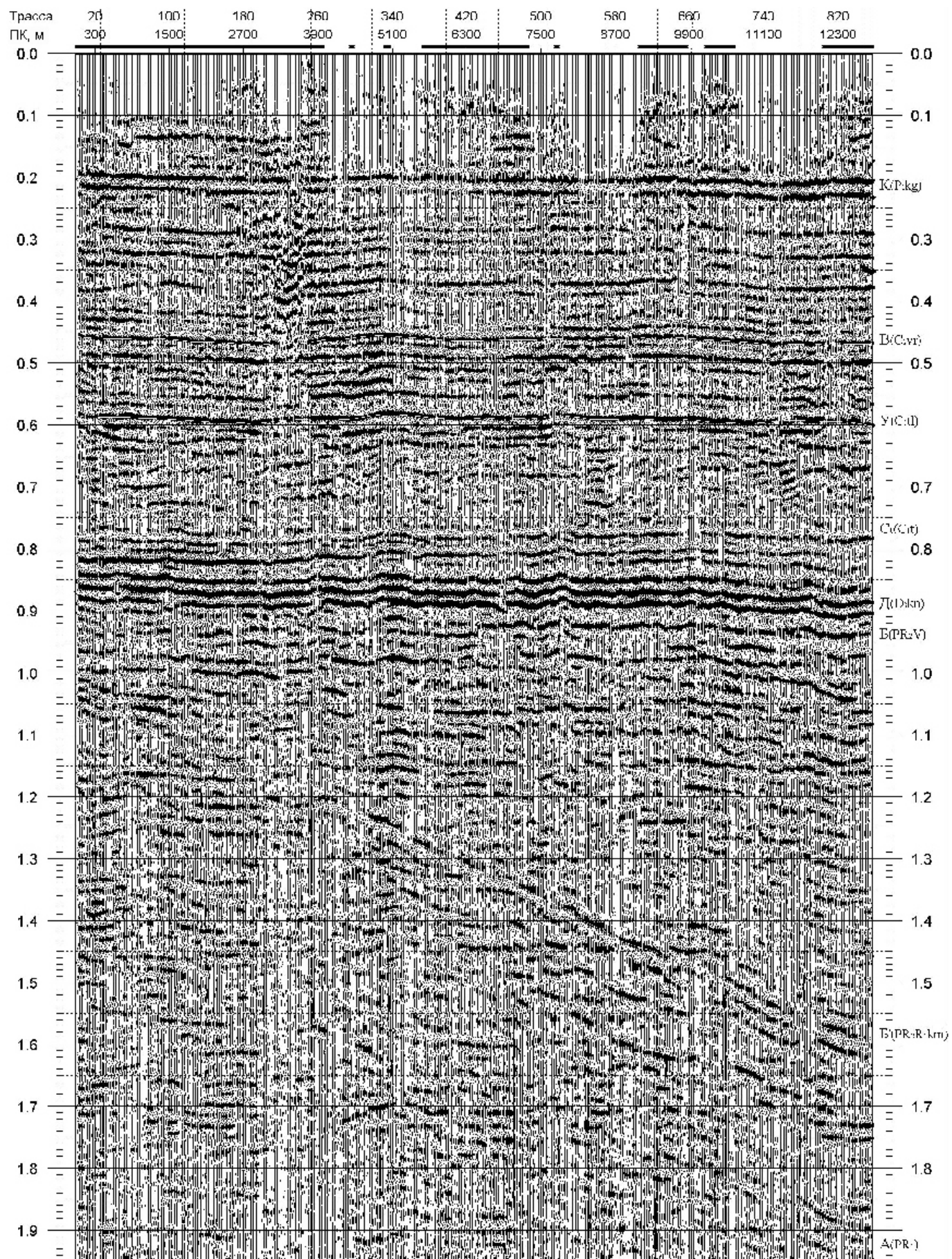


Рис. 1. Пример отражения в волновом сейсмическом поле моноклиально-валообразного залегания пород рифейско-вендского комплекса

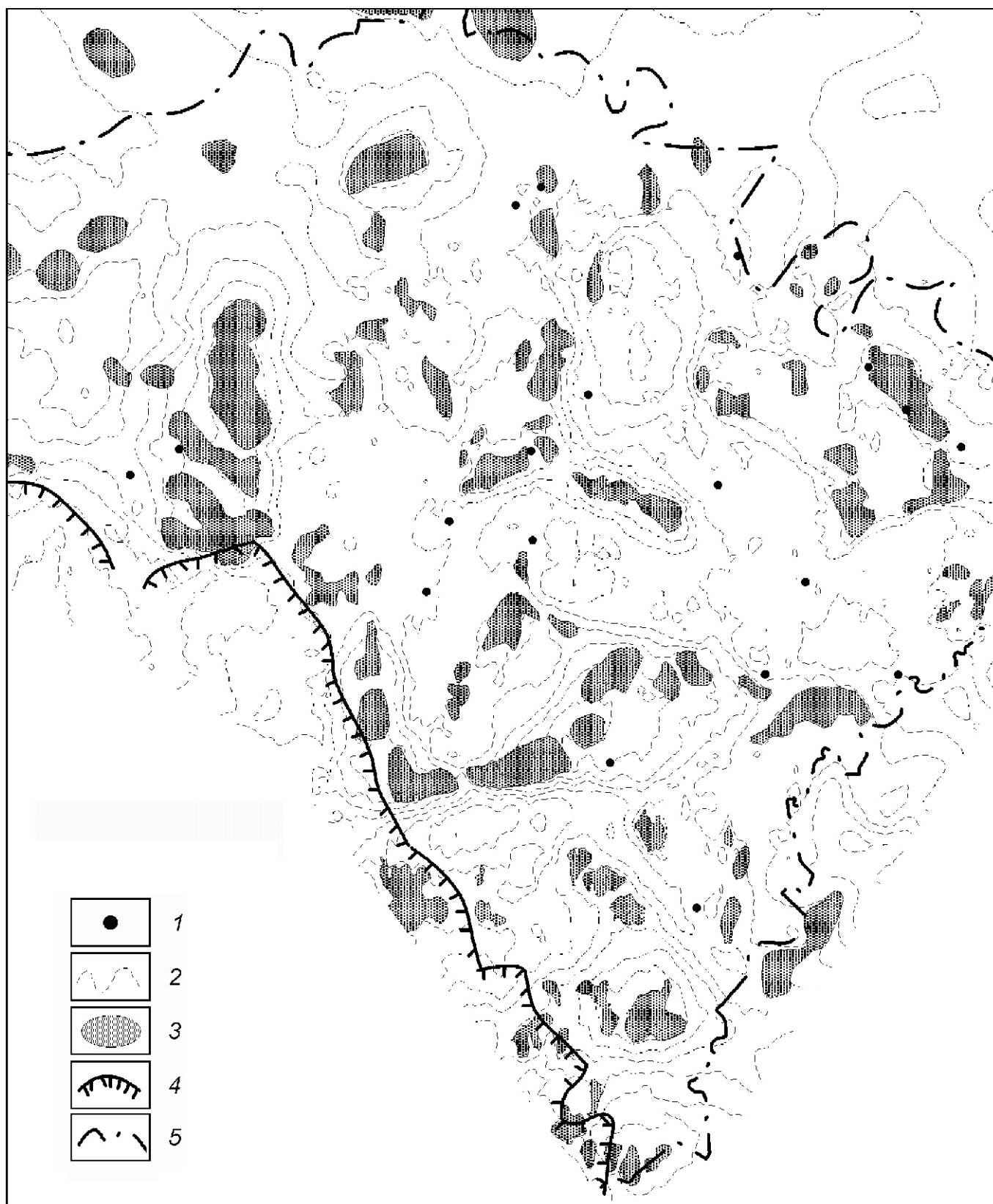


Рис. 2. Фрагмент схемы распространения прогнозно-перспективных объектов в пределах Мензелино-Актанышской площади Республики Татарстан:

1 — скважина глубокого бурения; 2 — изоаномалы (R_{tr} 6 км); 3 — прогнозно-перспективные аномалиеобразующие объекты; границы: 4 — распространения рифейско-вендских отложений, 5 — Республики Татарстан

Перечисленные объекты в поле силы тяжести фиксируются, как правило, локальными аномалиями положительного знака. При соответствии в плане положительных аномалий поля силы тяжести положительным аномалиям магнитного поля аномалиеобразующими объектами являются интрузивные тела повышенной плотности и основности, внедрившиеся по разломам и осложнившие структурно-тектонический план вышележащих отложений, включая протерозойские образования и отложения девонской системы. Такие аномалиеобразующие объекты перспективны на обнаружение ловушек углеводородов как в отложениях палеозоя, так и протерозоя.

При плановом соответствии положительной аномалии поля силы тяжести временной аномалии, прослеживаемой в интервале глубин протерозойских отложений, но не нашедшей отражения в отложениях палеозоя, объект, сформировавший вышеуказанные аномалии, относится к прогнозно-перспективным объектам на обнаружение ловушек углеводородов непосредственно в рифейско-вендских отложениях, т.е. совокупный анализ геолого-геофизических данных позволяет на качественном уровне картировать однородные объекты (или зоны) в интервалах глубин залегания как палеозойских, так и протерозойских отложений, и тем самым прогнозировать их стратиграфическую и, возможно, генетическую принадлежность.

Выделяя из общего числа выявленных аномалий «приразломные», прогнозируем местоположение объектов, генетически связанных с зоной динамического влияния разрывного нарушения и ассоциирующихся с интрузивными телами, а также со структурами их облекания. Часть магматических тел, не доходя до поверхности дна бассейна, деформировала и видоизменяла структурный план уже отложившихся осадков. Таким образом, объекты, перспективные на поиски антиклинальных ловушек в рифейско-вендских отложениях, могут быть приурочены как к эрозионным выступам кристаллического фундамента, так и к выступам, сформированным интрузивными телами пород основного состава.

Комплексный геолого-геофизический анализ данных сейсмо-, грави-, магниторазведки и глубокого бурения, использование «тектономагматического» поискового признака, основанного на связи нефтеносности осадочного чехла и проявлений рифейско-магматизма, будут способствовать раскрытию углеводородного потенциала не только рифейско-вендского комплекса пород, но и осадочного чехла в целом в пределах погребенных авлакогенов, окружающих своды. Таким образом, картирование границ интрузивных тел основного состава с использованием геофизических характеристик магматических об-

разований, связь которых с нефтеносностью осадочного чехла уже подтверждена глубоким бурением, должно входить в комплекс мероприятий проведения геологоразведочных работ по выявлению залежей нефти на территории Камско-Бельского авлакогена, включая рифейско-вендские отложения.

Постановка целенаправленных геологоразведочных работ в пределах прогнозно-перспективных объектов, выявленных комплексом геофизических данных на юго-западном борту Камско-Бельского авлакогена (рис. 2), позволит оценить нефтеперспективность отложений рифейско-вендского комплекса северо-восточной части Республики Татарстан.

В заключение необходимо также отметить, что поиск залежей нефти в отложениях рифейско-вендского комплекса в качестве самостоятельного объекта может рассматриваться лишь при наличии дополнительных благоприятных условий залегания вышележащих традиционно нефтеперспективных горизонтов палеозоя, т.е. каждое из поднятий (объектов) требует индивидуального подхода. В связи с этим можно констатировать, что точку заложения сверхглубоких и глубоких скважин со вскрытием всей толщи рифейско-вендских образований необходимо согласовывать и корректировать с данными комплексного геолого-геофизического обобщения всех имеющихся материалов и только после тщательного и скоординированного анализа определить наиболее перспективное размещение для бурения глубокой скважины на поиски углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боронин В.П., Степанов В.П., Гольштейн Б.Л. Геофизическое изучение кристаллического фундамента Татарии. — Казань: Изд-во Казанского университета, 1982.
2. Докучаева Н.А., Арефьев Ю.М., Андреева Е.Е. Характер залегания рифейско-вендских отложений по данным легких геофизических методов и сейсморазведки // Георесурсы. 2010. № 3(35). С. 7—9.
3. Докучаев С.А., Докучаева Н.А., Андреева Е.Е. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы Волго-Камской антеклизы и возможная природа Ромашкинского месторождения // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 75—78.
4. Ларочкина И.А., Сухова В.А., Валеева И.Ф. Некоторые аспекты прогноза перспектив нефтеносности рифейско-вендских отложений в Камско-Бельском авлакогене // Георесурсы. 2010. № 3(35). С. 10—14.
5. Ларочкина И.А., Докучаева Н.А., Андреева Е.Е. Прогноз и перспективы выявления ловушек углеводородов в рифейско-вендских отложениях в Камско-Бельском авлакогене (северо-восток Республики Татарстан) // Нефтяное хозяйство. 2012. № 3. С. 14—16.
6. Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. В 2-х частях. — М.: ВНИИОЭНГ, 1994.
7. Мальшиев Н.А. Разломы европейского северо-востока СССР в связи с нефтегазоносностью. — Л.: Наука, 1986.

Изучение геологических и геофизических параметров коллектора для построения модели

О.В.ТЮКАВКИНА (Сургутский институт нефти и газа (филиал) государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Тюменский государственный нефтегазовый университет» (ТюмГНГУ), кафедра нефтегазового дела; 628404, Тюменская обл., ХМАО, г.Сургут, ул.Энтузиастов, д.38)

Обоснована актуальность детального изучения геолого-геофизических данных с целью построения 3D моделей, выявления зон остаточных запасов нефти в пределах сложнопостроенных коллекторов месторождений Сургутского свода. Проведено построение геологических моделей на основании изучения геолого-геофизических параметров пласта ЮС_x в три этапа. На первом этапе изучены литолого-палеогеографические условия, проведены фациальные и другие исследования, на втором в базу данных внесены геолого-промысловые параметры, на третьем выполнено построение геологических моделей с использованием программ: Ecrin, Isoline, Surfer.

Ключевые слова: геологические модели, литолого-петрографические исследования, геолого-геофизические исследования, 3D модели.

Тюкавкина Ольга Валерьевна, tov.sing@mail.ru

Studying of geological and geophysical parameters of collector for creation of model

O.V.TYUKAVKINA

The work settles down the actual necessity of detailed research of geological and geophysical data with the aim of revealing constructions 3D models, of residual oil reserves zones within limits of complexly built collectors of oilfields of Surgut arch. Creation of geological models were carried out on the basis of studying of geologo-geophysical parameters of a layer of ЮС_x to three stages. At the first stage litologo-paleogeograficheskyy conditions were studied, fatsialny researches are carried out, etc., at the second stage in a database are brought geologo-trade parameters, at the third stage creation of geological models with use of programs was executed: Ecrin, Isoline, Surfer.

Key words: geological models, litologo-petrographic researches, geologo-geophysical researches, 3D models.

В настоящее время остается актуальной задача построения адекватной геолого-технологической модели пласта-резервуара, для решения которой необходимо собрать полный комплект литолого-палеогеографических данных, петрографических характеристик пород.

В рамках существующего регламента по созданию постоянно действующих геолого-технологических моделей нефтяных и нефтегазовых месторождений [2] большое значение придается изучению литологии и минералогии пород-коллекторов, отмечается, что построение геологических моделей позволяет обосновать методики технологических процессов разработки месторождения и выбрать наиболее эффективные мероприятия по ее регулированию, а так же принять и обосновать те или иные проектные решения.

В данной статье приведены результаты исследований юрских коллекторов, полученные с использованием технологии исследования полноразмерного керна с применением продольной и поперечной распиловки, изготовления стандартных образцов, фотографирования в дневном и ультрафиолетовом свете, измерения профильной проницаемости и скорости прохождения продольных и поперечных волн, изуче-

ния керна материала горизонта ЮС_x месторождения центральной части Сургутского свода. При выполнении работы было описано более 100 шлифов для более 100 образцов, определены коллекторские свойства (пористость, проницаемость, нефтенасыщенность, водоудерживающая способность и др.). Коэффициент вытеснения нефти водой, химическими реагентами, газом, проницаемость по жидкости и газу с учетом термобарических условий пластов определялись с использованием установки Coretest CFS-830. Карбонатность горных пород устанавливалась в лаборатории Сургутского института нефти и газа на установке «Кадометр».

На первом этапе исследований было обращено особое внимание на изучение литолого-палеогеографических условий и литолого-петрографического состава, проведение исследований керна, минералогических характеристик коллекторов горизонта ЮС_x, который стратиграфически приурочен к отложениям тюменской свиты средней юры. Литологически горизонт сложен комплексом континентальных и речных отложений, чередованием песчано-алевритовых и глинистых пород, часто встречаются маломощные пропластки плотных карбонизированных пород с

разной степенью карбонатизации. В пределах горизонта ЮС_х выделено два литофациальных типа пород [1]. К первому литофациальному типу относятся коллекторы русловых отложений, баров, кос, представленные песчаниками средне- и мелкозернистыми, хорошо и среднеотсортированными. Для них характерно низкое содержание глинистого цемента, обычно не превышающее 5%. В составе глинистой компоненты преобладает каолинит, в значительно меньшем количестве присутствуют хлорит и гидрослюда. Хлоритовые пленки иногда имеют крустификационное строение.

Участки пласта, сложенные преимущественно коллекторами первого литофациального типа, образуют вытянутые тела и поддаются картированию. В среднем проницаемость этих коллекторов $16,9 \cdot 10^{-3}$ мкм², открытая пористость 17,1%, водоудерживающая способность 43,8%, нефтенасыщенность достигает 60%. Породы первого литофациального типа преимущественно распространены в восточной части исследуемой площади.

Второй литофациальный тип пород связан с фациями временных потоков, отложений разрывных потоков, песков разливов и верхней части русловых фаций с пониженным гидродинамическим режимом седиментации. Породы этого типа представлены песчаниками мелкозернистыми алевроитистыми и алевролитами, широко распространены в западной части исследуемой площади. Алевролиты и мелкозернистые песчаники встречаются так же в пойменных фациях песков разливов и береговых валов, реже русловых фациях. Они характеризуются большим содержанием глинистого цемента (10—15%) с преобладанием в его составе хлорита и гидрослюда. Размер открытых пор меньше, и они чаще изолированы друг от друга. Заметную роль играет кварцевый регенерационный цемент. В породах наблюдается сидеритизация биотита. Среднее значение открытой пористости составляет 14,6%, проницаемости $2,18 \cdot 10^{-3}$ мкм², водоудерживающей способности 62,8% нефтенасыщенности 30—40%.

Можно отметить, что породы горизонта ЮС_х претерпели значительные вторичные изменения, особенно заметные в коллекторах первого литофациального типа. В процессе вторичных преобразований в этих коллекторах развился карбонатный цемент, содержание которого достигает 8%. Кальцит выполняет поры, снижая общую пористость и проницаемость. По гидрослюдистому цементу и слюде развивается сидерит, образующий крупные сидеритовые стяжения. Наиболее распространенными аутигенными материалами являются лейкоксен (1—2%), пирит (1—2%) и сидерит (1—7%). Отмечается развитие регенерационного кварцевого цемента, дополнительно снижающего фильтрационно-ёмкостные свойства пород. Результаты изучения литолого-петрографических параметров коллекторов по месторождениям центральной части Сургутского свода были пред-

ставлены в работе [1]. Некоторые особенности литологического состава пород приведены на рис. 1, Б.

При интерпретации геофизических исследований (рис. 2) в пределах пласта можно выделить 3 литологических типа коллекторов. Кровельная и основная части пласта ЮС_х представлены песчаниками средне- и мелкозернистыми, крупнозернистыми алевролитами (тип 1), центральная — песчаниками и алевролитами с карбонатным цементом, достигающим 5% (тип 2), а также терригенными породами, в которых содержание карбонатного цемента составляет 8—10%, кальцит выполняет поры, что значительно снижает фильтрационно-ёмкостные свойства пласта (тип 3).

При интерпретации геофизических данных, в частности кривых КС и ПС, можно отметить, что в типе 1 разреза песчаные прослои выделяются одинаково хорошо. При этом пс имеет высокие значения (0,7—0,9). Для типа 2 разреза характерно снижение значения пс до 0,4—0,7. Наибольшие сложности вызывает тип 3 разрезов, характеризующийся наименьшими значениями пс (0,1—0,4). В данном типе разреза высокие значения пс 0,3—0,4, возможно, связаны с пиритизацией пород-коллекторов или с изменением состава поровых вод, сопряженных с этим процессом.

В результате проведенной корреляции с учетом литолого-петрографических особенностей и установленных фильтрационно-ёмкостных свойств в разрезе горизонта ЮС_х можно выделить два самостоятельных интервала — пласты ЮС_х¹ и ЮС_х².

По результатам интерпретации данных объемной 3D сейсморазведки в пределах исследуемой площади в центральной части Сургутского свода выявлена узкая зона замещения коллекторов субмеридионального направления, разделившая нефтяную залежь пласта ЮС_х на две (западная и восточная). Зона глинизации коллекторов уверенно выделяется по 3D сейсморазведке, наличие этой зоны также подтверждается разным уровнем ВНК в восточной и западной частях исследуемой площади.

На втором этапе работы в базу данных программ Ecrin, Isoline вносились геолого-промысловые параметры горизонта ЮС_х, залегающего на глубинах 2834—2890 м. Нефтенасыщенность пласта установлена в двух залежах (восточная и западная). Нефтяные залежи разделены между собой полосой глинизации коллектора. Коэффициент песчанистости разреза пласта ЮС_х изменяется от 0,05 до 0,6. Площадь залежи достигает 100 км². Общая мощность пласта 9,3—35 м. Минимальные значения общей мощности в основном приурочены к крыльевым частям исследуемой структуры. Резкое увеличение мощности наблюдается в восточном направлении. Эффективная мощность составляет 1,3—7,0 м. В целом пласт ЮС_х характеризуется небольшой нефтенасыщенной мощностью.

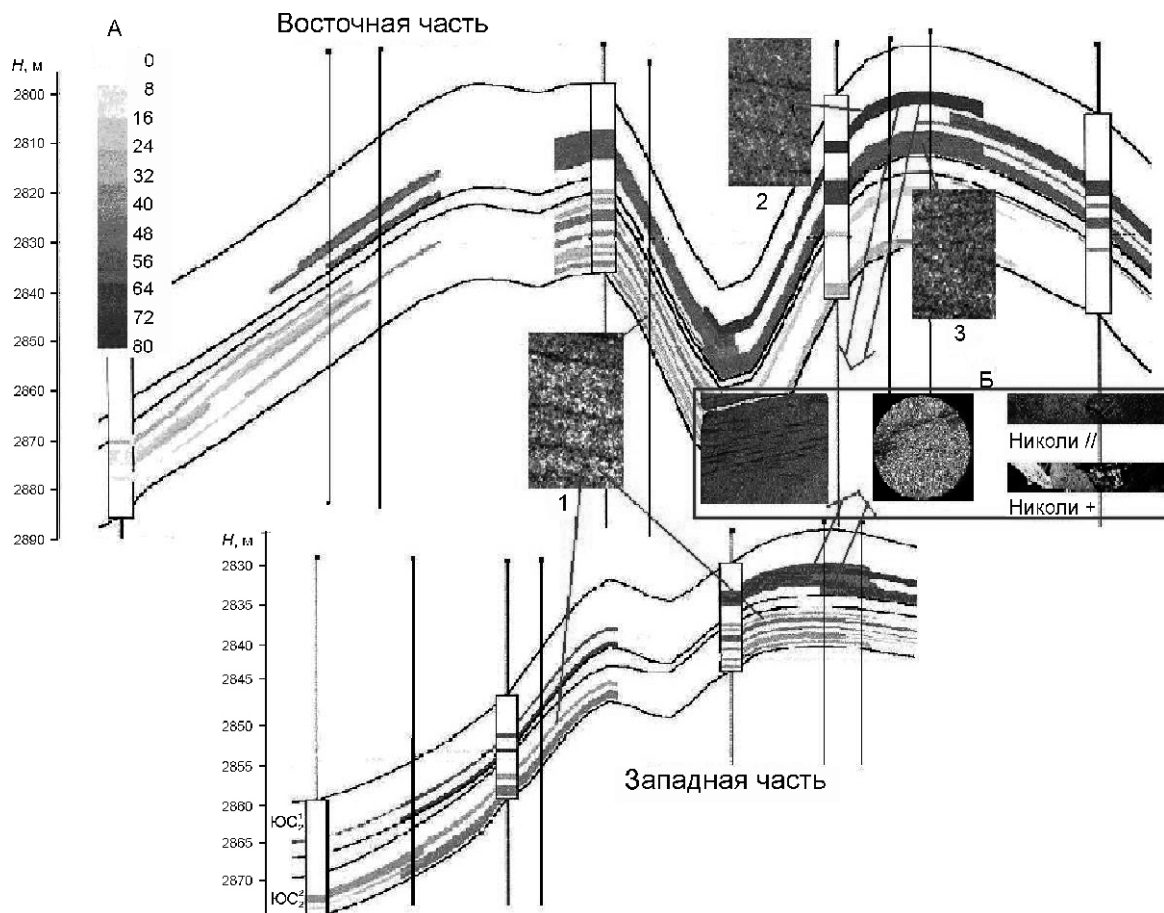


Рис. 1. Геологические разрезы восточного и западного участков площади месторождения центральной части Сургутского свода:

1 — песчаники средне- и мелкозернистые (содержание карбонатного цемента 8—10%); 2 — песчаники средне- и мелкозернистые, крупнозернистые алевролиты; 3 — песчаники и алевролиты с карбонатным цементом 5%; А — нефтенасыщенность (в %); Б — песчаник серый, мелкозернистый, по трещинам развит кальцит, обломочный материал 60—70% породы; размер обломков 0,08—0,02 мм; кварц и полевые шпаты содержатся примерно в равных количествах, их 90% обломков

Для детализации модели были учтены характеристики каждого самостоятельного пласта ЮС_x^1 и ЮС_x^2 , некоторые особенности пласта ЮС_x , необходимые для построения действующей модели, приведены ниже:

1. Нефтяная залежь пласта ЮС_x^1 в восточном участке характеризуется как пластовая сводовая, в западной части структуры она литологически экранированная. Залежь имеет размеры 23 9 км и амплитуду до 30 м. Площадь залежи 90 км².

Западная нефтяная залежь пласта ЮС_x^1 в пределах восточного и западного участков — пластовая сводовая, южного и северного участков ограничена зоной глинизации (литологически экранированная). Размеры залежи 20 8 км, амплитуда до 35 м, площадь 46 км². Общая мощность пласта ЮС_x^1 12,5—25 м. Минимальное значение мощности пласта отмечается в пределах южного участка и увеличивается к центральной части исследуемой структуры. Эффектив-

ная мощность составляет 10,6 м на юго-западном участке.

Пласт обладает небольшой расчлененностью, число пропластков не больше двух, в западном и юго-западном участках число пропластков увеличивается до четырех.

2. Пласт ЮС_x^2 отделяется от вышележащего пласта ЮС_x^1 глинистой перемычкой мощностью 1,5 м. Размеры нефтяной залежи пласта 13 7 км, амплитуда до 23 м. Залежь вытянута в субмеридиональном направлении, в восточном участке пласт объединяется с пластом ЮС_x^1 . Следовательно, можно предположить, что залежи пластов ЮС_x^1 и ЮС_x^2 в восточной части имеют между собой гидродинамическую связь.

Зона замещения коллекторов частично ограничивает залежь с запада, поэтому она определяется как пластовая сводовая, частично литологически экранированная. Пласт ЮС_x^2 обладает гораздо большей степенью неоднородности, чем вышележащий ЮС_x^1 .

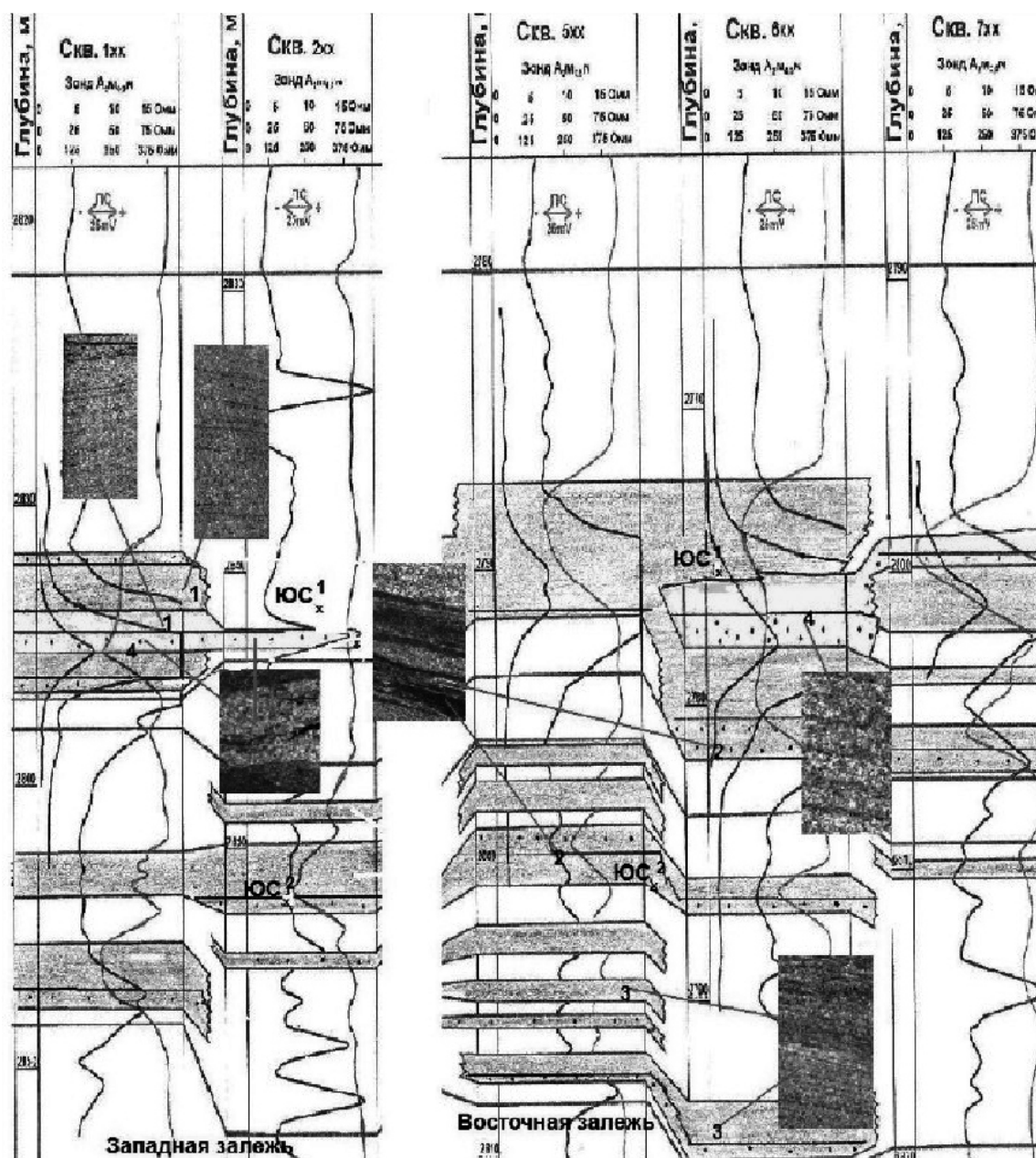


Рис. 2. Сопоставление геолого-промыслового материала полученного при изучении керна с данными ГИС:

1 — песчаники средне- и мелкозернистые; 2 — песчаники и алевролиты с карбонатным цементом (5%); 3 — песчаники мелкозернистые и крупнозернистые алевролиты; 4 — терригенные породы, с содержанием карбонатного цемента 8—10% (кальцит выполняет поры, что значительно снижает фильтрационно-ёмкостные свойства пласта ЮС_х)

Расчлененность пласта практически на всей территории залежи больше двух пропластков.

На этапе 3 на основе геологической информации, полученной по результатам бурения и испытания разведочных скважин, интерпретации геофизических исследований скважин, исследования образцов керна и пластовых флюидов, интерпретации 3D сейсморазведки построена трехмерная геологическая модель горизонта ЮС_х месторождения центральной части Сургутского свода. Визуализация карт выполнена посредством программы «Surfer» (рис. 3). Построенная модель пласта ЮС_х не является окончательно сформированной и по

мере поступления новой геолого-промысловой информации будет дополнена и детализирована.

Для построения геологической модели в базу данных программ Ecrin, Isoline были внесены результаты геолого-геофизических и лабораторных исследований, установленные при работе с кернаым материалом. По результатам анализа материалов для построения 3D геологических моделей можно отметить, что при моделировании необходимо использовать различные программные модули позволяющие: создавать и модифицировать данные по месторождению, производить архивацию данных, работать с

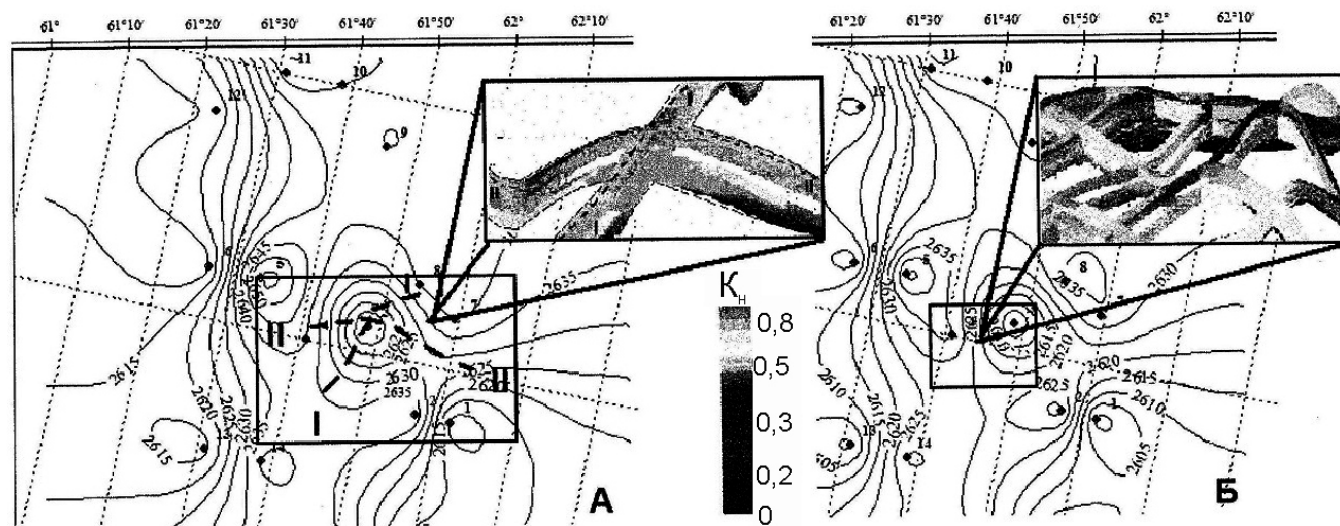


Рис. 3. Построение геологической модели горизонта ЮС_х месторождения центральной части Сургутского свода:

А — 3D модель с выделением участков, представленных терригенным коллектором и глинистыми пропластками, по профилям I и II в западной части месторождения; Б — 3D модель пласта ЮС_х в восточной части месторождения; К_н — коэффициент нефтенасыщенности

внешними пакетами обработки геологической информации;

использовать совместимые пакеты различных программ, в которых можно отображать обзорные карты изучаемых месторождений;

создавать объемную модель геологического объекта, рассчитывать кубы параметров и производить операции над ними, строить разрезы по различным плоскостям;

создавать файлы, в которых определяется число и форма реперов, число скважин и информация по ним, степень детализации модели;

создавать базу данных по геологическим пластам месторождения, содержащую координаты скважин, границы пластов горизонта, результаты интерпретации геофизических исследований скважин и др. [3].

В заключение следует сделать ряд выводов:

1. Проектирование систем разработки предполагает комплексное совместное использование детальной цифровой трехмерной адресной геолого-математической модели, учитывающей основные особенности геологического строения залежей, тип коллекторов, неоднородность, фильтрационно-ёмкостные характеристики продуктивных пластов, физико-химические свойства насыщающих флюидов, механизм моделируемых процессов разработки, геометрию размещения скважин, возможность задавания и изменения режимов их работы.

2. Горизонт ЮС_х представлен на исследуемой площади двумя зональными интервалами (пласты ЮС_х¹ и ЮС_х²) и двумя нефтяными залежами (западная и восточная). Восточная — основная для разработки и

характеризуется более мощным нефтенасыщенным пропластком горизонта ЮС_х¹.

3. Пласт ЮС_х¹ обладает более монолитным строением, он менее расчленен, опесчанен и имеет более высокие коллекторские свойства. Нижний пласт ЮС_х² значительно расчленен, прослои коллекторов более тонкие, фильтрационно-ёмкостные свойства хуже по сравнению с ЮС_х¹.

4. Нефтенасыщенная зона в горизонте ЮС_х занимает площадь 60 км², что составляет 40% от всей площади горизонта.

5. В результате проведенных исследований на основе всей имеющейся информации с помощью специализированных программных комплексов и с учетом горизонтальных ячеек 50 50 м, построена трехмерная геологическая модель горизонта ЮС_х.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Костеневич К.А., Федорцов И.В. Влияние седиментационных и постседиментационных процессов на формирование коллекторов Быстринского месторождения. Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных и газонефтяных месторождений Сургутского региона / Научные труды СургутНИПИнефть. Вып. 3. — Екатеринбург: Изд-во «Путеведь», 2001. С. 106—116.
2. Регламент по созданию постоянно-действующих геолого-технологических моделей нефтяных и газонефтяных месторождений. РД 153-39-0-047-00. — М., 2000.
3. Тюкавкина О.В., Ешимов Г.К. Построение 3D моделей на основе изучения геолого-геофизических характеристик коллекторов группы АС центральной части Сургутского свода / Сб. материалов VI Международной научно-практической конференции: Перспективы развития информационных технологий. — Новосибирск: Изд-во «СИБПРИНТ», 2012. С. 52—57.

Дистанционный прогноз проявлений кимберлитового магматизма в Южной Африке

Ю.Н.СЕРОКУРОВ, В.Д.КАЛМЫКОВ (ООО «Институт дистанционного прогноза руд»; г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, д.40, корп.1)

Приведены результаты специализированного анализа дистанционных материалов низкого и среднего разрешения в Южной Африке с целью выделения признаков очагов активизации, которые в совокупности обеспечивают миграцию кимберлитов из мантии к поверхности. Использовано два варианта дистанционной прогнозной модели, позволяющие выделять наиболее перспективные участки для формирования районов кимберлитового магматизма.

Ключевые слова: прогноз, алмазы, космические снимки, дистанционные модели, Южная Африка.

Серокуров Юрий Николаевич, idpr@yandex.ru
Калмыков Виктор Дмитриевич

Remote areas forecast kimberlitovogo magmatism in southern Africa

Y.N.SEROKUROV, V.D.KALMYKOV

The results of the specialized analysis of remote material of low and medium resolution in South Africa to highlight signs of revitalization, which together provide a migration of kimberlites of the mantle to the surface. Used two variants of remote predictive model that allow you to select the most promising sites for the formation of regions kimberlitovogo magmatism.

Key words: prognosis, diamonds, space images, remote model, South Africa.

Роль Южной Африки в истории добычи алмазов огромна, так как именно здесь впервые были обнаружены их коренные месторождения, связанные с кимберлитами, а также богатейшие прибрежно-океанические россыпи. В настоящее время здесь имеется несколько самостоятельных государств (Южно-Африканская Республика, Лесото, Свазиленд, Намибия, Ботсвана и Зимбабве), на территории которых известны сотни кимберлитовых тел, а также десятки коренных и россыпных месторождений алмазов.

Первая документированная находка алмаза в ЮАР на берегу р.Оранжевая относится к 1867 г., а затем в течение всего нескольких лет были открыты кимберлитовые трубки Ягерсфонтейн и Дутоиспан (1870), Булфонтейн, Де Бирс и Кимберли (1871), Вессельтон (1890), Премьер (1896). К настоящему времени месторождения алмазов известны в провинциях Трансвааль, Северной Капской, Оранжевой и Малый Намакваленд. В Лесото кимберлиты начали искать лишь с 1955 г. и сразу обнаружили алмазоносную трубку Као, а затем Летсенг-ля-Терае в горах на высоте 3200 м над уровнем моря. В настоящее время в стране обнаружено более 250 кимберлитовых тел трубчатой и дайкообразной морфологии. В Свазиленде известно две трубки и около 80 даек кимберлитов в районе Доколвайо, а на севере в Элане россыпь с мелкими алмазами. В Намибии ранняя алмазодобыча связана с эксплуатацией прибрежных к Атланти-

ческому океану россыпей от устья р.Оранжевая на юге до залива Концепшн на севере в полосе шириной 5—20 км. С 1961 г. здесь ведется добыча алмазов и с морского дна. В Гебеоне, в округах Берсебе, Бетании, в верхнем течении рек Зеленая и Буйволовая, на северо-востоке недалеко от Сикерети также обнаружено более 50 трубок и даек кимберлитов. В Ботсване кимберлиты установлены в 1967 г. под плащом более поздних осадков после 12-летних целенаправленных поисков компанией «Де Бирс». Свыше 100 кимберлитовых тел сосредоточены в Северном и Юго-Восточном районах, а на месторождениях Орапа, Летлахане и Джваненг добываются алмазы исключительно высокого качества. В Зимбабве известны дайки и силлы кимберлитов в районе Комбо, древние алмазоносные галечники и современные аллювиальные россыпи к юго-западу от г.Гвело в депрессии Сомабула.

Таким образом, южная часть Африканского континента представляет собой яркий пример широкого проявления кимберлитового магматизма (алмазоносного и не алмазоносного) в пределах древней платформы. Это и послужило основанием для использования ее в качестве эталона при изучении структурных условий локализации кимберлитов с привлечением материалов дистанционного зондирования еще в 90-ые годы прошлого века [4]. Анализировались советские космические снимки со спутников Земли низкого (ИСЗ «Метеор») и среднего (ИСЗ «Космос») разрешения.

разрешения исключительно визуальными методами с последующей качественной и количественной обработкой полученных результатов. Использовались технологии, опирающиеся на опыт, приобретенный ранее при прогнозировании и поисках руд радиоактивных, редких и цветных металлов [2]. Оценивались возможности оконтуривания таксонов проявления кимберлитового магматизма в ранге субпровинция, район и поле (в традиционном понимании этих терминов на тот период) путем совмещения благоприятных факторов их контроля.

Разработанные в Южной Африке первые дистанционные модели затем были апробированы в Западной Якутии, что позволило оконтурить известные там площади проявления кимберлитов, а также предложить перспективные для поисков новые участки [3, 4]. Совершенствование моделей продолжалось и в последующие годы при изучении алмазоносных площадей России, Австралии, Канады, Бразилии, Африки. Для этого использовались вновь появляющиеся и все более информативные дистанционные материалы (в основном зарубежные), а также стремительно развивающиеся компьютерные средства их обработки [5—9].

Выводы, к которым пришли авторы в процессе этих работ, следующие:

1. Объектом анализа материалов съемок из космоса в прогнозных целях является поверхностная инфраструктура в распределении дискретных и площадных аномалий ландшафтов, обусловленная разноглубинными процессами активизации верхней мантии и земной коры. Полезность этих материалов заключается: 1) в возможности использования широкодоступного материала на любой участок планеты; 2) выявлении на ранних стадиях работ с достаточно высокой степенью достоверности многих факторов контроля искомых руд; 3) в оценке иерархической соподчиненности структурных элементов, влияющих на локализацию рудных таксонов; 4) в формировании прогнозно-поисковых моделей таксонов на основе совокупности дистанционных факторов; 5) в последовательной локализации перспективных участков на базе дистанционных материалов все повышающейся детальности.

2. Весь ряд таксонов кимберлитового магматизма (провинции, субпровинции, зоны, районы, поля, кусты) контролируются структурами, которые произошли в результате глубинных процессов и определенной организации строения мантии и земной коры. Они определяют или региональное положение этих таксонов, или особенности их внутреннего строения. Визуализация соответствующих типов структур — методическая задача конкретных масштабов исследований, а необходимость последовательного выделения вначале региональных, а затем локальных кимберлитоконтролирующих структур диктуется методикой системного анализа, позволяющего с мини-

мальными затратами средств и времени достигать конечного результата.

3. Специализированную дистанционную прогнозную оценку любого региона целесообразно проводить поэтапно, начиная с материалов низкого разрешения. Цель каждого этапа — выделение информации, необходимой для формирования прогнозно-поисковых моделей соответствующего ранга. Вначале визуализируются следы структур активизации планетарного и регионального ранга, намечаются участки воздействия на кору мантийных диапиров, которые способны контролировать районы проявления кимберлитового магматизма. Затем изучается строение этих структур и визуализируется позиция внутрикоровых очагов активизации, способных контролировать поля и кусты кимберлитового магматизма.

С целью подтверждения этих выводов приведем результаты использования материалов дистанционного зондирования для прогноза районов кимберлитового магматизма в Южной Африке. Это важно и в связи с тем, что для России существуют перспективы открытия новых районов кимберлитового магматизма под покровами молодых осадков как на Восточно-Европейской, так и на Сибирской платформах, где традиционные методы становятся малоэффективными.

Южная Африка характеризуется крайне пестрыми современными ландшафтами, где присутствуют прибрежные низменности, горные массивы, внутренние плато и плоскогорья, песчаные и солончаковые пустыни. Не менее разнообразно геологическое строение приповерхностных частей земной коры, где на современную поверхность в различных по размерам и очертаниям поднятиях выступает древний фундамент Африканской платформы, консолидированный в разные эпохи докембрийской истории (архей, ранний и поздний протерозой, ранний докембрий). Его перекрывают в синеклизах и впадинах разного размера платформенные чехлы мощностью от десятков метров до километров. В их составе континентальные фации от верхнего карбона до нижней юры системы Кару и кайнозойские осадки системы Калахари. Магматизм разнообразен по ассоциациям интрузивных и вулканических пород и характеризуется широким возрастным диапазоном. К архейским ортократам приурочены древние и крупные комплексы базитовой и базит-ультрабазитовой формации (габбронориты комплекса Усушвана, Великая Дайка, Бушвельдский расслоенный комплекс, массив Кунене). Мелкие и более молодые комплексы расположены в пределах паракратонов и гранулитовых поясов. В ряду платформенных формаций присутствуют: 1) интрузивная дифференцированная базитовая и ультрабазитовая; 2) щелочно-ультраосновная (кимберлитовая, карбонатитовая); 3) базальтоидная; 4) щелочно-гранитная; 5) нефелин-щелочно-сиенитовая. По вре-

мени вспышки подобного магматизма они приурочены к нижней юре, мелу и палеогену.

Технология проведения дистанционных прогнозных работ охарактеризована в более ранних публикациях авторов [4, 10]. На первом этапе для всего региона анализировались материалы низкого разрешения (зональные снимки «Модис» с разрешением 250 м/п, цифровой рельеф GETOP030, рисунок речной сети, результаты спутниковой гравиметрии в редукции Фая) с целью визуализации крупных линейных и очаговых структур, связанных с мантийными, подкоро-

выми и нижнекоровыми активизационными процессами. В результате обобщения результатов анализа всего комплекса этих материалов в регионе выделены (рис. 1):

зоны деструкции земной коры планетарного ранга, обусловленные активизационными процессами в средней мантии. Предполагается, что это фрагменты Африкано-Южноамериканской радиально-концентрической системы, которая активно развивалась до мезозоя и характеризовалась максимальной активизацией в процессе распада континентов [4]. В

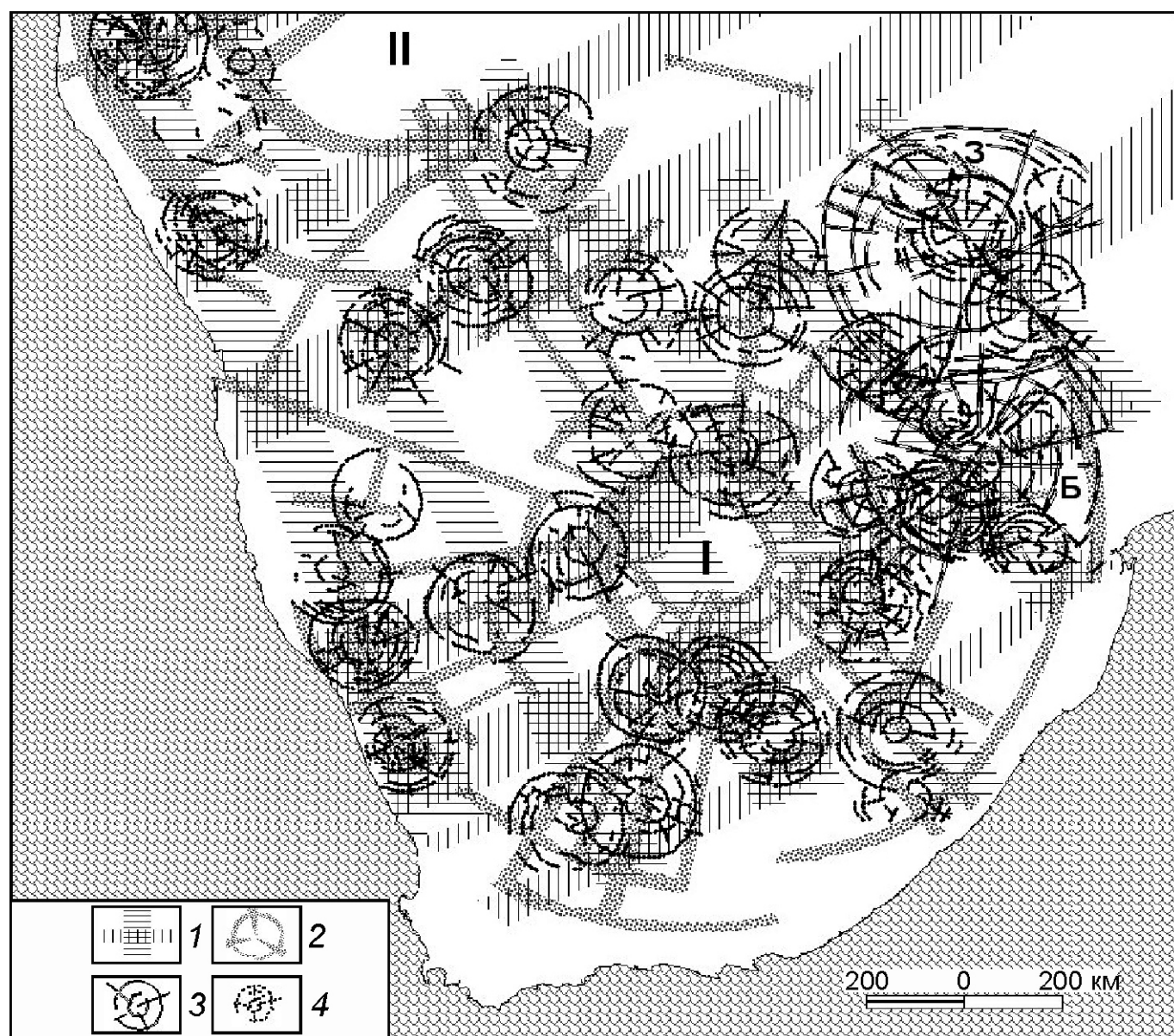


Рис. 1. Специализированная космоструктурная схема Южной Африки по результатам дешифрирования дистанционных материалов низкого разрешения:

I — зоны линейментов, проявляющие фрагменты линейных и дуговых структур континентального ранга; 2 — радиально-концентрические системы диаметром около 1000 км, проявляющие очаги активизации на глубинах около 400 км (*I* — Южноафриканская; *II* — Анголо-Намибийская); 3 — радиально-концентрические структуры диаметром около 400 км, проявляющие очаги активизации на глубинах около 150 км (*Б* — Бушveldская; *З* — Зимбабвийская); 4 — радиально-кольцевые структуры диаметром около 200 км

связи с огромными размерами этой структуры (около 10 000 км в диаметре) ее элементы в пределах рассматриваемого региона выглядят как прямолинейные зоны северо-западного и северо-восточного простирания шириной в десятки километров;

ансамбли линейных и дуговых линейментов, формирующие радиально-концентрические структуры континентального ранга диаметром 1000 км. Они обусловлены очаговыми активизационными процессами в верхней мантии (на глубинах 300—400 км). В пределах региона полностью расположена Южноафриканская радиально-концентрическая структура, контролирующая одноименную кимберлитовую субпровинцию мезозойского возраста. В северо-западной его части визуализированы фрагменты Анголо-Намибийской радиально-концентрической структуры, которая контролирует субпровинцию кимберлитов предположительно палеозойского возраста [1];

радиально-концентрические структуры диаметром около 400 км, проявляющие очаги активизации в мантии на глубинах около 150 км (Бушвельдская, Зимбабвийская). О возрасте заложения этих структур косвенно свидетельствует пространственное совмещение с ними наиболее древних и крупных комплексов базитовой и базит-ультрабазитовой формации. Находки в отложениях Витватерсранда и серии Тарква обломочных алмазов свидетельствуют о проявлении кимберлитового магматизма уже в позднем архее и раннем протерозое;

радиально-кольцевые структуры диаметром 180—220 км, которые могут быть обусловлены подкоровыми очаговыми активизационными процессами на глубинах 35—45 км преимущественно в палеозое—мезозое.

Как показал опыт, этих данных достаточно для формирования простейшей прогнозной дистанционной модели, позволяющей оконтурить участки, где наиболее вероятна вертикальная миграция кимберлитов в земной коре. В ее составе площади над подкоровыми очагами активизации, обеспечивающими энергетическую подпитку процесса продвижения кимберлитов к поверхности, а также участки над линейными и дуговыми зонами деструкции длительного развития и большой глубинности планетарного и континентального ранга, создающими благоприятную сквозькоровую проницаемость для мантийных магм и флюидов. Пространственное суммирование этих признаков позволяет выделить около двадцати разновеликих аномалий (в единицах стандартного отклонения), в контуры которых вошло 90% известных в настоящее время кимберлитовых тел региона (рис. 2). Общая площадь аномалий по изолинии (χ) не превышает 20% от всей оцененной, что свидетельствует об эффективности дистанционного прогноза.

Очевидно, что алмазоносный потенциал оконтуренных участков неравнозначен и зависит от множества других факторов, большая часть которых до

сих пор не известна или дискуссионна. Авторами при изучении площадей (эталонов) с промышленной алмазоносностью [3] были установлены структурные формы, постоянно присутствующие в их пределах, а также определен характер их взаимоотношений друг с другом, влияющий на алмазоносность районов проявления кимберлитового магматизма. Это позволяет на этапе регионального прогноза ранжировать вновь выявленные структуры подкоровой активизации по характеру их внутреннего строения и интенсивности проявления на современной поверхности и на этом основании оценивать их схожесть с эталонными. Для этого на втором этапе работ по дистанционным материалам среднего разрешения (фотопланы из космических снимков «Ландсат» в трех зонах спектра с разрешением 90 м/п, цифровой рельеф **strm** с разрешением 30 м/п, речная сеть по данным радарной съемки, поле силы тяжести в редукции Буге) было изучено более 30 кольцевых структур диаметром 220—180 км. Для каждой построены более детальные специализированные космоструктурные схемы, а в сводной таблице были обобщены сведения о: 1) диаметрах структур, величина которого информирует о глубине возникновения импульса, приводящего к формированию конуса распространения ударной волны над подкоровым очагом активизации; 2) морфологии в современном рельефе; 3) характере цветотоновой проявленности в междисциплинарных преобразованиях; 4) характере отражения дуговых и радиальных элементов в речной сети, рельефе и многочисленных трансформациях космических изображений; 5) особенностях внутреннего строения (зональность, наличие в контуре более мелких кольцевых структур); 6) характере отражения в геофизических полях. Обобщение этих данных позволило разделить все структуры на четыре группы по внутреннему строению, интенсивности проявления активизационных процессов в современных ландшафтах и геофизических полях.

Включение вновь полученной информации в состав дистанционной прогнозной модели позволило в значительной степени изменить контуры перспективных аномальных участков и более детально ранжировать их по степени перспективности в отношении промышленной алмазоносности (рис. 3). Три аномалии с максимальной интенсивностью (2,5—3) совпали с участками развития большого числа известных кимберлитовых тел, среди которых часть обладает существенной алмазоносностью (Кимберли, Постмасбург, Ягерсфонтейн, Претория, Као, Летсент-ля-Терас). Более десятка аномалий меньшей интенсивности (2—2,5) контролируют ареалы кимберлитов, среди которых есть как алмазоносные (Орапа, Джваненг, Летлахане), так слабоалмазоносные и неалмазоносные. Аномалии с более низкой интенсивностью (1—2) указывают на участки с присутствием ареалов неалмазоносных кимберлитов, а

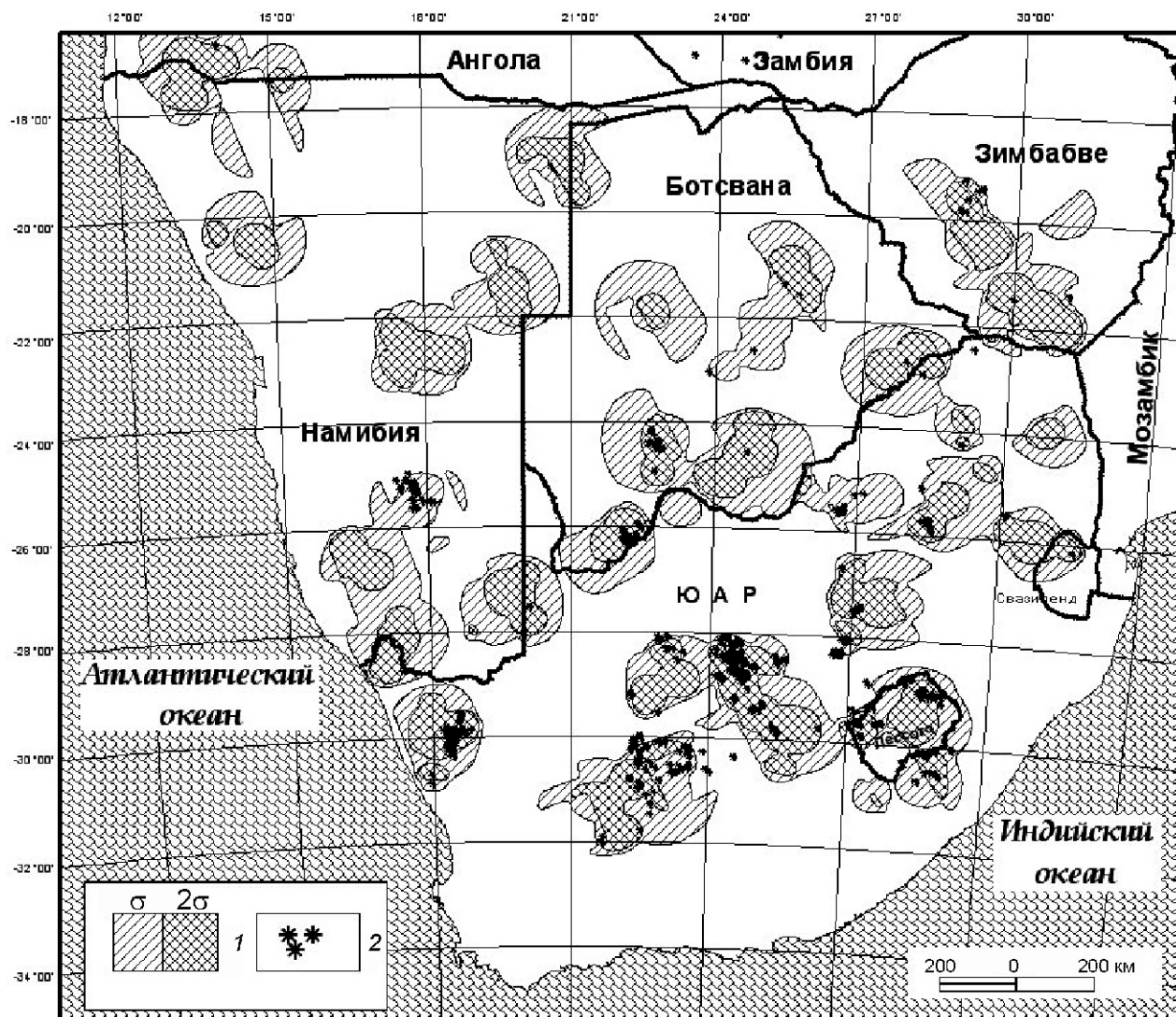


Рис. 2. Аномалии пространственного совмещения благоприятных дистанционных признаков для выделения районов возможного проявления кимберлитового магматизма:

1 — интенсивность аномального присутствия благоприятных дистанционных признаков (в σ); 2 — известные кимберлитовые тела и их скопления

также тех, где кимберлиты еще не известны, что свидетельствует о не исчерпанном потенциале региона. Следует заметить, что присутствие посткимберлитовых покровов не препятствует выделению благоприятных участков для локализации кимберлитов. Возможное ослабление глубинного сигнала вследствие их присутствия следует лишь учитывать при оценке их потенциала.

Использование более детальной дистанционной информации в контурах районов проявления кимберлитового магматизма позволяет формировать прогнозно-поисковые модели ранга «поле» и «куст» кимберлитового магматизма и еще более локализовать участки для их поисков, что продемонстрировано в работах [5, 10].

Таким образом, приведенный материал еще раз подтверждает, что дистанционные прогнозные моде-

ли, разрабатываемые на базе изучения эталонных площадей с промышленными рудами, эффективны при оценке крупных регионов, потому что позволяют оконтуривать в их пределах как уже известные рудные районы, так выделять и новые участки, где следует проводить поисковые работы. Региональный уровень дистанционных работ приоритетен для государственных геологических служб, которые должны быть заинтересованы в оценке потенциала недр своих стран с целью привлечения инвесторов для проведения детальных работ в пределах перспективных участков. Разработка и совершенствование дистанционных прогнозных моделей более крупного ранга (рудных полей, узлов, кустов) важна для горнорудных компаний, так как помогает существенному снижению затрат при поисках месторождений в пределах перспективных участков.

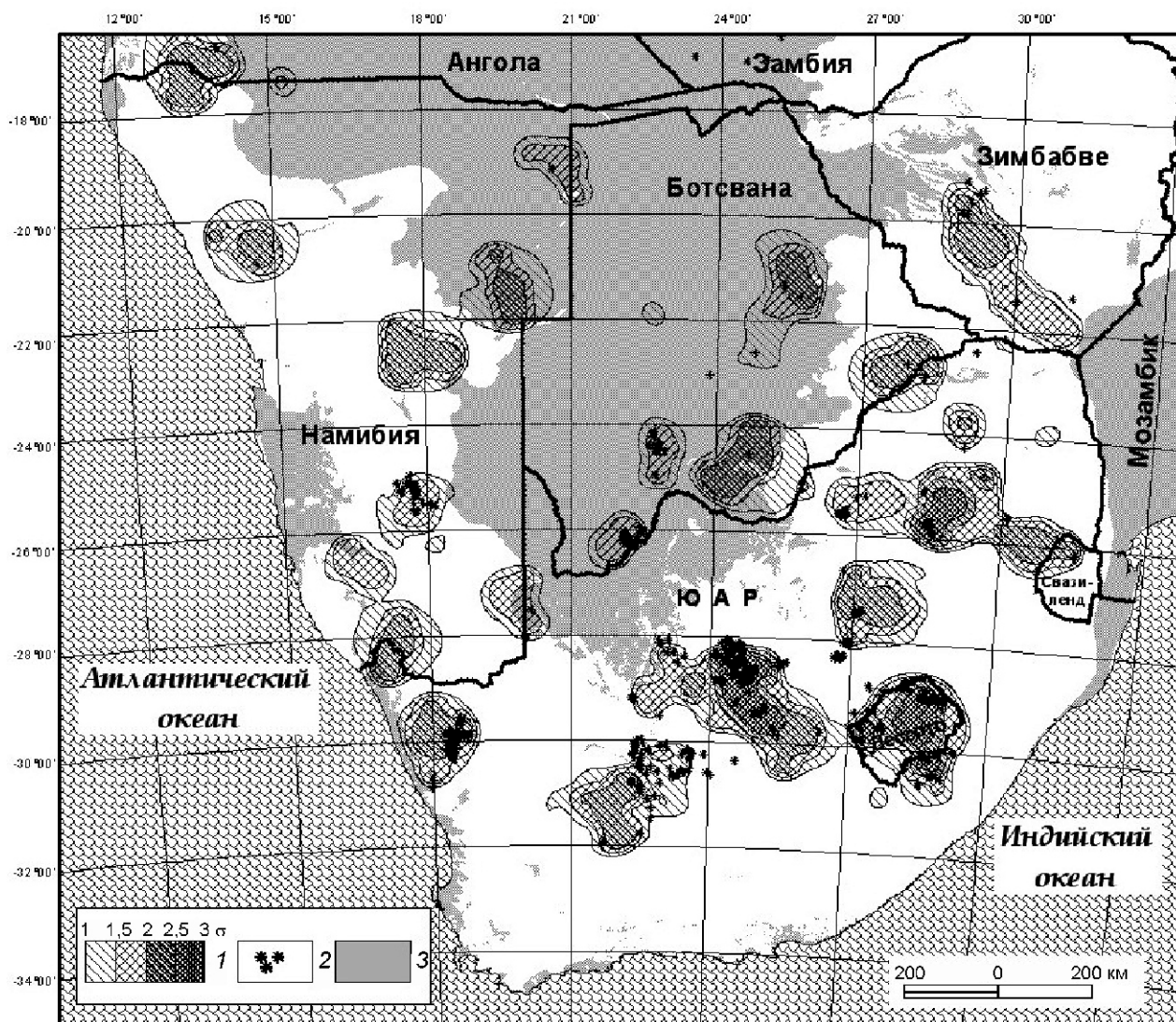


Рис. 3. Позиция участков, благоприятных для локализации районов кимберлитового магматизма по дистанционной модели (с количественной оценкой части благоприятных факторов):

1 — интенсивность аномального присутствия благоприятных дистанционных признаков (в); 2 — известные тела кимберлитов; 3 — площади развития посткимберлитовых отложений

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Романько Е.Ф., Подвысоцкий В.Т., Егоров К.Н., Дьяков Д.Б. Кимберлиты юго-западной Анголы. — М.: ООО «Геоинформарк», 2005.
2. Серокуров Ю.Н. Использование космических снимков для целей прогнозирования рудоносности территорий // Советская геология. 1991. № 10. С. 22—27.
3. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Факторы контроля провинций, субпровинций и районов проявления алмазоносных пород // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 3—8.
4. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2001.
5. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Корчуганова Н.И. Оценка перспектив коренной алмазоносности Западной Якутии по материалам дистанционных съемок малого разрешения / Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 1277—1284.
6. Серокуров Ю.Н. Возможности материалов дистанционного зондирования при выделении площадей, перспективных для поисков кимберлитов // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 6—11.
7. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная региональная оценка перспектив алмазоносности Анголы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 91—94.
8. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48—52.
9. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционный прогноз районов кимберлитового магматизма в Северо-Западных Территориях Канады // Геология и разведка. 2009. № 3. С. 27—32.
10. Серокуров Ю.Н. Структурно-энергетические признаки локализации кимберлитового магматизма на древних платформах // Руды и металлы. 2011. № 6. С. 28—35.

Стратиформная свинцово-цинковая минерализация в карбонатах Южного Тимана

Н.В.БЕРГ, Б.П.БОГДАНОВ, Н.С.СИВАШ (Ухтинский государственный технический университет (УГТУ); 169300, Республика Коми, г.Ухта, ул.Первомайская д.13)

В пределах Южного Тимана выявлен ряд проявлений и пунктов минерализации свинцово-цинкового оруденения, локализованного в карбонатных отложениях доманиковой и сирачойской свит верхнего девона без видимой связи с магматическими образованиями. Оруденение является не традиционным для данного района и может быть рассмотрено как новый формационный тип Тимана — миссисипский. Минеральный состав довольно прост — сфалерит, галенит, марказит, кальцит.

Ключевые слова: минерализация, миссисипский тип, сфалерит, галенит.

Берг Надежда Витальевна, Berg-Nadya@yandex.ru

Богданов Борис Павлович, BogdanBoris@mail.ru

Сиваш Наталья Сергеевна, Sivash_Nat@mail.ru

Carbonate-hosted stratiform lead-zinc mineralization on the South Timan

N.V.BERG, B.P.BOGDANOV, N.S.SIVASH

The given work is directed on studying of an ore mineralization located on the South Timan. Ore accumulation is located in limestone and dolomite and has no visible communication with magmatic formations. The mineralization is not traditional for the given area and can be considered as new type for Timan — Mississippi. Ore accumulation are mineralogically simple; dominant minerals are sphalerite, galena, pyrite, marcasite, calcite.

Key words: mineralization, Mississippi type, sphalerite, galena.

Актуальность поисков месторождений миссисипского типа заключается в том, что, будучи локализованы в различных по составу, преимущественно карбонатных, платформенных отложениях без видимой связи с магматическими образованиями и, обладая значительными запасами, они могут быть обнаружены в пределах уже хорошо освоенных регионов с развитой инфраструктурой. Один из таких регионов — территория Южного Тимана, расположенная в центральной части Республики Коми. Центром ее является г.Ухта — один из наиболее промышленно развитых городов республики.

Ухтинский район — один из старейших нефтедобывающих регионов России, поэтому основные объемы геологоразведочных работ были сосредоточены на поисках нефти. Специальной оценки территории на твердые полезные ископаемые не проводилось, хотя уже в первых промысловых отчетах отмечается присутствие рудных минералов (халькопирит, сфалерит, галенит, пирит) в составе пород фундамента и осадочного чехла. В частности, сульфидная минерализация, представленная сфалеритом, галенитом, халькопиритом в ассоциации с марказитом и (или) пиритом и выполняющая трещины в образованиях фундамента Ухтинского района, изучалась А.Я.Ферсманом еще в 30-х годах XX в. Одно из крупнейших месторождений титана (Ярегское нефтетитановое) открыто случайно при изучении нефтяных коллекторов. Сфалерит в сирачойских отложениях был обнаружен при разведке Бельгопского месторождения из-

вестняков. А.А.Ипатовым впервые был собран интереснейший фактический материал по проявлению в пределах осадочного чехла полиметаллической минерализации и самородной серы, генезис которых рассматривался как инфильтрационный. Открытым остался вопрос об источнике металлов, поэтому все попытки привлечь внимание к поискам данного вида сырья успехом не увенчались. Следует отметить, что в 1999 г. на основании фактического материала предшественников и собственных находок В.Г.Колокольцев в рамках работы ВСЕГЕИ по оценке рудоносности востока Русской платформы выделил Тиманскую полиметаллическую провинцию.

На Тимане проявления сульфидной минерализации достаточно многочисленны. Они выявлены в породах фундамента и осадочного чехла, но большая часть сведений о различных проявлениях этой минерализации (пункты минерализации, шлиховые и геохимические потоки Zn, Pb, Cu) разбросана в первичной документации, результатах лабораторных анализов и производственных отчетах и остается недоступной широкому кругу геологической общественности.

К вопросу о присутствии полиметаллического оруденения в осадочном чехле Ухтинского района позволили вернуться многочисленные находки сфалерита, в меньшей степени галенита, халькопирита в рамках геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000 (ГС-50) и геологического доизучения площади масштаба 1:200 000 (ГДП-200). Выявленные в результа-

те геолого-съемочных работ рудопроявления и пункты минерализации сопровождаются потоками рассеяния полиметаллической специализации и шлиховыми потоками (от первых километров до 10 км) с содержанием сфалерита до 16%, галенита до 9%, смитсонита до 75% от массы тяжелой фракции, халькопирита и золота десятки знаков, что свидетельствует о существенной зараженности территории полиметаллами и, прежде всего, сфалеритом. Три рудопроявления (Курские Дачи, Бельгоп, Ниаель), выявленные в районе, остались практически неизученными в связи с прекращением финансирования геолого-съемочных работ.

В дальнейшем сульфидная минерализация Ухтинской площади изучалась силами студентов и преподавателей кафедры минералогии и геохимии, геологии (МиГГ) Ухтинского государственного технического университета (УГТУ) в ходе геолого-съемочных практик и подготовки дипломных работ. Собранный к настоящему времени фактический материал и результаты собственных исследований авторов позволили отнести полиметаллическую минерализацию Южного Тимана к новому для региона формационному типу — миссисипскому.

Геологическое строение района и характеристика рудопоявлений. Сравнение сульфидной минерализации Южного Тимана и месторождений миссисипского типа проведем на примере Ухта-Ижемский вал (его наиболее приподнятая часть — Ухтинская антиклинальная складка) и Омра-Сойвинское поднятие.

В геологическом строении характеризуемой территории принимают участие терригенные, большей частью флишеидные, метаморфизованные фации зеленых сланцев и прорванные гранитами образования верхнего протерозоя, слагающие фундамент, и отложения фанерозоя, представляющие собой платформенный чехол и залегающие на отложениях фундамента с угловым и стратиграфическим несогласиями. Фанерозой представлен в подошве алевропесчаными континентальными, выше нормально-морскими терригенно-карбонатными образованиями девона. Омра-Сойвинское поднятие примыкает к Ухта-Ижемскому валу с востока и сложено девонскими и преимущественно карбонатными образованиями каменноугольной системы.

В пределах Ухтинской складки выявлено три рудопоявления Курские Дачи, Ниаель, Бельгоп и ряд пунктов минерализации. Проявления сульфидной минерализации Ухтинской площади локализованы в карбонатных отложениях доманиковой и сирачской свит верхнего девона, приурочены к склонам Ухтинской антиклинали, разбитой серией крупных разрывных нарушений субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания и пространственно совмещены с участками пересечения последних. Оруденение вкрапленное, прожилково-

вкрапленное. Сульфидная минерализация характеризуется относительно простым составом: пирит, марказит, сфалерит, гематит, редко галенит, халькопирит, самородное серебро, и нерудных минералов — кальцит (жеоды, жилы, прожилки), редко барит.

Омра-Вожское рудопоявление расположено на северном склоне Омра-Сойвинского поднятия, пространственно тяготеет к зоне пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направления и локализовано в глинистых породах, выполняющих ложбины дочетвертичного рельефа, которые имеют вид полос северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания длиной до 200 м, шириной до 50 м. В глинах, залегающих на трещиноватых доломитизированных известняках среднего карбона, полук количественным спектральным анализом (ПСА) установлены: Mn и Fe (3%, верхний предел метода), Co, Ni, Cr (до 1%), Zn (до 0,5%), Mo (до 0,1%), Cu, Pb, As (сотые доли процента), следы Ag и U (Х.О.Траат, 1967). По результатам химических анализов установлено содержание Ni (до 0,245%), Co (до 0,2%), Zn (до 0,31%), однако в этом случае опробовались верхние («промытые» поверхностными водами) 3—5 м разреза. Поверхностные воды и воды карбона площади рудопоявления резко аномальны (на 3—5 порядков, ПСА) по отношению к остальной территории, образуя по результатам опробования полосу северо-восточного простирания. Расчет ранговой корреляции показал сильную (на уровне 0,8—0,99) связь между Fe, Pb, Zn, Cd, Ga, Cr, Mg, V, P; на уровне 0,6—0,8 Ba и Mo, т.е. в воде территории, на которой расположено рудопоявление в аномально высоких содержаниях присутствуют те же элементы, что и на рудопоявлении. Слабые корреляционные связи Ni и Co с вышеперечисленной ассоциацией, а также присутствие в отложениях карбона флюорита позволяет рассматривать данное рудопоявление как полиметаллическое, а не никель-кобальтовое в корях выветривания, как предполагалось ранее. Рудопоявление обнаруживает определенное сходство с гипергенными несulfидными месторождениями свинцово-цинковых руд, образовавшихся за счет первичных руд в результате циркуляции поверхностных вод по разломам и зонам трещиноватости. Карстовые депрессии размерами 50—600 м и глубиной до 200 м выполнены глинами с обломочным материалом вмещающих пород, первичных руд, смитсонитом, церруситом, гемиморфитом, гидроксидами железа [6].

Сульфидная минерализация изученной территории несет признаки как сингенетического, так и эпигенетического генезиса рудных и жильных образований. Сингенетическая минерализация формировалась при разгрузке металлоносных растворов на дно водного бассейна и представлена локальным обогащением сульфидами контактов свит, послойным обогащением известняков сульфидами в виде конкреций или образования тонкого переслаивания чистых прослоев сульфидов с битуминозными сланцами,

иногда тонко рассеянным халькопиритом в таких же сланцах. Местами в глинах, кроме традиционных пирита и марказита, установлен сфалерит [8].

Проявления сингенетической сульфидной минерализации пространственно и, по-видимому, генетически связаны с зонами крупных долгоживущих разрывных нарушений. За пределами зон разломов содержание сульфидов в глинах резко снижается, сфалерит исчезает полностью.

Эпигенетическая минерализация представлена прожилками и жилами, как секущими, так и согласными, жеодами, послойной вкрапленностью, а также в качестве цемента тектонических брекчий. Жильные минералы представлены обычно кальцитом, реже кварцем. Согласные (по межпластовым срывам ?) жилы кальцитового состава иногда содержат рудные (пирит, галенит). На рудопроявлениях жилы и прожилки представлены пиритом, марказитом, сфалеритом и кальцитом, в знаках появляются халькопирит, галенит, арсенопирит, барит, на рудопроявлении Омра-Вож — флюорит.

С проявлениями эпигенетической минерализации пространственно и, по-видимому, генетически связаны измененные до песчаниковидного состояния известняки мощностью до 10—12 м, являющиеся, по мнению авторов, результатом гидротермальной проработки известняков. Места выхода таких образований на склонах коренных берегов рек Ухта, Чуть, Ярега трассируются геохимическими аномалиями полиметаллической специализации и шлиховыми потоками с содержанием сфалерита до 16%, галенита до 9%, смитсонита до 75% от массы тяжелой фракции, халькопирита и золота десятки знаков.

Несмотря на многочисленные находки полиметаллической минерализации на Тимане вообще и Южном Тимане, в частности, этот вид оруденения продолжает считаться для данной территории нетрадиционным. Причина кроется в отсутствии внятного объяснения условий образования этой минерализации.

Сравнительная характеристика минерализации Южного Тимана и месторождений миссисипского типа. Генезис полиметаллической минерализации в осадочном чехле до сих пор является спорным: от телетермального (В.Лингрэн, 1935) до чисто осадочного (Н.М.Страхов, В.М.Попов и др.). Представление о длительном преобразовании сингенетического рудного вещества под действием различных факторов впервые предложено и обосновано В.И.Смирновым [9]. В настоящее время все больше сторонников приобретает концепция образования свинцово-цинковых руд за счет горячих металлоносных растворов нефтегазоносных и солеродных бассейнов [2, 6, 10]. Подобной точки зрения придерживаются американские геологи [5]. Подробно история вопроса и различные аспекты представлений о генезисе стратиформных свинцово-цинковых месторож-

дений изложены в работе Г.В.Ручкина и А.И.Донца [6] и здесь не рассматриваются. Сравнительная характеристика сульфидной минерализации Южного Тимана и месторождений миссисипского типа дается на основе геолого-генетических моделей, разработанных Г.В.Ручкиным и А.И.Донцом.

Полиметаллическая минерализация на Тимане проявлена широко как по площади, так и по разрезу: от силура на Северном Тимане до среднего карбона на Омра-Сойвинском поднятии. Аналогичное распределение оруденения по возрастной шкале с постепенным омоложением вмещающих пород (от кембрия—силура на севере до перми на юге) характерно для месторождений Мидконтинента. Рудные районы Верхнемиссисипской долины, Юго-Восточного Миссури, Три-Стейт, Иллинойс-Кентукки приурочены к крупным поднятиям фундамента (купола Висконсин, Озарк, Хикс и др.), которые расположены в краевых частях нефтегазоносных бассейнов Мичиган, Иллинойс, Аркома и др. Аналогично на Тимане минерализация приурочена к склонам положительных структур II-III порядка (рис. 1). Изучение газово-жидких включений в минералах свинцово-цинковых месторождений, расчет и математическое моделирование состава бассейновых вод показали, что рудообразующие флюиды близки по составу водам зон затрудненного водообмена этих бассейнов. Представлены они хлоридными натриево-кальциевыми растворами достаточно широкого диапазона температур (100—140 °C), высокой общей минерализацией (до 270 г/кг) и концентрацией Pb и Zn до 200 мг/кг [6]. Сходные по составу растворы с общей минерализацией 230—270 г/л (в отдельных пробах 310—408 г/л) и температурой 84,6—116,6 °C на глубинах 4500—5860 м установлены на Вуктыльском и других месторождениях Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [4]. Таким образом, воды этой провинции обладают параметрами, характерными для рудообразующих флюидов и могут выступать в качестве агентов мобилизации и транспортировки металлов в растворах. Перенос рудных элементов осуществляется в основном хлоридными комплексами Pb и Zn, которые при солёности 250 мг/кг позволяют поднять содержание Pb и Zn в растворе свыше 1 мг/кг. Дополнительное обогащение происходит по мере миграции высокоминерализованных растворов к местам разгрузки. Тимано-Печорская провинция относится [10] к бассейнам смешанного типа, в составе которой выделяется ряд флюидоносных, флюидоупорных комплексов, осложненных системами разрывных нарушений различного порядка, в т.ч. и конседиментационного заложения. Для наиболее погруженной части нефтегазоносного бассейна характерен эксфильтрационный (по Я.М.Кислякову, В.Н.Щеточкину) тип водообмена. Напор создается за счет выжимания (элизии) вод из уплотняющихся пород и дегидратации слагающих их минералов с обогащением вод рудными и нерудными (кварц, кальцит и др.) минералами. Аномально высо-

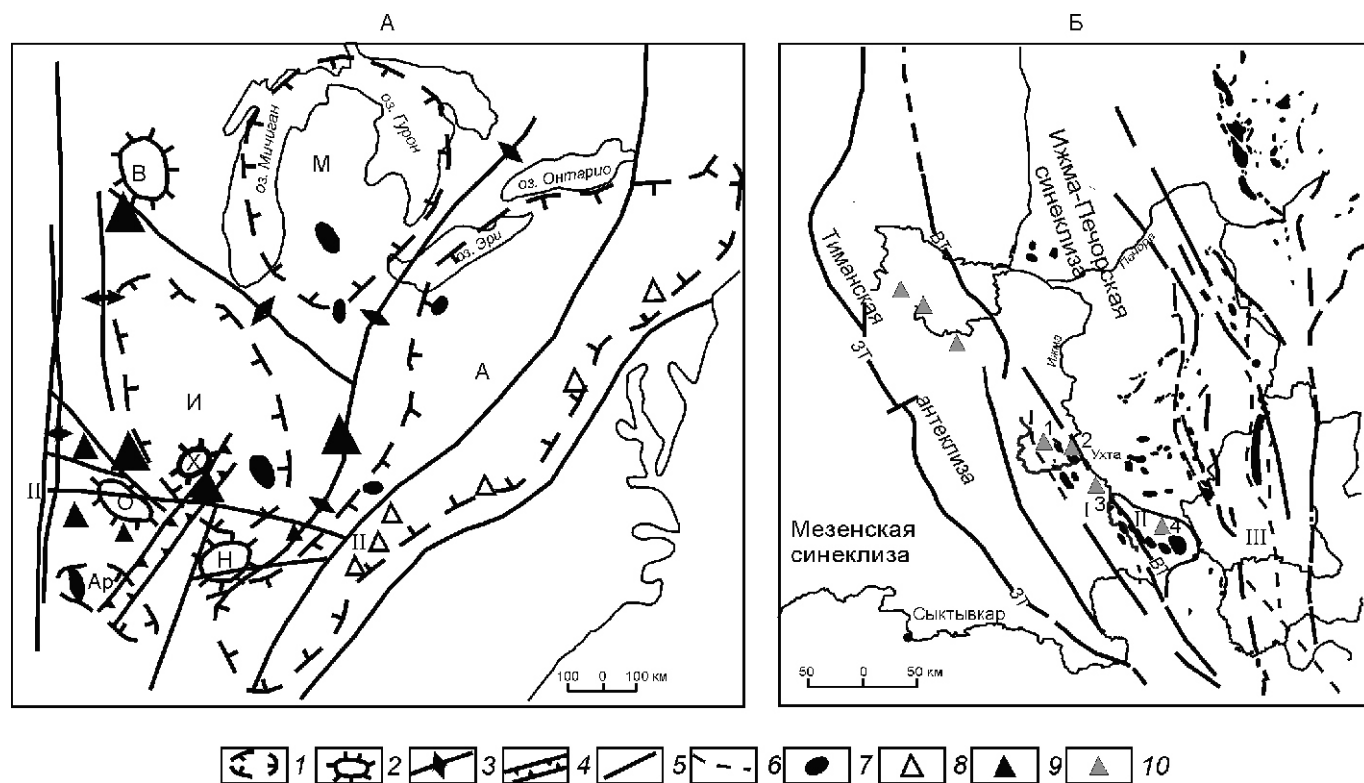


Рис. 1. Схема размещения свинцово-цинковых рудных районов и нефтегазовых месторождений на территории Мидконтинента (А) и Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна (Б). Используются данные [1, 6] с дополнениями авторов:

1 — границы нефтегазоносных бассейнов (И — Иллинойский, М — Мичиганский, А — Аппалачский, Ар — Аркома); 2 — границы куполов и сводов (В — Висконсин, Х — Хикс, О — Озарк, Н — Нешвилл); 3 — валы; 4 — рифт Рилфут; 5—6 — разломы I—III порядков; 7 — нефтегазовые месторождения; рудные районы и поля стратиформных свинцово-цинковых месторождений: 8 — сарданского и 9 — миссисипского типов; 10 — рудопроявления (1 — Курские Дачи, 2 — Бельгоп, 3 — Ниаель, 4 — Омра-Вож); I — Ухта-Ижемский вал; II — Омра-Сойвинское поднятие; III — Предуральский прогиб; ЗТ — Западно-Тиманский структурный шов; ВТ — Восточно-Тиманский разлом

кие давления, создаваемые элизией и (или) поступлением растворов из нижележащих образований осадочного чехла и фундамента по системам разрывных нарушений или в результате естественного гидроразрыва пласта [4], явились основным источником энергии для перемещения рудоносных растворов из наиболее погруженных частей бассейна в направлении Тимана и Омра-Сойвинского поднятия. Для Южного Тимана и южной части примыкающей к нему Ижма-Печорской впадины (синеклизы) на механизм действия элизионной гидродинамической системы накладываются термогидродинамические (термоконвекционные) флюидные системы [6], связанные с присутствием в фундаменте гранитов с повышенными содержаниями радиоактивных элементов, за счет тепла, выделяемого при их распаде (рис. 2). Подобная схема разработана Ч.Спиракисом и А.Хейлом для Верхнемиссисипского рудного района. Граниты с повышенными концентрациями радиоактивных элементов выявлены в пределах рудных районов Юго-Восточного и Центрального Миссури, Три-Стейт и др. [6]. На Ухтинской складке воды с по-

вышенной радиоактивностью связаны с гранитными интрузиями, локализованы в трещинных зонах северо-западного направления в фундаменте, в узлах пересечения их с поперечными зонами северо-восточного простирания. Причем распространение радиоактивных вод контролируется именно этими зонами. Дополнительными источниками рудного вещества являлись, по-видимому, вулканогенные образования и сингенетическая минерализация осадочного чехла. Поступление рудных компонентов и необходимые температуры обеспечивались гидродинамически сосредоточенными потоками рудоносных флюидов по зонам секущих разломов, которые наряду с флюидоносными играли роль растворособирающих, транзитных и рудоконтролирующих структур [6]. Все рудопроявления и пункты минерализации рассматриваемой территории пространственно приурочены к участкам пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, т.е. к наиболее проницаемым участкам территории, в то время как размещение оруденения контролируется пликативными структурами. Так, на

рудопроявлении Ниаель минерализация локализована в сероцветных известняках, слагающих ядра и крылья синклинальных складок. В ядрах антиклинальных складок, сложенных ржаво-бурыми предрифовыми брекчиями (калькарениты) присутствует только окисленный пирит, реже небольшие, вытянутые по напластованию конкреции неизмененного пирита [5]. В этих брекчиях отмечается характерная клиновидная отдельность, ориентированная под углом 30—40° к плоскости напластования [7], что, как и окраска пород, характерно для месторождений миссисипского типа (формация Бонн-Терр, США). Для рудопроявления Ниаель отмечается пространственное совмещение точек, где установлено оруденение с осями положительных магнитных аномалий и участками повышенной естественной радиоактивности пород, которые, по мнению авторов, трассируют участки прорыва на современный эрозионный срез гидротермальных вод по зонам повышенной трещиноватости. Оси выделенных здесь магнитных аномалий имеют простирание 20—40°, 305—320° и 320—340°, реже субмеридиональное [7]; рудные трещины рудопроявления Ниаель простирают-

ся на 70° и 340°. Аналогичные системы трещин (347°, 293° и 25°) контролируют оруденение одного из районов Верхнемиссисипской долины. Аномалии распространены в полосе развития доманикоидов доманиковой и лыаельской, рифогенных известняков и доломитов сирачойской свиты (на рудопроявлении Курские Дачи на двух уровнях) на площади 6—14 км и может быть еще увеличена к югу от р.Лыаель.

По результатам крупномасштабных геофизических работ рудопроявление Курские Дачи приурочено к «слепой» зоне (зона потери корреляции) по данным сейсморазведки, которая сформирована за счет повышенной трещиноватости, жило- и карстообразования и рассматривается как предполагаемая рудная зона. Подобные «слепые» зоны, пространственно совмещенные с магнитными аномалиями и участками повышенной естественной радиоактивности пород (места прорыва рудоносных флюидов на современный эрозионный срез) выделяются в центральной части Ухтинской складки. Здесь следует отметить, что месторождения миссисипского типа, как правило, представлены рядом рудных участков (80—400),

которые характеризуются небольшими запасами (0,1—0,5 млн.т, редко до 1 млн.т), однако их суммарные запасы формируют крупные месторождения типа Пайн-Пойнт [11].

Что касается возраста оруденения, по мнению геологов, изучавших рудопроявления Комбриель, Омра-Вож и др., связанные с поперечными (северовосточными) зонами разломов (тип Северо-Ухтинский, Лыаельский), возраст его не древнее пермского, так как рудопроявление Комбриель, локализовано в пермских отложениях. Определения изотопного состава свинца из галенита (свинцово-модельный метод, лаборатория ВСЕГЕИ), показали 0—80 млн.лет, т.е. рудная минерализация имеет раннемеловой—кайнозойский возраст [6]. Аналогичный возраст с длительным

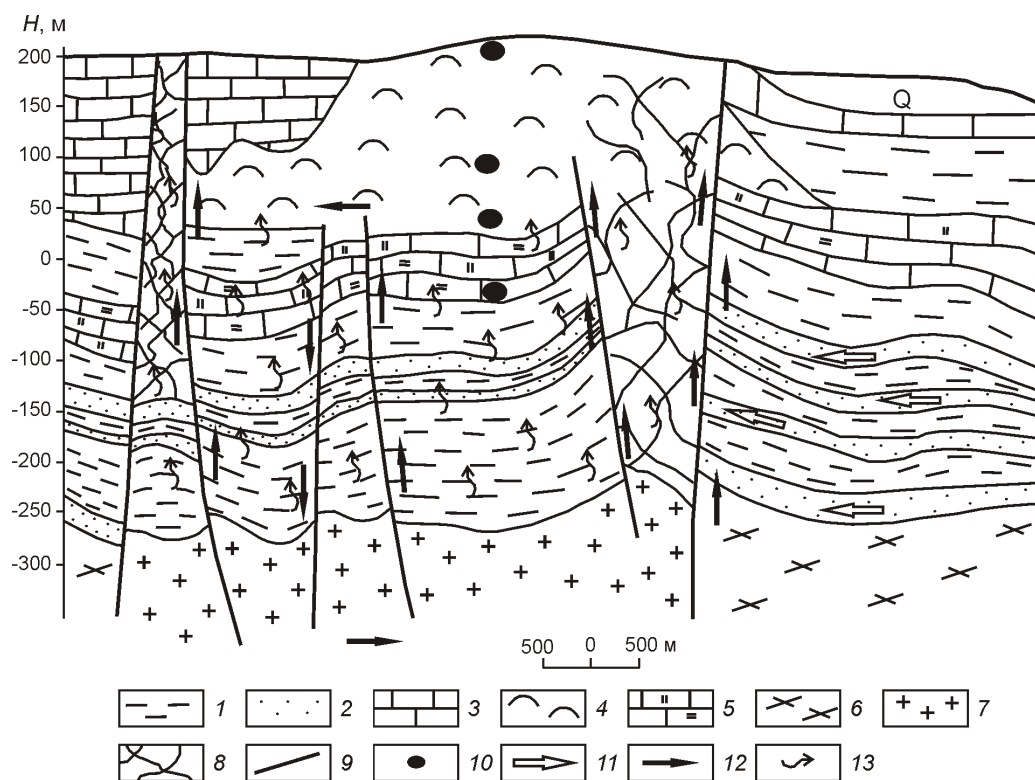


Рис. 2. Литолого-геологический разрез по профилю 196-99 с возможной схемой движения подземных вод на рудопроявлении Курские Дачи:

1 — глины, аргиллиты, алевролиты (водоупоры); 2 — песчаники (коллекторы); 3 — известняки; 4 — рифогенные известняки и доломиты; 5 — кремнисто-битуминозные известняки (фтаниты); 6 — породы фундамента; 7 — граниты; 8 — зона повышенной трещиноватости (зона полной потери корреляции); 9 — разломы; 10 — уровни проявления цинковой минерализации; направления движения вод: 11 — элизионной флюидной и 12 — термогидродинамической (конвективной) систем; 13 — направление движения теплового потока [6]

многофазным этапом формирования предполагается для месторождений р. Миссисипи.

В заключение следует подчеркнуть, что сульфидная минерализация Южного Тимана локализована в отложениях осадочного чехла на склонах структур II-III порядков Тиманской антеклизы в местах сочленения ее с Тимано-Печорской нефтегазоносной провинцией при отсутствии близких по возрасту магматических образований. Минерализация установлена на разных стратиграфических уровнях от фундамента до мезозоя, однако рудопроявления и пункты минерализации сосредоточены в карбонатных отложениях верхнего девона. Фундамент территории имеет докембрийский возраст и прорван гранитами и диабазам. Вмещающими породами являются доломиты и известняки, мергели в различной степени окремненные, фтаниты, прослои глин.

Минерализация контролируется зонами пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простирания и (или) мелкой складчатостью преимущественно синклинального типа, несет признаки как сингенетического, так и эпигенетического происхождения рудных и жильных образований и имеет простой состав: пирит, марказит, сфалерит, реже халькопирит, галенит, барит. Жильные минералы представлены кальцитом, доломитом, реже кварцем. С участками эпигенетической минерализации связаны песчаниковидные известняки с явными следами гидротермальной проработки. Возраст минерализации раннемеловой—кайнозойский.

Таким образом, условия образования и локализации оруденения месторождений миссисипского типа Мидконтинента широко проявлены и на Южном Тимане. Сравнительный анализ характеристик месторождений миссисипского типа, геолого-генетических моделей стратиформных месторождений в карбонатных породах [6] и сульфидной минерализации

Южного Тимана показал, что в его пределах может присутствовать оруденение подобного типа, а закономерности, выявленные в ходе этого анализа, могут быть использованы в качестве поисковых критериев и поисковых признаков не только для охарактеризованной территории, но и для всего Тимана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас геологических карт Тимано-Печорского научно-исследовательского центра. Тимано-Печорский седиментационный бассейн.* —Ухта, 2005.
2. *Горжевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И.* Парагенез металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. —М.: Недра, 1990.
3. *Кочетков О.С.* Геология, рудогенез и перспективы поисков месторождений металлов на Тимане / Автореф. дисс... д-ра геол.-минер. наук. —Ухта, 1983.
4. *Данилевский С.А., Склярова З.П., Трифачев Ю.М.* Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. —Ухта, 2003.
5. *Рудные месторождения США* / Под ред. Дж.Риджа. Т. 1. —М.: Мир, 1972.
6. *Ручкин Г.В., Донец А.И.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. —М., 2002.
7. *Сиваш Н.С., Русинов А.Ю.* Некоторые аспекты интерпретации физических полей юго-восточной части Ухтинской площади / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. —Ухта, 2008. С. 281—283.
8. *Сиваш Н.С., Берг Н.В.* Сингенетичная минерализация, как признак полиметаллического оруденения / Минералы индикаторы литогенеза. —Сыктывкар: Геоприн, 2011. С. 306—308.
9. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. —М.: Недра, 1982.
10. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочных пород. —М.: ГЕОС, 2006.
11. [http://dminas.ist.utl.pt/Geomuseu/SuzanneParadis/Mississippi valley-type Pb-Zn deposits](http://dminas.ist.utl.pt/Geomuseu/SuzanneParadis/Mississippi%20valley-type%20Pb-Zn%20deposits) Pp. 15.

Рифтогенный контроль апатитового оруденения Балтийского щита и его склонов

Е.В.БЕЛЯЕВ (ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых» («ЦНИИГеолнеруд»)); 420097, г.Казань, ул.Зинина, д.4)

Наибольшим апатитовым потенциалом в пределах Балтийского щита обладают рифтогенные структуры, среди которых выделяются рифтоидные, проторифтовые и рифтовые. Максимальное промышленное значение имеют средне-позднепалеозойские рифтовые структуры. На склонах щита перспективными являются регенерированные и внутриконтинентальные рифтогены.

Ключевые слова: апатит, структура, рифтогенный, Балтийский, щит, склон.

Беляев Евгений Владимирович, bel@geolnerud.net

Riftogenical control of ores of the Baltian shield and its slides

E.V.BELYAEV

The largest apatite potential within the Baltian shield belongs to the riftogenical structures, which are divided into riftoids, prorifts and rifts. The mid-lastpaleozoical rift structures are most important for industry. At the slides of the shield the regenerated and continental riftogens are the most perspective.

Key words: apatite, structure, riftogene, Baltian, shield, most.

Промышленные месторождения апатита Российской Федерации и мира сосредоточены преимущественно в пределах кристаллических щитов и их склонов, при этом наибольшим рудным потенциалом обладают рифтогенные структуры [11]. Месторождения и проявления апатита юго-восточной части Балтийского щита приурочены к рифтоидным (AR_2), проторифтовым (PR_1) и рифтовым (PZ_1 , PZ_{2-3}) структурам. На погребенных участках и склонах щита перспективными представляются регенерированные рифтогены (авлакогены) и внутриконтинентальные рифтогены.

Наиболее ранние по времени возникновения на Балтийском щите — концентрации апатита, связанные с зеленокаменными прогибами рифтоидного ряда (AR_2). Данные структуры широко развиты в пределах Кольской гранулит-зеленокаменной и Карельской гранит-зеленокаменной областей. Зеленокаменные прогибы трансформируют систему сопряженных глубинных разломов мантийного заложения субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний [10] и представляют собой сжатые синклинали и моноклинали линейной и неправильной формы, разделенные гранитно-гнейсовыми ареалами (AR_1 – AR_2). В состав слагающих их комплексов входят вулканогенные (базальты, коматититы, андезиты, риолиты и др.), вулканогенно-терригенные (туфы, туффиты) и осадочные (граувакки, кварциты, карбонаты и др.) породы. Региональный метаморфизм протекал в условиях низких и умеренных давлений, изменяющихся от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [5].

На территории Карельской гранит-зеленокаменной области (рис. 1) апатитовое оруденение ассоциирует с метавулканогенными и метасоматическими образованиями краевых частей зеленокаменных

структур и локализуется преимущественно в зонах их пересечения субширотными поясами протоактивизации, сопровождавшейся внедрением щелочных и щелочно-гранитоидных интрузий. Повышенные содержания апатита (P_2O_5 4—7%) характерны для милонитизированных, карбонатизированных и биотитизированных разностей толеитовых базальтов. Апатитопроявления известны в пределах Пулозерской, Каменноозерской и Коросозерской зеленокаменных структур Сумозерско-Кенозерского пояса; имеются перспективы их открытия в метавулканитах Шилосской структуры Южно-Выгозерского пояса, Сайозерской и Палаламбинской структур Ведлозерско-Сегозерского пояса. Большие площади развития метавулканогенных образований определяют их значительный минерагенический потенциал [1].

Апатитоносность Кольской гранулит-зеленокаменной области связана с порфиристо-лептитовой формацией, отвечающей лебяжинской свите (AR_2). В мощных толщах (до 4 км) вулканических пород липарит-дацитового состава содержания P_2O_5 обычно не превышают 0,4—0,5%, но в некоторых разностях достигают 2,0—2,5%. В Кейвском зеленокаменном прогибе локализуется слабо изученное Лебяжинское проявление с бедными апатитовыми рудами.

Интрузивные позднелопийские комплексы габбро-анортозитового состава содержат ильменит-титаномагнетитовое, часто с апатитом, оруденение. Выделяются два типа массивов: ритмично-расслоенные (Цагинский, Ельксозерский) и слабо дифференцированные (Главного Хребта, Колвицкий, Кейвский и др.). В их состав входит широкий спектр мафических пород: габбро, лабрадориты, габбронориты, клинопироксениты, оливиниты, рудные габбро и др. [15]. Единичные

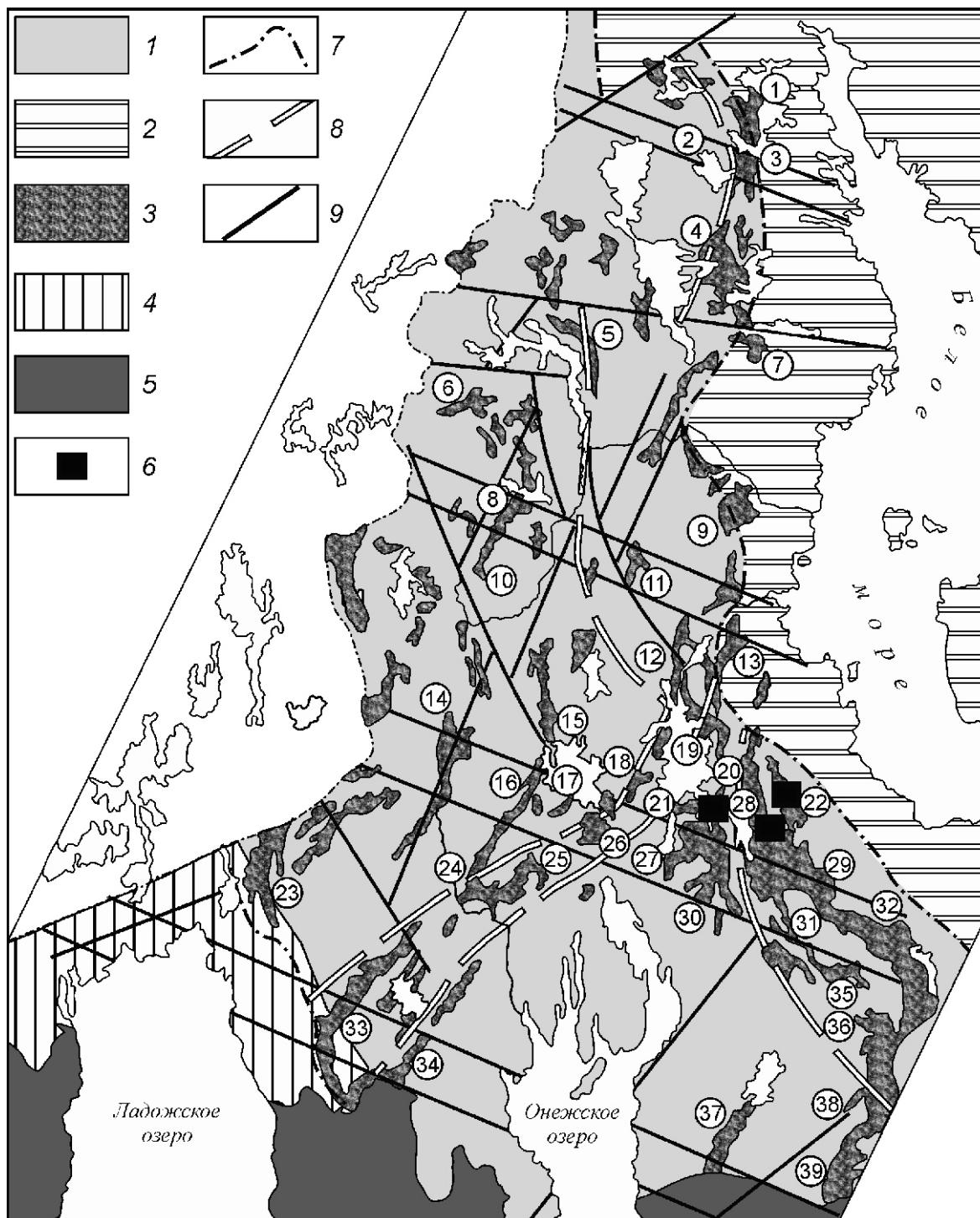


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части Балтийского щита. Используются материалы Ю.В.Миллера и С.И.Рыбакова:

тектонические структуры: 1 — Карельский геоблок, 2 — Беломорско-Лапландский пояс, 3 — зеленокаменные прогибы, 4 — Свеко-Карельский пояс, 5 — платформенный чехол, 6 — апатитопоявления; зоны разломов: 7 — межгеоблоковые, 8 — меж- и 9 — внутриблоковые; зеленокаменные прогибы (цифры в кружках): 1 — Нотозерский, 2 — Кукаозерский, 3 — Тикшозерский, 4 — Хизоварский, 5 — Номбозерский, 6 — Костомукшский, 7 — Керетский, 8 — Ньюозерский, 9 — Пибозерский, 10 — Большеозерско-Хедозерский, 11 — Тунгудский, 12 — Парандовско-Надвоицкий, 13 — Восточно-Идельский, 14 — Гимольский, 15 — Паданский, 16 — Совдозерский, 17 — Бергаульский, 18 — Урусозерский, 19 — Северо-Выгозерский, 20 — Коросозерский, 21 — Шилосский, 22 — Пулозерский, 23 — Ялонваарский, 24 — Семченский, 25 — Палаламбинский, 26 — Сайозерский, 27 — Конжозерский, 28 — Каменноозерский, 29 — Оловозерский, 30 — Рыбозерский, 31 — Сенегозерский, 32 — Кожозерский, 33 — Хаутаваарский, 34 — Киндасово-Маньгинский, 35 — Монастырский, 36 — Янгозерский, 37 — Маткалахтинский, 38 — Волошовский, 39 — Винельский

малоперспективные проявления (Тулпявское, Щучья Губа) массива Главного Хребта представлены убогими вкрапленными апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами (P_2O_5 3,0—3,5%) с пироксенитовой петрогенной основой [6].

Первые промышленные скопления апатита в юго-восточной части Балтийского щита возникли в раннем протерозое (1900—1700 млн.лет) в интрузив-

ных массивах (Гремяха-Вырмесский, Елетьозерский, Тикшозерский) щелочно-габброидной формации, локализующихся в проторифтогенных структурах: Печенга-Варзугская в пределах Кольского кратона и Кукасозерская — Карельского (рис. 2).

Проторифтовая Печенга-Варзугская зона протягивается в юго-восточном направлении на 650 км при ширине 35—40 км и состоит из двух подзон (Пече-

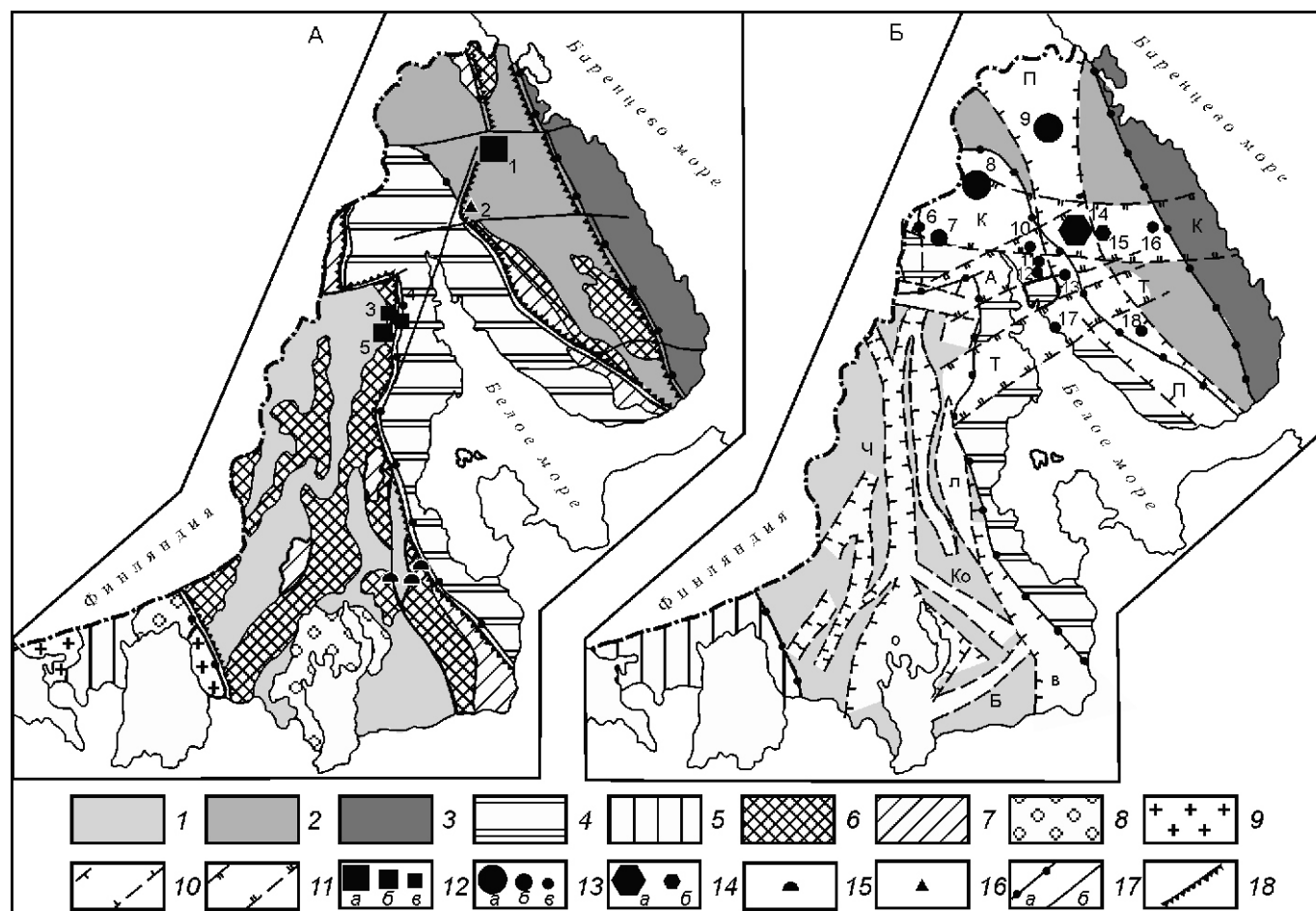


Рис. 2. Минерагеническая схема апатитоносности Карело-Кольского региона для докембрийского (А) и фанерозойского (Б) этапов:

протомассивы фундамента (AR₁₋₂): 1 — гранитогнейсовые, 2 — гранулитовые, 3 — мигматит-плагиигранитовые; протоеосинклинальные системы фундамента (AR₁₋₂): 4 — гранулитогнейсовые, 5 — гнейсово-сланцевые; 6 — зеленокаменные метавулканогенные ультрамафит-мафитовые пояса (AR₂); 7 — коллизионные метавулканогенные известково-щелочные и бимодальные пояса (PR₁); 8 — протоплатформенный карбонатно-терригенный чехол (PR₂); 9 — рапакиви-гранитовые массивы (PR₂); рифтовые системы: 10 — раннепротерозойские, 11 — фанерозойские; месторождения различных геолого-промышленных типов: 12 — апатит-титаномагнетит-ильменитовый в щелочных габброидах (месторождения: а — крупные и б — мелкие, в — рудопроявления), 13 — апатит-редкометалльно-магнетитовый в карбонатах (месторождения: а — крупные и б — средние, в — рудопроявления), 14 — нефелин-апатитовый в ийолит-уртитях (а — месторождения весьма крупные, б — рудопроявления); рудопроявления, связанные: 15 — с зеленокаменными и 16 — габбро-анортозитовыми комплексами; 17 — тектонические нарушения (а — межблоковые, б — прочие); 18 — коллизионные швы; рифтовые зоны: П — Печенга-Варзугская, К — Ковдор-Хибинская, А — Африканда-Хибинская, Т — Турьинская, Ч — Чирка-Кемская, Л — Лехтинская, Ко — Конжозерская, О — Онежская, Б — Бураковская, В — Ветряного Пояса; месторождения и рудопроявления: 1 — Гремяха-Вырмесское, 2 — Тулпявское, 3 — Тикшозерское, 4 — Восточное, 5 — Елетьозерское, 6 — Салланлатвинское, 7 — Вуориярвинское, 8 — Ковдорское, 9 — Себлявское, 10 — Африканда, 11 — Озерная Варака, 12 — Леская Варака, 13 — Салмагорское, 14 — Хибинская группа, 15 — Ловозерское, 16 — Контозерское, 17 — Турьинское, 18 — Песочное

нгская и Имандра-Варзугская) и более мелких фрагментов. Формирование структур сопровождалось интенсивной вулканической и интрузивной деятельностью. В составе супракrustальных комплексов выделяется несколько вулканических серий: трахиандезито-базальтовая, трахибазальтовая, пикрито-базальтовая, субщелочная и др. Интрузивные образования представлены пластовыми телами перидотитов, оливинитов, пироксенитов и габбро [4]. Мощность вулканогенно-осадочных комплексов возрастом 1,97—2,45 млрд.лет, выполняющих структуру, составляет 18—20 км [12]. Менее масштабная — Кукаозерская проторифтовая система, локализуемая в северной части Карельского кратона.

К северо-западному флангу Печенга-Варзугского проторифта приурочен Гремяха-Вырмесский щелочно-габброидный массив (PR_1), вмещающий одноименное месторождение апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд. В массиве выделяются породы трех интрузивных серий, последовательно сменяющих друг друга (ультрамафит-мафитовая, щелочная и щелочно-салитовая). Продуктивная меланократовая серия представлена чередованием горизонтов габбро, плагиопироксенитов, плагиоперидотитов, оливинитов, пуласкитов, анортозитов и др. В рудной составляющей преобладают вкрапленные апатит-титаномагнетит-ильменитовые руды (содержание P_2O_5 1,5—4,5%), слагающие линзовидные и пластовые тела (протяженность до 2,4 км, мощность до 750 м) в плагиоперидотитах, плагиопироксенитах и меланократовых габбро [9]. Среднее содержание P_2O_5 по объекту составляет 2,9%.

Технологические исследования показали возможность получения высококачественного апатитового концентрата с содержанием P_2O_5 39,6—40,7% при извлечении 87—95%. По масштабам Гремяха-Вырмесское месторождение относится к категории крупных (суммарные запасы P_2O_5 порядка 100 млн.т).

К Кукаозерской проторифтовой зоне в северной части Карельского протомассива приурочен Елетюзерский щелочно-габброидный интрузив, вмещающий апатит-титаномагнетит-ильменитовое месторождение. В непосредственной близости от него расположены Тикшозерский и Восточный массивы с апатит-карбонатными и апатит-силикатными рудами.

Более значительным по масштабам минерагеническим потенциалом обладает каледонская эпоха промышленного апатитообразования, связанная с процессами рифтогенеза раннепалеозойского тектонического цикла (500—380 млн.лет). В данную эпоху сформировались карбонатитовые массивы центрального типа (Ковдорский, Вуориярвинский, Себлявринский и др.), расположенные в узлах пересечения зеленокаменных и проторифтогенных структур более молодыми Ковдору-Хибинской и Турьинской рифтовыми зонами.

Каледонские рифтовые зоны, для которых характерно проявление исключительно щелочного магматизма (щелочно-ультрамафитовые карбонатитосодержащие интрузии, кимберлитовые трубки и щелочные дайки), имеют преимущественно северо-восточное простирание и при своем заложении использовали систему докембрийских поперечных и диагональных разломов. Выделяются Ковдору-Хибинская и Турьинская зоны, для которых характерно проявление исключительно щелочного магматизма: щелочно-ультрамафитовые карбонатитосодержащие интрузии, кимберлитовые трубки и щелочные дайки. Существуют также полихронные структуры северо-западного простирания (Печенга-Варзугская), заложение которых связано с ранним протерозоем, а в раннем палеозое произошла их регенерация [14].

Ковдорский массив приурочен к западному крылу Ковдору-Хибинской рифтовой зоны. Размещение его контролируется узлом пересечения северо-западных, северо-восточных и субширотных разломов. Ковдорское апатит-редкометалльно-магнетитовое месторождение расположено на границе ультрамафитового (оливиниты, пироксениты) ядра массива с щелочными (ийолиты, мельтейгиты) породами эндоконтактной зоны. Представлено оно вертикальным штоком сечением 800—1500 м и прослеженным на глубину до 2 км. Строение штока зональное: ядро сложено апатит-кальцит-магнетитовыми рудами с участками апатит-форстерит-магнетитовых разновидностей (P_2O_5 6—12%), рассечено штокверком апатит-кальцит-доломит-магнетитовых руд (P_2O_5 4—6%). Его периферическая зона представлена апатит-флогопит-форстеритовыми (маложелезистыми) рудами (P_2O_5 5—6%) и карбонатизированными разностями пород (P_2O_5 3%). Шток окружен кольцевыми жилами апатитоносных карбонатитов (P_2O_5 3—4%) и сопровождается рудными телами-саттелитами [7].

Руды месторождения (в среднем P_2O_5 6—7%) из-за насыщенности карбонатами относятся к трудно и удовлетворительно обогащаемым. Более технологичными являются их маложелезистые разновидности. Апатит-редкометалльно-магнетитовые руды месторождения концентрируют P_2O_5 30 млн.т запасов промышленных категорий.

Герцинская минерагеническая эпоха, связанная с позднепалеозойским тектоническим циклом, ознаменовалась возникновением уникальных нефелин-apatитовых месторождений Хибинского массива (D_{2-3}). Массив размещается в зоне сочленения Центрально-Кольского и Варзугского блоков и контролируется узлом пересечения трех рифтовых структур: раннепротерозойской (регенерированной в палеозое) Печенга-Варзугской, раннепалеозойской Ковдору-Хибинской и средне-позднепалеозойской Хибино-Контозерской.

Хибинский массив в плане имеет концентрически-зональное строение: внешняя зона сложена хибин-

нитами, сменяющимися к центру рисчорритами, ийолит-уртитам, фойяитами, карбонатами. Продуктивной является коническая ийолит-уртитовая интрузия, в пределах которой выявлено 10 месторождений. По морфоструктурным признакам они объединены в два типа: одноярусный и многоярусный. Одноярусный представлен протяженной (22 км) пластообразной залежью, для многоярусного характерны линзо- и жилообразные тела длиной до 3 км [8].

Руды в основном нефелин-апатитового состава. Среднее содержание P_2O_5 составляет 14,2%, при колебаниях в отдельных месторождениях от 6 до 19%. Руды легко обогащаемы: извлечение P_2O_5 в концентрат 90%, содержание в нем P_2O_5 39,4%.

По масштабам Хибинская группа месторождений (8 объектов) соответствует весьма крупному (уникальному) объекту, апатитовый потенциал которого оценивается (по состоянию на 01.01.2011 г.) в 478,7 млн.т P_2O_5 по категориям А В С₁ и 48,1 млн.т P_2O_5 по С₂.

В пределах погребенных и склоновых участков Балтийского щита потенциально апатитоносны — континентальные рифтогены и регенерированные рифтогены (авлакогены). Именно эти структуры могут нести апатитовое оруденение известных и новых геолого-промышленных типов [2].

Перспективными в отношении апатитоносности представляются продолжающиеся в шельфовые области Северного Ледовитого океана участки континентального Ковдор-Хибинского рифта, а также регенерированные рифтогены (авлакогены). Зоны рифтогенеза установлены в пределах Печорского, Южно- и Северо-Баренцевского блоков, плато Бьермелэнд (рис. 3), где они пространственно совпадают с Центральным-Баренцевским, Печоро-Колвинским, Варандей-Адзвинским, Западно-Сибирским и некоторыми другими авлакогенами. Формирование рифтогенных комплексов происходило в рифейский и ранне-среднепалеозойский этапы развития региона, палеозойская история развития которого аналогична таковой Восточно-Европейской платформы. Образование регенерированных рифто-

генов связывается с поздней фазой (N—Q) тектономагматической активизации рифтогенных структур и зон тектонических разломов в пределах Балтийского щита и смежных территориях Северного Ледовитого океана.

Каледонский рифтогенез, обусловивший формирование крупных месторождений апатита в пределах Кольского кратона, активно проявился и в пределах Западно-Баренцевоморского блока. Каледонские рифты имеют северо-восточное простирание, близкое аналогичным структурам континентальной части Балтийского щита. По аналогии с континентальными участками карбонатитовые массивы с бадделит-апатит-магнетитовым оруденением могут быть установ-

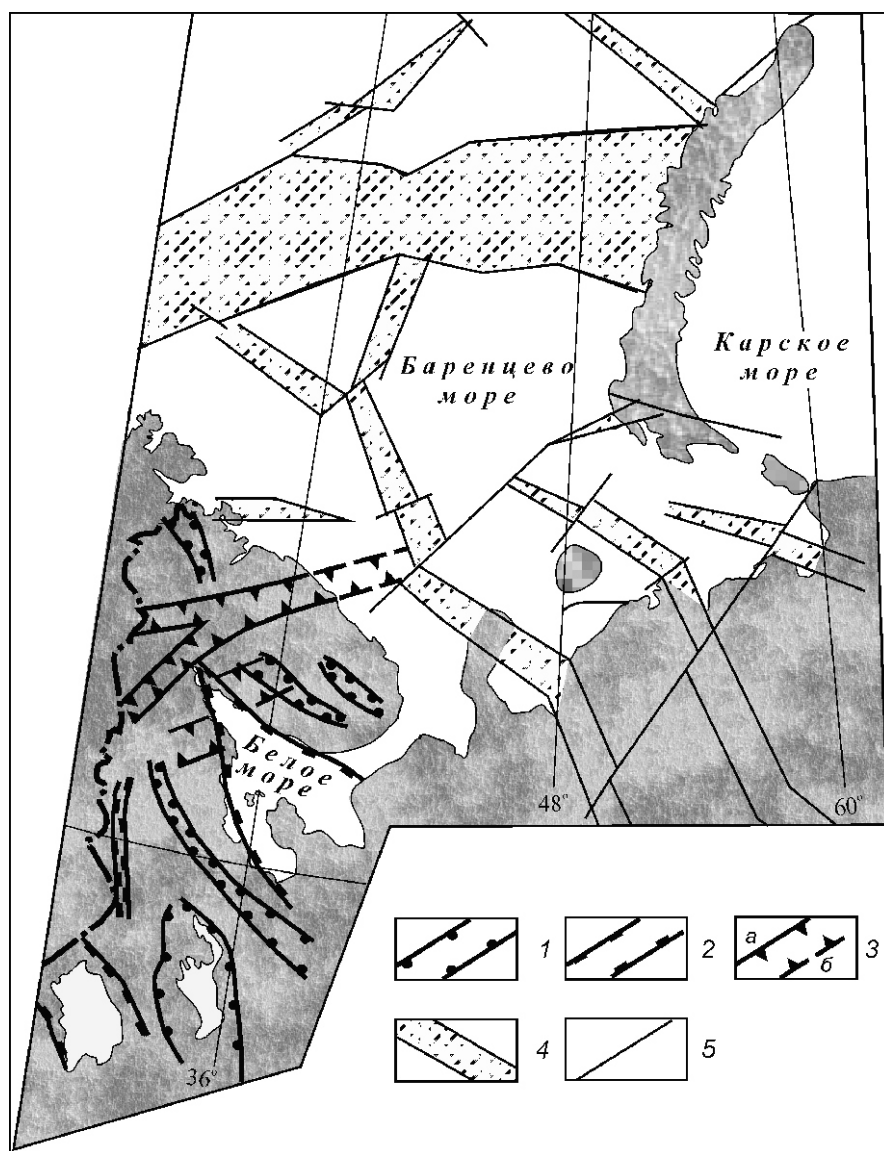


Рис. 3. Рифтогенные зоны северо-запада России и Арктического бассейна. Составлена с использованием материалов А.В.Ступаковой (1999), А.Д.Щеглова и др. (1993):

зоны внутриконтинентального рифтогенеза: 1 — раннепротерозойские, 2 — рифейские, 3 — средне-позднепалеозойские (а — на поверхности щита, б — в шельфовой зоне); 4 — зоны шельфового рифтогенеза; 5 — глубинные разломы

лены в шельфовых зонах Баренцева моря в узлах пересечения каледонских рифтогенных структур с разноориентированными региональными разломами или в глубинных зонах глыбовых дислокаций кристаллического фундамента.

Герцинский рифтогенез связан с восток-северо-восточным продолжением под осадочным чехлом Кольской моноклинали и Южно-Баренцевской впадины средне-позднепалеозойской Хибино-Контозерской рифтовой зоны с уникальными хибинскими месторождениями. В шельфовых частях новые апатитоносные объекты хибинского типа могут быть установлены в зонах сочленения докембрийских рифтов и герцинских рифтовых структур, а также в узлах их пересечения с региональными глубинными разломами.

Возможность обнаружения в европейской части Российской Федерации месторождений апатита хибинского типа или «вторых Хибин» проблематична, тем не менее, имеющиеся прогнозно-поисковые критерии позволяют наметить некоторые районы для более детального изучения и решения вопроса о возможности открытия в этих районах щелочных и щелочно-ультрамафитовых (карбонатитовых) массивов. По результатам переинтерпретации геолого-геофизических материалов (рис. 4) к их числу могут быть отнесены погребенные склоны Балтийского щита (Шенкурский район) и внутриконтинентальные рифтовые зоны Восточно-Европейской платформы (Ржевский район).

Выполненный анализ материалов гравитационной и аэромагнитной съемки в пределах восточного скло-

на щита, перекрытого осадочными комплексами венда и палеозоя, позволил выделить в пределах Ленинградской, Вологодской и Архангельской областей аномальные гравимагнитные поля, близкие по физическим характеристикам и строению геофизическим полям щелочных и щелочно-ультрамафитовых массивов Карело-Кольской апатитоносной провинции [3]. В пространстве указанные аномалии и их связки, как и известные аналоги в открытой части щита, размещаются в древних шовных зонах беломорид и карелид, обнаруживая тесную связь с прибортовыми областями рифейских Кандалакшско-Двинского (Онежского) и Средне-Русского рифтов.

Массивы щелочных и щелочно-ультрамафитовых пород Балтийского щита выражены в магнитном и гравитационном полях в виде совмещенных концентрических отрицательных и положительных аномалий интенсивностью в тысячи нанотесл и десятки миллигал соответственно. Аналогичную характеристику имеют гравимагнитные поля Шенкурского района, что позволяет прогнозировать нахождение здесь на глубине аналогичных массивов.

В отношении потенциальной апатитоносности пред-

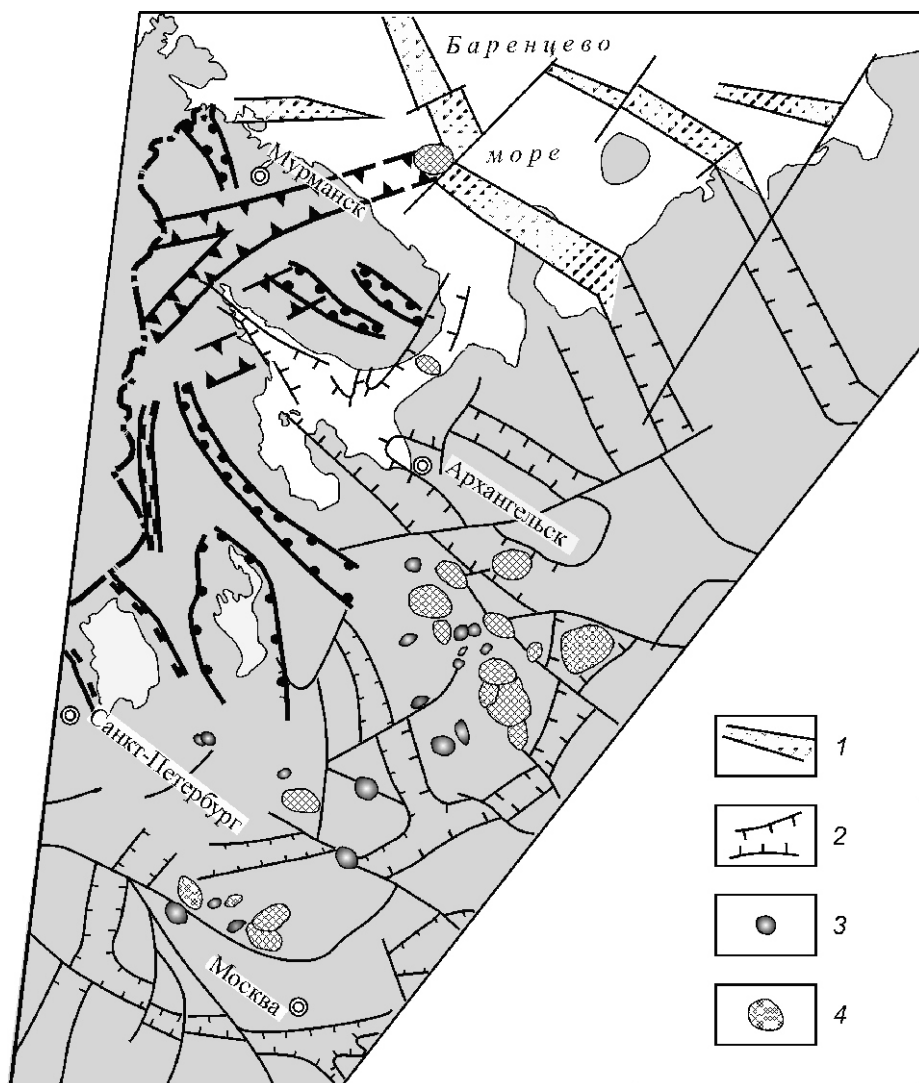


Рис. 4. Рифтогенные структуры Балтийского щита и его склонов:

1 — рифейско-протерозойские зоны рифтогенеза Баренцовоморского шельфа; 2 — рифейские авлакогены и грабены Восточно-Европейской платформы; гравимагнитные аномалии, предположительно связанные с массивами; 3 — ультраосновных щелочных пород с карбонатами, 4 — агапитовых нефелиновых сиенитов; см. услов. обозн. к рис. 3

ставляют интерес также интракратонные области тектономагматической активизации древних платформ. В пределах Восточно-Европейской платформы в этом плане привлекает внимание узел тройного сочленения рифейских рифтогенных структур Средне-Русского, Московского и Пачелмского авлакогенов, выделенный как Ржевский потенциально рудоносный район [13].

Особенно интересна зона Зубцовско-Камского вала с серий магнитных аномалий, физическая природа которых весьма близка таковой щелочных и щелочно-ультрамафитовых массивов центрального типа.

Обобщая основные выводы по минерации апатита, вытекающие из анализа изложенных материалов, необходимо остановиться на следующих моментах:

1. В истории развития Карело-Кольского региона выделяются три эпохи промышленного апатитообразования: раннепротерозойская, каледонская и герцинская. С раннепротерозойской связано формирование апатит-титаномагнетит-ильменитовых месторождений и рудопроявлений щелочно-габброидной формации. Данная эпоха имеет ограниченное промышленное значение. Суммарный ресурсный потенциал каледонской апатитоносной эпохи сосредоточен в апатит-редкометалльно-магнетитовых месторождениях, ассоциирующих с щелочно-ультрамафитовыми карбонатитовыми массивами. Наиболее значительные промышленные запасы и ресурсы сформировались в герцинскую минерогеническую эпоху и сосредоточены в уникальных нефелин-apatитовых месторождениях Хибинского массива.

2. Локализация докембрийских месторождений и рудопроявлений апатита интрузивных формаций определяется их приуроченностью к флангам раннепротерозойских проторифтовых структур северо-западного простираия. Перспективные рудопроявления связаны также с метавулканогенными комплексами позднеархейских зеленокаменных поясов. Фанерозойские месторождения и рудопроявления расположены на флангах (apatит-редкометалльно-магнетитовые) и в центральных частях (нефелин-apatитовые) палеозойских рифтовых систем северо-восточного простираия.

3. Нарастание апатитового потенциала происходило от рифтоидных (AR_2) к проторифтовым (PR_1) и достигло максимума в рифтовых (PZ_{2-3}) структурах.

4. Истощение запасов хибинских месторождений, проблемная обогатимость карбонатитовых руд и низкие содержания P_2O_5 в габброидных массивах требуют

повышенного внимания к новым потенциальным источникам апатитового сырья. Имеющиеся предварительные материалы позволяют положительно оценить перспективы апатитоносности других структур рифтоидного ряда: зеленокаменные пояса в пределах обнаженной части Балтийского щита, континентальные рифтогены и регенерированные рифтогены (авлакогены) — на его склонах. Именно эти структуры могут нести апатитовое оруденение известных и новых геолого-промышленных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Е.В. К вопросу об апатитоносности зеленокаменных поясов России // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1101—1107.
2. Беляев Е.В., Чайкин В.Г. К вопросу о перспективах апатитоносности Балтийского щита и его склонов // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 643—645.
3. Валеев Р.Н., Чайкин В.Г. К природе кольцевых и концентрических гравимагнитных аномалий восточного склона Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 3. С. 673—677.
4. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). —Л.: Наука, 1982.
5. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. —Л.: Наука, 1978.
6. Минерогеническая карта СССР. Фосфатное сырье. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка / Под ред. А.С.Михайлова. —Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
7. Минеральные месторождения Кольского полуострова / Под ред. Г.И.Горбунова. —Л.: Наука, 1981.
8. Новые Хибинские апатитовые месторождения / Под ред. Е.А.Каменева, Д.А.Минеева. —М.: Недра, 1982.
9. Осокин А.С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмесс. —Апатиты, 1987.
10. Рыбаков С.И., Светов А.И., Куликов В.С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. —Л.: Наука, 1981.
11. Файзуллин Р.М., Беляев Е.В., Садыков И.С. Индикаторные соотношения масштабов апатитового оруденения кратонных и рифтовых рудно-формационных комплексов // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 4. С. 524—526.
12. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. —М.: Недра, 1988.
13. Чайкин В.Г., Тулузакова А.В. О флюоритовосности Московской зоны // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 3. С. 681—685.
14. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский В.А. Основные особенности магматизма и металлогения рифтогенных систем Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1992. Т. 236. № 4. С. 701—705.
15. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и металлогения. —Л.: Наука, 1980.

УДК 550.834.3(571.1)

В.С.Дружинин, П.С.Мартышко, Н.И.Начапкин, В.Ю.Осипов, 2013

Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы

В.С.ДРУЖИНИН, П.С.МАРТЫШКО, Н.И.НАЧАПКИН, В.Ю.ОСИПОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им.Ю.П.Булашевича Уральского отделения Российской академии наук (ИГФ УрО РАН); 620016, г.Екатеринбург, ул.Амундсена, д.100)

Рассмотрена схема тектонического районирования Уральского региона на основе впервые созданной объемной разломно-блоковой модели верхней части литосферы до глубин 80 км. Показана роль информации о строении верхней части литосферы и необходимость ее учета при решении задач региональной геологии. Проанализированы данные о глубинном строении и фактические сведения о приповерхностных структурах с участием специалистов соответствующего профиля.

Ключевые слова: северная и средняя части Уральского региона, глубинное строение, объемная разломно-блоковая модель верхней части литосферы, тектоническое районирование.

Дружинин Владимир Степанович, druvs@mail.ru

Мартышко Пётр Сергеевич, mpsdrr@mail.ru

Начапкин Николай Иванович

Осипов Вячеслав Юрьевич

Tectonic regionalization of the Urals region on the basis of geological-geophysical data about structure of the lithosphere's upper part

V.S.DRUZHININ, P.S.MARTYSHKO, N.I.NACHAPKIN, V.Yu.OSIPOV

Results of schematical tectonic regionalization of the Urals region geological environment, are considered on the basis of construction volumetric break-blocks model of the Urals region lithosphere upper part, including eastern part of the East Europe platform, the Timan-Pechora plate, northern and middle parts of the Urals region, western block of the West-Siberian platform and northwestern part of the Kazakhstan geoblock. Underlined are main features of the accomplished tectonic regionalization and its difference from the existing tectonic maps compiled without taking into account specificity of deep structure. The received circuitry of tectonic realization can be used in drawing tectonic, geodynamic and mineragenic summary maps of the Urals region.

Key words: northern and middle parts of the Urals region, deep structure, volumetric break-blocks model of the lithosphere upper part, tectonic regionalization.

Дальнейшее развитие наук о Земле в первую очередь связано с изучением верхней части литосферы, где, возможно, происходит генерация углеводородов с последующим образованием в приповерхностных структурах месторождений полезных ископаемых. Это подтверждается практикой глубинных сейсмических исследований в Уральском регионе, выполненных в значительном объеме (свыше 11 000 км на 20 профилях и геотраверсах). Решение проблем региональной геологии, таких как, тектоника, магнетизм, геодинамика и минерогения, нуждается в сведениях о специфике строения верхней части литосферы в профильном и, особенно, в объемном вариантах.

Препятствиями для широкого использования этой информации являются:

1. Неподтверждаемость данных о глубинном строении по данным геофизики, выявленная бурением в 70—90-ых годах прошлого столетия ряда сверхглу-

боких скважин, которыми изучены образования в возрастном диапазоне от кристаллических пород нижнего архея до молодых осадков мезозоя, т.е. практически половина континентальной коры.

2. Наблюдаемая нестыковка данных по одним и тем же структурам, например по Уральскому складчатому поясу, Енисейскому кряжу, Уренгойской рифтовой системе, полученных в разных организациях и по разным технологиям [4, 15, 21].

3. Отсутствие сведений об особенностях глубинного строения в межпрофильном пространстве и, соответственно, объемных моделей верхней части литосферы. Предпринимаемые попытки обобщения полученной информации с использованием авторских разрезов без анализа возможностей применяемых технологий отображать реальную геологическую среду, не способствуют решению поставленных задач [17].

Опыт исследований авторов статьи по анализу и обобщению материалов ГСЗ, вначале опробованный при создании объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы северо-западной части Западно-Сибирской равнины, указывает, что решение поставленной проблемы — создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона может стать основой решения подобной задачи для других территорий континентальной коры. Это необходимо для повышения уровня регионального прогнозирования, в частности, при поисках новых месторождений углеводородов и новых объектов [8, 11, 12].

Исследования сопровождались дальнейшей разработкой методики создания объемной модели верхней части литосферы, используя сведения по имеющимся профилям и геотраверсам ГСЗ, откорректированным по методике глубинного геокартирования, результаты интерпретации потенциальных полей и плотностного 2D и 3D моделирования [18]. За основу была взята сложная разломно-блоковая слоистая модель, как наиболее вероятная на данный момент.

Вначале были выполнены исследования по созданию объемных геолого-геофизических моделей трех основных сегментов Уральского региона: северо-западного сегмента Западно-Сибирской геосинеклизы, затем Тимано-Печорской плиты и среднему сегменту Уральского региона [8, 10, 11]. Впоследствии три разрозненные части Уральского региона были объединены воедино путем составления объемных моделей по однотипной методике. В результате создана сводная трехслойная модель верхней части литосферы Уральского региона в масштабе 1:2 500 000 для территории с координатами: северная часть 50—70 в.д., 60—68 с.ш., средняя 53—66 в.д., 55—60 с.ш. Для этого была построена серия разрезов по 15 профилям ГСЗ, показанных на рис. 1. Итоговая информация представлена сейсмогеологическими, сейсмоплотностными и магнитными геолого-геофизическими разрезами в масштабе 1:1 000 000 и объемной плотностной и магнитной 2D моделями масштаба 1:2 500 000. На основе этих моделей составлены схематические карты: рельефа поверхности архейского кристаллического фундамента; основного сейсмо- геологического раздела М; тектонического районирования по трем подразделениям верхней части литосферы.

Содержание работ. Для решения поставленных задач рассмотрим вопросы сейсмогеокартирования континентальной земной коры и построения геолого-геофизических разломно-блоковых моделей верхней части литосферы.

Основы способа сейсмогеокартирования земной коры (СГЗК) были заложены в процессе геологической интерпретации сейсмического разреза по Свердловскому пересечению ГСЗ с участием крупного знатока Урала И.Д.Соболева [13] и затем были продол-

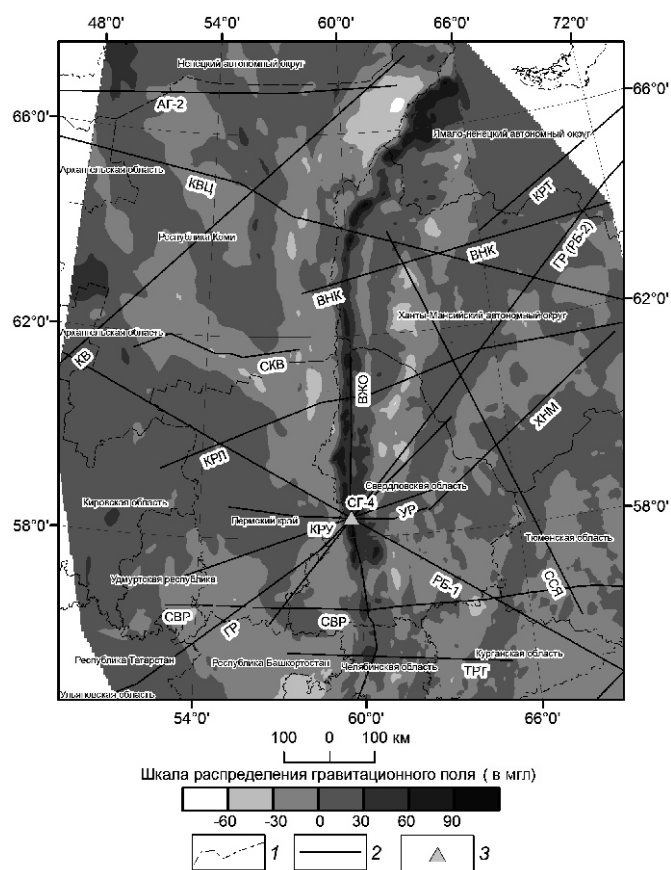


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ, МОВЗ, совмещенная с картой аномального гравитационного поля *g*:

1 — Административные границы субъектов Российской Федерации; 2 — геотраверсы и профили ГСЗ, МОВЗ; геотраверсы Центра Геон: АГ-2 — Агат-2, КВЦ — Кварц, РБ-1 — Рубин-1, РБ-2 — Рубин-2, УР — Уральский МОВЗ, КРТ — Кратон; профили Баженовской геофизической экспедиции при участии Института геофизики УрО РАН: СВР — Свердловский, ГР — Гранит, ТРТ — Тараташский, КРУ — Красноуральский, ХНМ — Ханты-Мансийский, ССЯ — Северная Сосьва—Ялуторовск, КРЛ — Краснотенский, ВНК — Верненильдино—Казым, ВЖО — Вижай—Орск; профиль Спецгеофизики: КВ — Купянск—Воркута; Институт геологии Коми Центра УрО РАН: СКВ — Сыктывкарский; 3 — Уральская сверхглубокая скважина — СГ-4

жены на других профилях ГСЗ, отработанных Уральскими геофизиками [9].

По аналогии с методикой геокартирования приповерхностных структур*, определение структурно-тектонических особенностей континентальной коры заключается в следующем: разделение коры по

*Приповерхностные структуры в складчатых областях изучены в основном в диапазоне глубин 1—3 км.

глубине на сейсмогеологические этажи, мегакомплексы (в геологии крупные стратиграфические подразделения, периоды, свиты); разделение на мегаблоки, блоки, комплексы (в геологии — прогибы, поднятия, мегаструктуры, структуры); выделение разломов на разных глубинных уровнях (в геологии — тектонические нарушения различной природы), определение возможного петрографического состава блоков, подблоков и комплексов (в геологии — литологический состав).

Известно, что геологическое истолкование сейсмических границ в осадочных бассейнах стало возможным с помощью сеймостратиграфического анализа: при привязке опорных отражающих границ по скважинной информации к геологическим подразделениям. В глубинных сейсмических исследованиях до сих пор принято принимать за опорные границы: поверхность консолидированной коры, которой соответствует первая преломляющая граница с высокими значениями скорости V 5 км/с или подошва расслоенной толщи по ОГТ; поверхность Мохоровичича (сейсмическая граница М на разрезах) со значениями скоростей 7,5—8,6 км/с или подошва гетерогенной неоднородно слоистой среды в методе глубинного ОГТ.

Ориентироваться на эти границы в качестве элементов глубинного геокартирования не представляется возможным по следующим соображениям. Первая преломляющая граница, имея значительный разброс значений от 5 до 7 км/с, соответствует в геологическом отношении кровле структур возрастом от AR—PR до Т включительно. В этот интервал значений скоростей попадают субплатформенные отложения промежуточного комплекса Западной Сибири (V 5 км/с), осадочные терригенно-карбонатные и карбонатно-доломитовые комплексы (V 5,5—7,0 км/с), не соответствующие понятию «консолидированная или кристаллическая кора».

Последние обстоятельства являются препятствием и в ОГТ. Для примера укажем на данные по району Тюменской сверхглубокой скважины. В прогнозной модели, составленной по ОГТ, подошва осадочной толщи была определена в 9,0—9,2 км, а по методу площадных наблюдений преломленными волнами 6,5 км со значениями скорости 5,0—5,2 км/с [23]. Фактически так и оказалось: на 6,5 км скважина обнаружила терригенно-базальтовый промежуточный комплекс возрастом Р—Т со значениями скорости 5 км/с.

Положение сейсмической границы М неоднозначно при значительном разбросе величины скорости и расслоенности зоны перехода от пород земной коры к «нормальной» верхней мантии. Во многом оно определяется технологическими параметрами: интервалом прослеживания мантийной группы волн, их интенсивностью на записи и типом профилирования (точечное, непрерывное, дискретное). Так же как в случае с верхней границей, выделение границы М по данным глубинного ОГТ затруднено в отрицательных зонах этой

поверхности, где, вероятно, развит специфический переходный мегакомплекс (К-М) [1, 2].

Еще более неопределенным является выделение так называемого «базальтового» слоя со значениями скорости 6,7—7,2 км/с. Наглядным примером является результат проверки сверхглубоким бурением прогнозной модели по району Кольской СГ-3, составленной по данным редкой системы МПВ. Положение поверхности «базальтового» слоя было определено в 7—8 км со значениями скорости 6,5—6,7 км/с [16]. Фактически оказалось, что на этих глубинах расположена кровля архейских пород с V 5,8 0,2 км/с, выше которой находится комплекс метаморфизованных основных вулканитов PR₁ (печенгская свита) с V 6,0—6,6 км/с. Вопрос о «базальтовом» слое повис в воздухе. Должного вывода из такого несоответствия не было сделано. Возможно его причиной стала ориентировка только на значения скоростей при выделении подобного раздела без необходимого анализа волновой картины. Если бы при составлении модели удалось правильно определить характер распределения скоростей по глубине (а такая возможность была при соответствующем анализе волновой картины), то сейсмическую границу следовало бы отождествить с подошвой Печенгского комплекса (поверхность архейского фундамента). Это позволило бы сделать существенный вклад в развитие методики глубинного геокартирования земной коры с помощью сейморазведки. В частности, анализируя результаты сверхглубокого бурения Кольской и Ново-Елховской скважин, где архейский фундамент находится на разных глубинных уровнях (рис. 2), можно сделать вывод о том, что этот фундамент присутствует и в рифтовых структурах нижнего протерозоя (PR₁), например, в Калтасинском авлакогене.

В целом следует отметить, что существующие модели земной коры, составленные с учетом распределения с глубиной скоростных параметров, вычисленных притом неоднозначно, мало подходят для целей глубинного геокартирования. Необходимы новые подходы к геологической интерпретации сейсмических данных. Во-первых, эта разработка должна способствовать обобщению ранее полученных в значительном объеме материалов по ГСЗ, неоднородных по составу, качеству, полноте (к примеру, по Уральскому региону); во-вторых, обоснованию соответствующей технологии для будущих глубинных сейсмических исследований, направленных на уменьшение неоднозначности информации и ее пригодность для решения задач региональной геологии. Таким образом, основным элементом разрабатываемой технологии картирования земной коры (СГЗК) является обоснование регионально выдержанных двух поверхностей раздела верхней части литосферы: поверхность древнего (архейского) кристаллического фундамента (K₀₁) и основного сейсмогеологического раздела М (M_{сг}) с относительно близкими значения-

ми физических параметров для ниже расположенных комплексов верхней мантии. В качестве иллюстрации о практически повсеместном присутствии нижнеархейского кристаллического фундамента (K_{01}) на рис. 3 представлены модели верхней части

земной коры для двух основных типов геологических структур: поднятия и впадины.

Построение геолого-геофизических объемных разломно-блоковых моделей верхней части литосферы. Известно, что иерархическая блоковость гео-

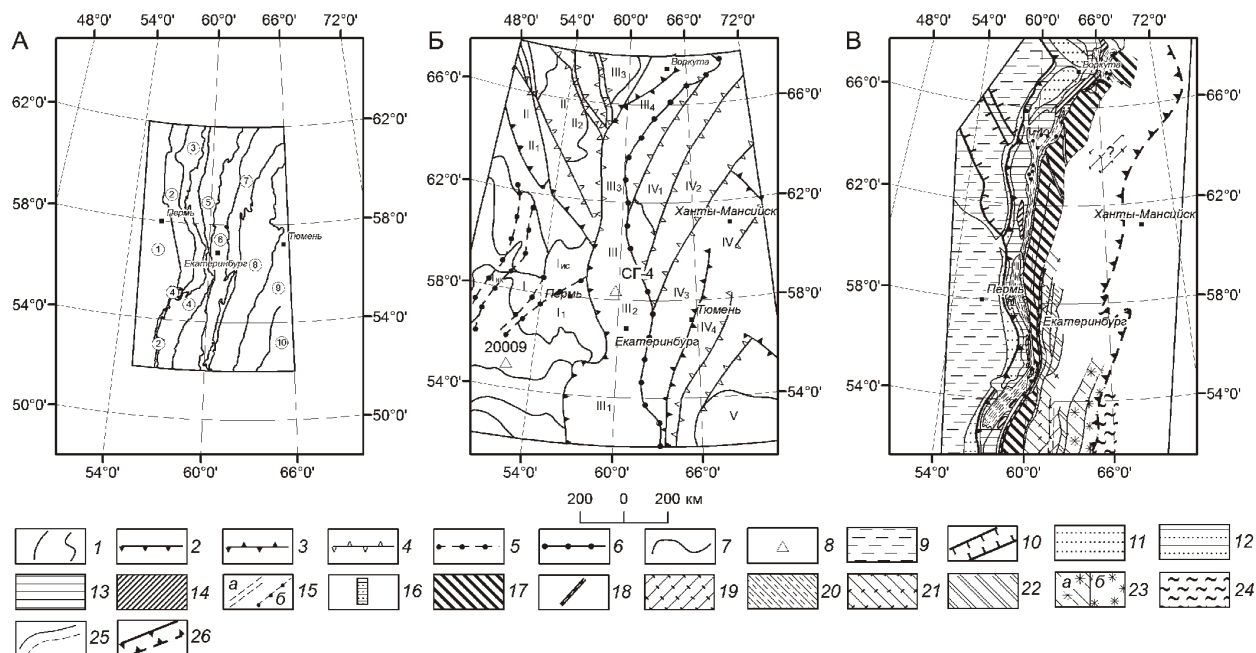


Рис. 2. Фрагменты тектонических карт:

А — схематическая тектоническая карта Урала (И.Д.Соболев, 1966); Б — тектоническая карта СССР масштаба 1:10 000 000 (под ред. Т.Н.Спижарского, 1979); В — тектоническое районирование Урала (С.Н.Иванов, В.Н.Пучков и др., 1986); 1 — границы основных палеозойских геолого-тектонических подразделений по И.Д.Соболеву (цифры в кружках): 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Предуральский прогиб, 3 — Западно-Уральская зона складчатости и надвигов, 4 — Центрально-Уральское поднятие, 5 — Тагило-Магнитогорский прогиб, 6 — Восточно-Уральское поднятие, 7 — Восточно-Уральский прогиб, 8 — Зауральское поднятие, 9 — Тюменско-Кустанайский прогиб, 10 — Тобольско-Кушмурунское поднятие; глубинные разрывные нарушения: 2 — между платформами и складчатыми системами, 3 — между складчатыми и геосинклинальными системами, 4 — между структурными мегазонами, 5 — ограничивающие авлакогены; 6 — восточная граница обнаженного Урала; 7 — границы разновозрастных тектонических подразделений; 8 — сверхглубокие скважины: СГ-4 — Уральская, 20009 — Ново-Елховская; надпорядковые структуры: I — Восточная окраина Восточно-Европейской платформы, II — Тимано-Печорская плита, III — Уральская складчатая система, IV — Западно-Сибирская плита, V — Казахстанская складчатая система; структуры первого порядка: I₁ — Пермско-Камский свод, Икк — Казанско-Кажимский авлакоген, Ис — Ижевско-Соликамский авлакоген, II₁ — Тиманское поднятие, II₂ — Ижма-Печорская впадина, III₃ — Косьва-Роговская впадина, III₁—III₄ — Южный, Средний, Северный и Приполярный секторы Уральской складчатой системы, IV₁—IV₄ — структурно-тектонические мегазоны Приуральской части Западно-Сибирской плиты; 9 — Восточно-Европейская платформа; 10 — внутриплатформенные поднятия и впадины; 11—16 — западный палеоконтинентальный сектор: 11 и 12 — Предуральская мегазона (краевой прогиб): 11 — внешняя нескладчатая и 12 — внутренняя линейно-складчатая зоны, 13—16 — Западно-Уральская мегазона (мегантклиний): 13 и 14 — зона западного крыла мегантклиний и перекрывающих его аллохтонов: 13 — автохтонные структуры (тем же знаком показаны и поднятия внутри Предуральского краевого прогиба), 14 — наиболее крупные аллохтоны; 15 и 16 — осевая (Уралтауская, включая Башкирский антиклинорий) зона: 15 — рифейские (а) и дорифейские (б) комплексы, 16 — комплексы реликтовой зоны восточного крыла; 17—22 — палеоокеанический сектор: 17 — Тагило-Магнитогорская мегазона (кора сформирована преимущественно как автохтонная), 18 — наиболее крупные серпентинитовые меланжи, 19—21 — мегазона Восточно-Уральского поднятия или Урало-Тобольская (кора сформирована преимущественно как автохтонная), зоны развития докембрийской коры: 19 — практически непогребенной под шарьяжами и осадками, 20 — частичного тектонического и седиментационного погребения, 21 — предполагаемого погребения; 22 — зоны слабого проявления (частичного отсутствия?) погребенных сиалических блоков докембрия; восточный палеоконтинентальный сектор (Зауральская мегазона) и ее обрамление: 23 — зоны вулканоплутонических структур: а — Валерьяновская, б — Боровская, 24 — казахстаниды; границы: 25 — зон и 26 — Уральской складчатой области



Рис. 3. Схематические модели верхней коры Восточной окраины Восточно-Европейской платформы (А) и активные структуры Урала и Сибири (Б):

1 — гранулиты, габбро-амфиболиты, анортозиты нижней коры; 2 — преимущественно гнейсы с прослоями амфиболитов, габброидов; 3 — расслоенная часть AR, переработанная в этапы диастрофизма; 4 — вулканиты и метаморфизованные породы основного состава нижнепротерозойского возраста (печенгская свита); 5 — преимущественно терригенные и сланцевые породы R₁; 6 — калталинские доломиты R₁; 7 — терригенно-карбонатные отложения D₃-P возраста; 8 — терригенно-сланцевый комплекс R₁; 9 — гнейсы преимущественно среднего и основного состава, гранулиты, гнейсо-амфиболиты; 10 — гнейсы, гнейсо-амфиболиты, гранитоиды; 11 — гранитоиды, гнейсы Салдинского комплекса; 12 — базальто-терригенные отложения промежуточного комплекса; 13 — вулканиты основного состава (имменовская свита); 14 — вулканогенные породы D-C возраста; 15 — осредненный разрез докайнозойских образований Байкальского рифта; 16 — кайнозойские терригенно-обломочные породы; 17 — предполагаемые переходные тонкорасслоенные толщи между основными подразделениями; звездочка — модели составлены по материалам источников, причем значение плотности по образцам из керна скважины

логической среды — одна из основных ее характеристик [14]. Каждый блок континентальной коры имеет свой набор физических параметров, отличный от соседних объектов. В приповерхностной части геологической среды им соответствуют разнородные геологические структуры. Однако фактор блоковости практически не учитывается при составлении геологических карт: контуры структурно-вещественных подразделений имеют сглаженные непрерывные или изолированные формы. Этот пробел должен быть устранен в развиваемом направлении сейсмогеокартирования земной коры.

Выделение и определение положения геологической структуры первого порядка как основной составной части модели верхней части литосферы происхо-

дит на основе распределения блоков на ее разных глубинных уровнях. При этом определенному типу структур первого порядка соответствует специфическая модель верхней части литосферы. Следует заметить, что впервые связь между глубинным строением, тектоникой и магматизмом рассмотрена для среднего Урала на примере Свердловского профиля ГСЗ в монографии [13]. По мере отработки профилей ГСЗ уральскими геофизиками, расширилась информация по данному вопросу.

Отсутствие подобной картины на сейсмических разрезах (в частности на геотраверсах Центра «Геон») обусловлено значительным осреднением сейсмических данных, несопоставимых с детальностью информации о приповерхностных структурах. К

этому следует добавить игнорирование при составлении итоговых разрезов ГСЗ имеющейся геологической информации, и, прежде всего, по участкам сверхглубоких и глубоких скважин и современных данных глубинного ОГТ.

Дополнительные критерии для выделения глубинных разломов и их картирования по площади приведены ниже.

Геологические признаки: резкое изменение контуров, состава и возраста крупных геологических тел, наличие интрузивных тел основного и ультраосновного состава, закартированных тектонических нарушений. Геофизические признаки: линеаменты потенциальных полей и результативных карт по космоснимкам, цепочки локальных магнитных аномалий, повышенные концентрации гелия в подземных водах. Активность глубинного разлома на современном этапе развития определяется геофизическим мониторингом движения верхней части разреза по наличию мантийного гелия и при регистрации сейсмических событий, включая высокочастотные импульсы, источники которых расположены в зоне глубинного разлома.

Существенным элементом сейсмокартирования верхней части литосферы являются разрывные структуры, большинство из которых имеет мантийное заложение: субмеридиональные глубинные разломы, разграничивающие подразделения «первого порядка» — мегаблоки и мегазоны, субширотные дислокации и разломы северо-западного и северо-восточного направлений, возможно сдвиговой природы. Их роль в тектонике приповерхностных структур несомненна. Неучет наличия подобных элементов вносит дополнительный искажающий фактор при обычных профильных исследованиях. Их присутствие в верхней части литосферы подтверждено разрезом по меридиональному профилю Вижай—Орск, расположенному вдоль Центрально-Уральской мегазоны (рис. 4) и субмеридиональным профилем Северная Сосьва—Ялutorовск в пределах Приуральской части Западно-Сибирской равнины.

Определение осредненных значений физических параметров выполнялось с использованием сведений о петрофизической характеристике пород приповерхностных структур. Такой подход показал эффективность при составлении прогнозных моделей для Уральской и Тюменской сверхглубоких скважин, а также по району Ново-Елховской скважины на Южно-Татарском своде [7]. При том следует отметить, что и глубоким бурением вскрыты комплексы консолидированной коры от AR до T, для которых не установлено изменение параметров с глубиной, за исключением механических свойств для отдельных интервалов разреза. Чем полнее и надежнее информация о геофизических параметрах, тем достовернее определение состава глубинных комплексов.

Результаты исследований. На основе совокупности геоплотностных разрезов и программ объем-

ного плотностного 2D и 3D моделирования составлены объемные плотностные модели (рис. 5). Они послужили базой для схематического тектоногеофизического районирования и обсуждения ряда проблем региональной геологии Уральского региона. Результаты исследований представлены в виде однотипных сейсмогеоплотностных моделей по профилям ГСЗ в количестве 13, объемом около 10 000 км (для примера на рис. 4 приведены разрезы по двум ортогонально расположенным профилям: субширотному Свердловскому пересечению и меридиональному трансекту Вижай—Орск по Центрально-Уральской мегазоне), а также схемами тектоногеофизического районирования первого сейсмогеологического этажа (K_0 — K_{01}), кристаллической коры (K_{01} —M) и верхов верхней мантии (M-80) (рис. 6).

Для сравнения полученных данных на рис. 3 приведены некоторые из существующих тектонических карт по Уралу и выкопировка из тектонической карты территории бывшего СССР. Они составлены в процессе обобщения геологических съемок разного масштаба, с привлечением информации, содержащейся в потенциальных геофизических полях и крайне ограниченных сведений по глубоким горизонтам консолидированной коры. Наблюдаемые различия в положении и содержании геологических структур первого порядка и мегаблоками и мегазонами верхней части литосферы, обусловлены недостатком информации о глубинном строении земной коры, неоднозначностью интерпретации потенциальных полей, условным характером временных разрезов ОГТ, относительно реальной сложнопостроенной, гетерогенной модели консолидированной коры. Наблюдаемые различия в положении и содержании геологических структур первого порядка, а также мегаблоками и мегазонами верхней части литосферы обусловлены недостатком информации о глубинном строении земной коры, неоднозначностью интерпретации потенциальных полей, условным характером временных разрезов ОГТ относительно реальной сложнопостроенной, гетерогенной модели консолидированной коры, игнорированием результатов глубинных исследований, не укладывающихся в рамки принятой парадигмы тектоники плит. Аналогичная ситуация сохранилась до настоящего времени. Поэтому в общих чертах они подобны для относительно хорошо изученных территорий, расхождения характерны для закрытых территорий Приуральской части Западно-Сибирской равнины и восточных районов Тимано-Печорского геоблока. Различия наблюдаются в толковании природы и положения основных тектонических структур, отображающем разные взгляды исследователей. Подчеркнем, что составление вышеупомянутых карт выполнено без учета специфики глубинного строения.

Необходимость широкого охвата глубинными сейсмическими исследованиями территории Урала и его

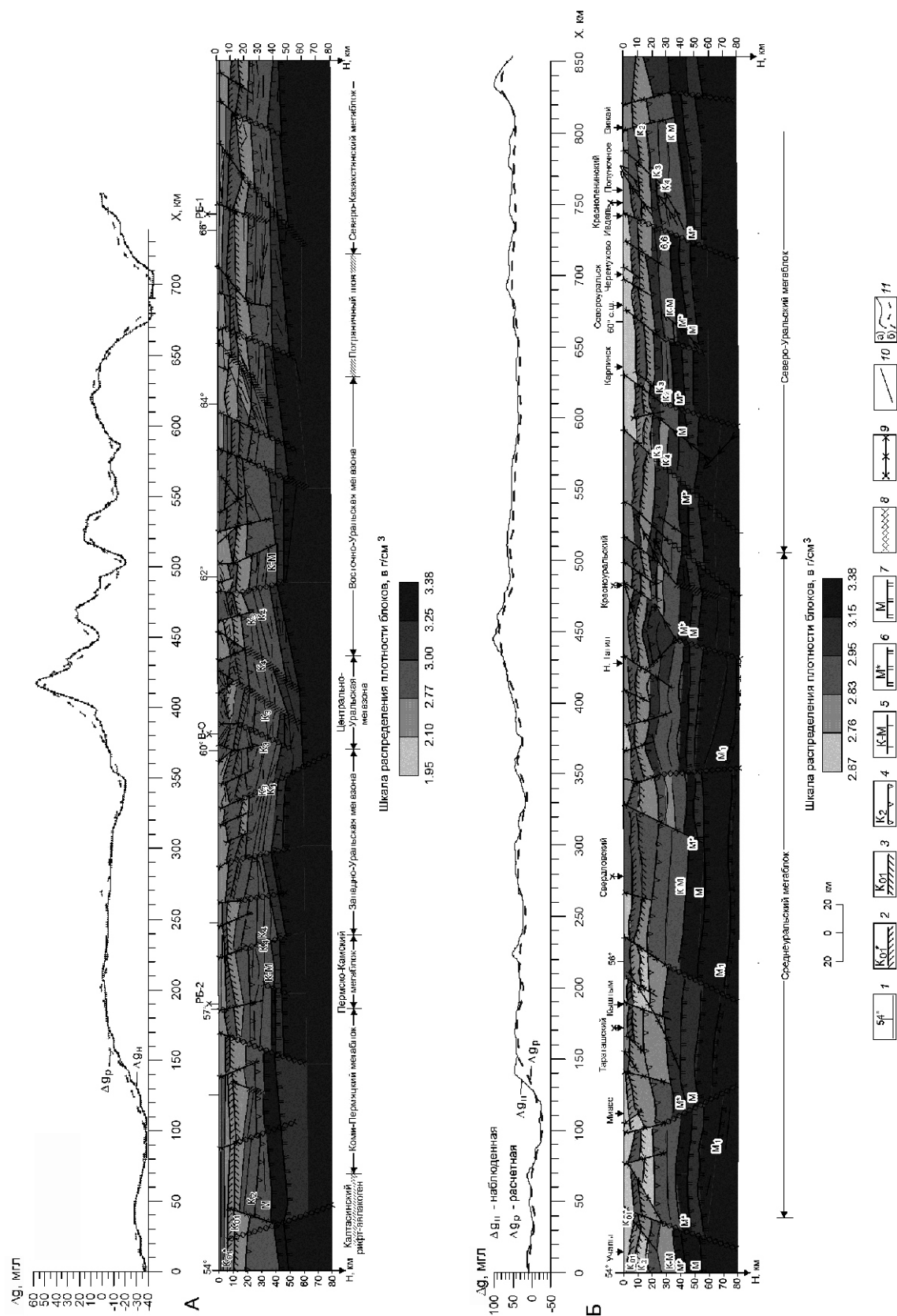


Рис. 4. Сейсмогеологические модели 2D верхней части литосферы по профилям Свердловский (А) и Вижай—Орск (Б):

1 — линия профиля с градусной привязкой; 2 — поверхность нижнего мегакомплекса 1 СГЭ; поверхности комплексов: 3 — древнего кристаллического фундамента 2 СГЭ, 4 — нижней коры («базальтовый слой»), 5 — переходного мегакомплекса (зоны) в низах коры; поверхности: 6 — в пределах переходной зоны промежуточных комплексов с относительно пониженными скоростными параметрами, 7 — основного сейсмогеологического раздела Мохо между породами земной коры и относительно слабоизмененными породами верхней мантии (перидотит); без индекса — промежуточные границы; 8 — основные зоны глубинных разломов; 9 — глубинные разломы и разломы в земной коре; 10 — секущие отражающие элементы; кривые аномального гравитационного поля: g_n — наблюдаемая и g_p — расчетная

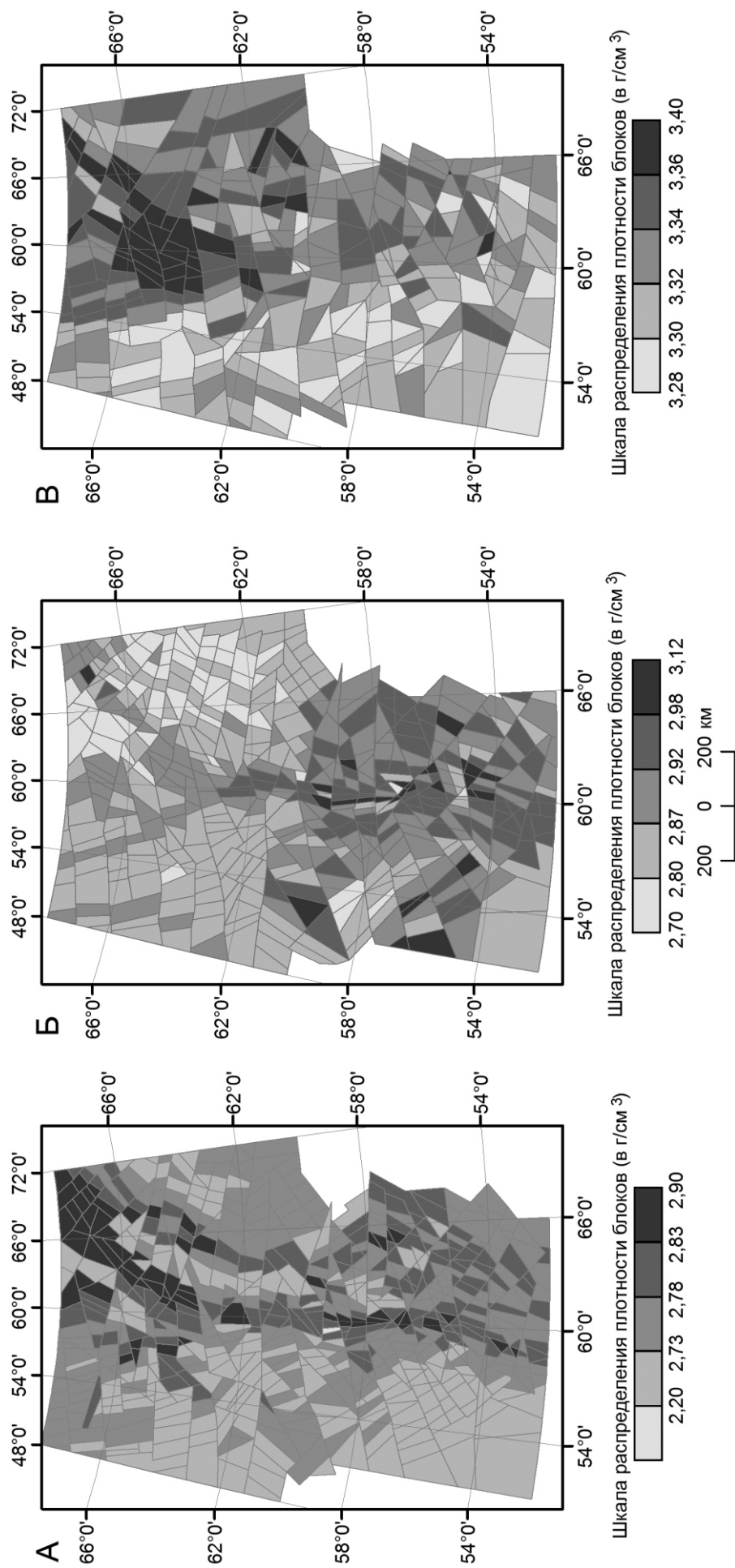


Рис. 5. Плотностная модель 3D северной и центральной частей Уральского региона (вид сверху):

А — верхний сейсмогеологический этаж; Б — кристаллическая кора; В — верхи верхней мантии (от М до глубины 80 км)

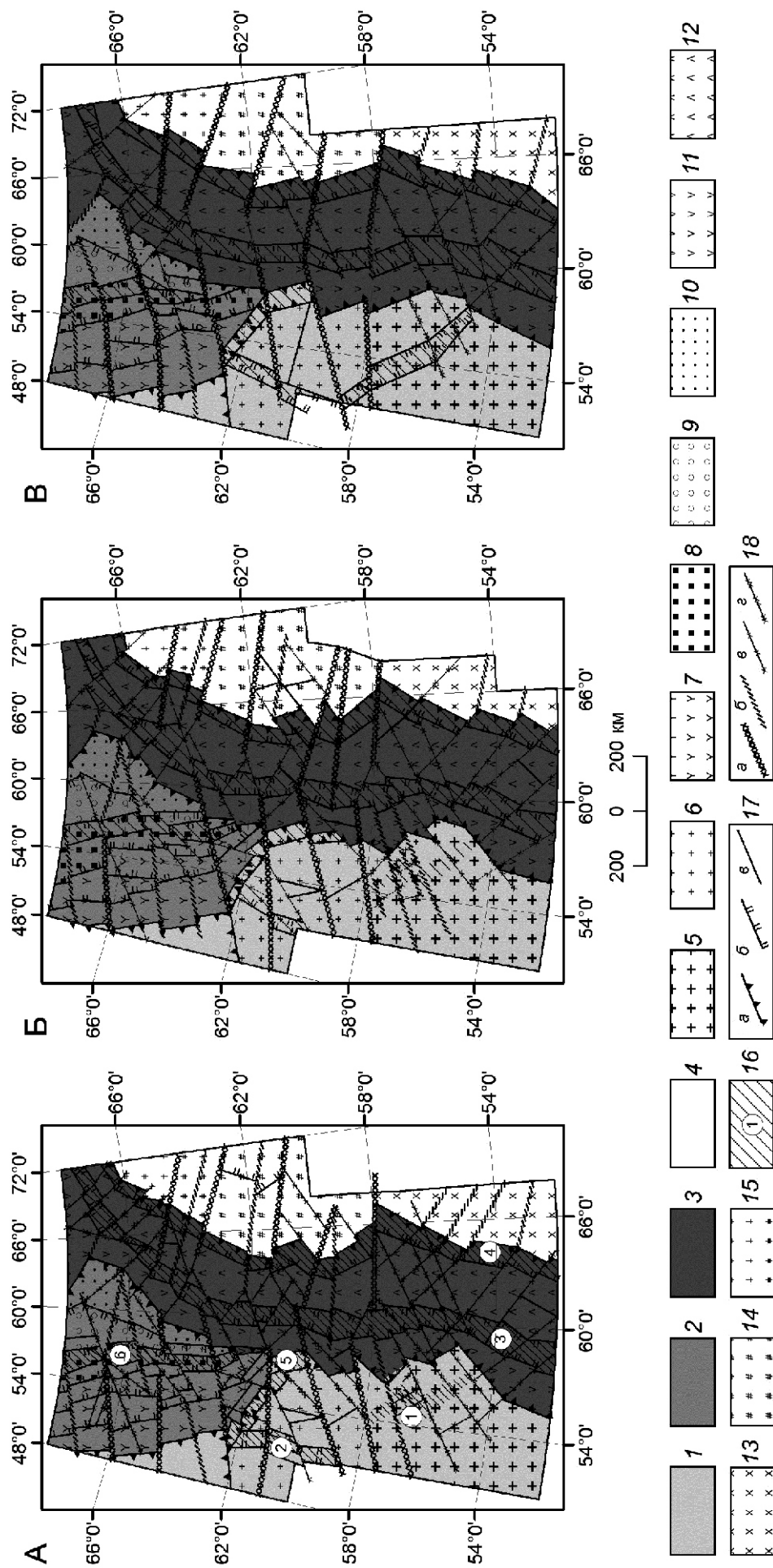


Рис. 6. Схематическая карта тектонического районирования верхней части литосферы:

А — верхний сейсмогеологический этаж; Б — кристаллическая кора; В — верхняя мантия (от М до глубины 80 км); геоблоки: 1 — Восточно-Уральский, 2 — Мезенско-Беломорский, 3 — Уральская складчатая система, 4 — Западно-Сибирский и Казахстанский, 5 — Пермско-Камский, 6 — Коми-Пермский, 7 — Ижма-Гиманский, 8 — Печерский, 9 — Хорейвейско-Чернышевский, 10 — Косыа-Роговский, 11 — Западно-Уральская и 12 — Восточно-Уральская мегазоны, 13 — Северо-Казахстанский, 14 — Ханты-Мансийский, 15 — Надымский, 16 — контуры предполагаемых палеоактивных структур верхней части литосферы (цифры в кружках); 1 — Калта-синский рифт-авлакоген, 2 — Кировско-Кажимский авлакоген, 3 — Центрально-Уральская мегазона, 4 — пограничный шов — восточная граница Уральской складчатой системы, 5 — пограничный шов между Восточно-Уральским и Тимано-Печорским геоблоками, 6 — Центральная Печорская мегазона, 17 — контуры геоблоков (а) и мегазон (б), контуры блоков, соответствующие глубинным разломам I, II, и III порядков; 18 — разломная тектоника: субширотные дислокации первого (а) и второго (б) порядков; преимущественно диагональные разломы (в), возможно сдвиговой природы (г)

обрамления была выдвинута И.Д.Соболевым (1960), который обосновал в своем проекте положение не менее 10 субширотных пересечений. В течение 40 лет в количественном отношении этот объем был выполнен. Однако использование полученной разнородной и неодинаковой по качеству информации для решения региональных проблем стало возможным только после создания объемной геолого-геофизической модели по методике, разработанной в Институте геофизики [12, 18].

В результате выполненных исследований составлены сейсмогеологические, а на их основе плотностные разрезы верхней части литосферы до глубины 80 км (первый региональный уровень изостатической компенсации) масштаба 1:1 000 000, схемы (макеты) тектонического районирования верхней части литосферы: вначале для отдельных сегментов Уральского региона, а затем сведены в единую схему для территории с координатами 54—68 с.ш., 56—70 в.д., масштаба 1:2 500 000. Площадь исследований включает Тимано-Печорскую плиту, восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Уральскую складчатую систему, северо-западную часть Западно-Сибирского осадочного супербассейна. Полученные материалы иллюстрируют рисунки 4—6. Разрезы верхней части литосферы выполнены в соответствии с методикой сейсмогеокартирования земной коры [3, 12], основными особенностями которой являются: 1) разделение верхней части литосферы на три крупных подразделений (сейсмогеологические этажи (СГЭ) с обоснованием наличия в континентальной коре двух сейсмогеологических этажей), регионально выдержанных поверхностей раздела — древнего (нижнеархейского) кристаллического фундамента (K_{01}) и поверхности основного раздела М между породами земной коры, включая переходный мегакомплекс в ее нижней части и комплексами верхней мантии с преобладающими значениями скорости продольных волн V_p 8,15–0,25 км/с; 2) разломно-блоковая модель. По масштабности выделены мегаблоки, блоки и в пределах Уральской складчатой системы — мегазоны, зоны. Мегаблоки входят в состав геоблоков. Все вместе и является основным содержанием составленных схем. На основе полученной обширной информации о строении верхней части литосферы Уральского региона обсуждаются некоторые проблемные вопросы тектоники и эволюции входящих в ее состав четырех крупных подразделений, к которым, прежде всего, относятся: содержание и контуры Уральской складчатой системы; что представляет собой Западно-Сибирский мегаблок — древняя платформа или молодая плита, образованная на месте окружающих складчатых систем или на коре океанического типа; что является движущими силами развития геологических структур; что принимать за фундамент в отрицательных структурах древних платформ, плитах, складчатых системах; наличие (или отсутствие) связи между приповерхностными глубинными структурами;

почему нельзя считать, что картина глубинного строения верхней части литосферы является современной, т.е. отображает последнюю стадию развития континентальной коры и другие проблемы. Пояснения по этим вопросам приведены ниже:

1. Термин «собственно уралиды» введен для комплексов пород, входящих в состав Уральского подвижного пояса — особое образование литосферы, соответствующее пограничному шву между двумя платформами Евразийского континента. Он подчеркивает уникальность Уральской складчатой системы [20]. Специфический облик этой структуры создан в результате активных тектонических процессов, происходящих в литосфере преимущественно в верхне-ордовикско-нижнесилурийское время (средний и северный Урал). На Южном Урале временной диапазон расширен за счет D_{1-2} . Последующие процессы носили рассредоточенный характер, захватывая более обширные территории. Этот мегакомплекс, сложенный преимущественно вулканитами основного состава со значениями плотности g 2,8—2,88 г/см³, присутствует в Тагильско-Магнитогорском прогибе, где его мощность достигает 6—8 км. В других отрицательных структурах Уральской складчатой системы данные отложения развиты не так масштабно. Верхний мегакомплекс S_2 -С возраста (герциниды) в отличие от предыдущего широко распространен в Уральском регионе и характеризуется существенно меньшими значениями мощности и осредненными значениями плотности на 0,05—0,12 г/см³ меньше, чем в нижнем подразделении. В его состав входят преимущественно вулканиты среднего и кислого составов, карбонатно-терригенные породы, сланцы различного состава. Внешние контуры Уральского подвижного пояса, возможно, представлены пограничными структурами второго порядка. Западная граница собственно уралид сформировалась, по-видимому, в PR—R, в связи с развитием на месте Предуральского прогиба и Западно-Уральской зоны складчатой активной рифт-авлакогенной структуры, которую унаследовал в пермское время Предуральский прогиб [9]. Восточный пограничный шов собственно уралид сформировался в послесилурийское время на месте западной части Тюменско-Кустанайского прогиба. К востоку от него расположены древние срединные массивы Западно-Сибирского геоблока (Тобольско-Убаганский, Ханты-Мансийский, Надымский). В южной части рассматриваемой территории пограничный шов отделяет Уральский подвижной пояс от Северо-Казахстанского мегаблока.

2. Отличительные особенности глубинного строения («корни») Уральского подвижного пояса по данным ГСЗ, МОВЗ прослежены до глубины не менее 200 км, что, несомненно, указывает на преобладающую роль в развитии этого пояса эндогенных процессов в верхней мантии. Не исключено, что на некоторых стадиях она формировалась как рифтовая структура.

3. Сравнение моделей земной коры однотипных, но разновозрастных структур, разрезы, для верхней части которых приведены на рис. 3, показало, что такие параметры как мощность коры, включая переходный мегакомплекс и его мощность, мощность вулканических образований и их физические параметры зависят от возраста и продолжительности развития структуры. Рассмотрим это положение для Центрально-Уральской мегазоны и Уренгойской зоны рифта. При подобии специфики глубинной модели различия составляют по первому параметру примерно 15 км, по второму — около 10 км, по третьему — 6—7 км. При одинаковом химическом составе вулканитов основного состава уральские палеозойские базальты (О—S) отличаются от Уренгойских по значениям скорости на 1,0—1,5 км/с и плотности на 0,05—0,07 г/см³. Активные процессы в верхней мантии, создавшие рассматриваемый тип пограничных структур, начались на Урале в PR_{1—2}, максимум активности пришелся на О—S и D_{1—2}, в Уренгойской зоне — на S₂—D и P—T. Если эти контуры сравнить с подобными структурами за пределами Уральского региона, например Печенгской зоной Балтийского щита, то получается, что *современный облик континентальной коры — результат всего предшествующего развития* и цикличности, активных процессов в верхней мантии, которая зависит от масштабности геологических подразделений окружения, сопряженных с рассматриваемым типом геологической среды.

4. Главный Уральский глубинный разлом, возможно, существует в действительности, но его трудно проследить в нижней коре вследствие значительной раздробленности геологической среды и непостоянства его положения по глубине и простиранию, установленных на субширотных разрезах ГСЗ. Главный Уральский разлом принято считать западной границей Тагило-Магнитогорского прогиба. Однако контуры осевой части Уральской складчатой системы существенно больше по размерам. Поэтому правильно считать его не главным Уральским разломом, а, например, Западно-Тагильским или Западно-Магнитогорским, к которому на юге приурочена цепочка массивов габбро-перидотитов. По геофизическим данным этот глубинный разлом отождествляется с супермаксимумом гравитационного поля (термин введен Е.М.Ананьевой) со значениями поля ρ от 40 до 100 мгд, что может быть обусловлено дискретным характером расположения массивов по простиранию Уральской складчатой системы. Такие особенности гравитационного поля осложняют картирование глубинного разлома в промежутках между массивами.

5. Горизонтальные напряжения проявлены в смещениях блоков земной коры (и отдельных ее частей) по сдвигам, соответствующих сбросам (взбросам) по субвертикальным глубинным разломам преобладающих северо-восточного и северо-западного направлений. Крупных шарьяжных структур не отмечено.

Глубинные надвиги, рисуемые на временных разрезах стандартного ОГТ, иногда по всей мощности коры, сомнительны, поскольку происходит объединение предполагаемых отражающих элементов на фоне невыразительной волновой картины присущей неоднородным, дискретным средам. Бурение ряда глубоких и сверхглубоких скважин не подтвердило прогнозные разрезы, построенные по данным ОГТ.

Обратимся к результатам бурения Кулгунинской скважины на Башкирском антиклинории Южного Урала. Эта скважина должна была вскрыть аллохтон на глубине около 4 км. Скважина пробурена до глубины 5,1 км, и установлен нормальный разрез рифейской толщи, суммарная мощность которого 7,0—8,0 км. Именно на этой глубине по данным ГСЗ на Троицком профиле прослежена поверхность древнего кристаллического фундамента (K₀₁). Элементы надвиговой тектоники по результатам бурения Уральской СГ-4 не установлены; нормальный разрез вулканических отложений нижнесилурийского возраста вскрыт до глубины 6,2 км; подтвержден в основных чертах прогнозный разрез, составленный по результатам разномасштабных региональных сейсмических работ по ГСЗ [6, 7]. Четкая блоковость строения всей земной коры, установленная по данным профилейных наблюдений ГСЗ в Уральском регионе, не согласуется с постулатами плиттектоники. Например, две соседние основные структуры Центрально-Уральской мегазоны Тагильский прогиб и Салдинское поднятие и соответствующие им блоки земной коры на Красноуральском профиле ГСЗ значительно различаются по строению и физическим параметрам. Показательны для рассматриваемого вопроса также результаты бурения Германской сверхглубокой скважины (КТБ). Она была запроектирована для обнаружения на глубине 2,5—3,0 км поднадвиговых осадочных отложений, перекрытых кристаллическими породами. Эта ситуация прогнозировалась по данным сейсмических наблюдений методом ОГТ. Достигнув глубины 9,1 км, скважина так и не вскрыла прогнозируемый аллохтон. Глубинный разлом оказался крутопадающим под углом 70°. Таким образом, нет убедительных доказательств однозначно трактуемых фактов наличия в континентальной коре крупных шарьяжных структур.

6. Следует сказать о древнем нижнеархейском фундаменте континентальной коры. Нуклеарная стадия развития Земли завершилась в AR₁ образованием специфического планетарного суперкомплекса, так называемых серых гнейсов, за счет повсеместных процессов ультраметаморфизма первично базальтовых пород. Древний архейский цоколь должен обладать близкими значениями физических параметров, прежде всего, скорости и плотности. В действительности так оно и происходит, что позволяет предположить существование регионально выдержанной поверхности нижнеархейского кристаллического фундамента. Для поло-

жительных и отрицательных структур частично это отображено на рис. 3. Благодаря бурению сверхглубоких и глубоких скважин и современным работам ОГТ на региональных профилях на территории Восточно-Европейской платформы можно считать доказанным наличие нижнеархейского фундамента в отрицательных структурах (авлакогены, впадины и нижнепротерозойские шовные структуры), таких как Печенгский рифт. В пределах Уральской складчатой системы этот рифт, вероятно, присутствует на западном склоне Урала (по данным ГСЗ и бурения Кулгунинской глубокой скважины). Выделение его в Центрально-Уральскую мегазону более проблематично из-за сложного строения и широкого развития интрузивной и вулканической деятельности. Однако большинство интрузивных тел расположены в верхних горизонтах коры, а ниже, согласно скоростным разрезам, могут находиться комплексы с близкими значениями, так называемым серым гнейсом (V_p 6,2–0,2 км/с). Не исключено, что древний мегакомплекс частично переработан активными интрузивными процессами. В прогнозной модели Уральской СГ-4 (см. рис. 3) древний кристаллический фундамент показан на глубине 12–10 км. Следует отметить также, что роль СГ-3 в решении вопроса о нижнеархейском фундаменте очевидно недооценена.

7. Западно-Сибирский макроеоблок существенно отличается по глубинному строению литосферы, по крайней мере, до глубины 150 км (интерпретация длинных годографов, Н.И.Павленкова, 2011), полученных при регистрации подземных ядерных взрывов на геотраверсах, отработанных Центром Геон [19] от соседних обрамляющих его складчатых систем. Причем установлено, что западная пограничная система (Уральский подвижный пояс) и Енисейский кряж на востоке [21] имеют подобные черты глубинного строения, которые в редуцированном виде проявлены, только в отдельных рифтовых зонах Западно-Сибирской платформы, например, в Уренгойской зоне. Есть и другая возможная особенность строения макроеоблока — широкое присутствие древних срединных массивов, строение которых аналогично древним щитам Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ. Так, глубинные структуры Южно-Татарского свода архейского возраста и Ханты-Мансийского срединного массива сходны. Во всех трех крупных геологических подразделениях континентальной коры присутствуют отложения промежуточного комплекса: R_1 -V возраста на Восточно-Европейской платформе, R_1 -См на Восточно-Сибирской и Р-Т в Западной Сибири. Во многих регионах Западно-Сибирского макроеоблока отмечено присутствие домезозойских палеозойских осадочных комплексов (северная, юго-восточная часть). Приведенная информация позволяет предположить, что Западно-Сибирский осадочный бассейн (включая отложения промежуточного комплекса) заложен на древней платформе, которая начиная с верхнесилурий-

ского времени подвергалась влиянию активных процессов в мантии. Соответственно макроеоблок в ретроспективном плане следует рассматривать как древнюю платформу с наличием на разрезе земной коры древнего кристаллического фундамента. По данным профильных наблюдений ГСЗ, выполненных уральскими геофизиками, он находится в интервале глубин от 5 (на поднятиях) до 15 км (в отрицательных структурах). Прогнозная модель для Тюменской СГ, расположенной в районе Уренгойской зоны, приведена на рис. 3. Использовались данные по Уренгойскому субширотному профилю и специальные площадные наблюдения в районе СГ-4 преломленными волнами. Вопрос о наличии древнего кристаллического фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна и о его картировании может быть решен с помощью бурения глубоких скважин на выделенных древних массивах. Более подходящим районом для этих целей является Ханты-Мансийский мегаблок, где при глубине скважины 7–8 км может быть вскрыт и изучен данный мегакомплекс. Прослеживание поверхности K_0 возможно с использованием специальной системы многократных перекрытий в комплексе с обменными волнами удаленных землетрясений (МОВЗ). Вопрос о фундаменте Тимано-Печорского геоблока также решается в пользу присутствия древнего кристаллического фундамента в основании протерозойско-рифейского мегакомплекса, сложенного комплексами пород различного состава и генезиса.

В заключение данного раздела следует отметить, что перечисленные замечания основываются на информации о строении верхней части литосферы Уральского региона и частично других районов континентальной коры. Многие из них не согласуются с принятыми представлениями. Однако их нельзя игнорировать, так как прогресс в области наук о Земле возможен за счет всестороннего и согласованного анализа геолого-геофизической информации. Это также необходимо для решения прикладных задач, связанных с повышением уровня регионального прогноза на поиски новых месторождений и новых объектов, сейсмотектоники и геодинамики.

Характеристика строения верхней части литосферы Уральского региона. Значительная территория исследований позволила уточнить положение Уральской складчатой системы как пограничной мегаструктуры или крупного мегашва верхней части литосферы между геоблоками Евразийского континента: Восточная окраина верхней части литосферы, Тимано-Печорская плита, принадлежащая, по-видимому, к южному окончанию Баренц-платформы, Западно-Сибирская платформа и Казахстанская плита. Влияние перечисленных кратонов сказалось на специфике глубинного строения Уральской складчатой системы, размерах и взаимоотношении входящих в ее состав структур первого и второго порядка. При общем субмеридиональном простирании выделены секторы Южный, Сред-

ний, Северный (Приполярный), Полярный, разграниченный субширотными дислокациями в районах широт 55—56 с.ш., 59—60 с.ш., 64—65 с.ш. В ряде случаев они объединяют узловые объекты диагональных дислокаций северо-западного и северо-восточного направлений.

Западная граница Уральской складчатой системы. Предуральский блок совпадает с восточным контуром Пермско-Башкирского мегаблока и Тимано-Печорского геоблока. Определение положения этой границы севернее 64 с.ш. затруднено из-за существенной перестройки структурно-тектонического плана Уральского региона на неотектоническом этапе развития и возможно в более позднее время. На это указывает разворот структурных подразделений Тимано-Печорской плиты с север-северо-западного на север-северо-восточное направление, разворот в северо-восточном направлении структур Центрально-Уральской и Западно-Уральской мегазон в северо-западном направлении в сторону Пай-Хоя. За счет предполагаемых крупных сдвигов образовался своеобразный «карман» в контурах границы между Тимано-Печорской плитой и Уральской складчатой системой в пределах 66—68 с.ш. Положение западной границы, показанное на тектонической схеме, нуждается в дополнительных исследованиях с привлечением материалов по региональным профилям ОГТ.

Трудно проследить западную границу Уральской складчатой системы на уровне 61—59 с.ш. Здесь сочленяются Тимано-Печорский и восточный геоблоки Восточно-Европейской платформы с указанной складчатой системой. Согласно составленным схемам тектонического районирования основная роль в сближении таких структур принадлежит выступу в восточном направлении Коми-Пермяцкого мегаблока Восточно-Европейской платформы. За счет этого происходит замыкание структур Тимано-Печорского геоблока при относительно выдержанном субмеридиональном простирании Уральской складчатой системы. Тиманское поднятие при этом следует относить к Южно-Тиманскому блоку, расположенному в трансрегиональной зоне субширотных дислокаций. Южнее параллели 60 в положении западной границы выделены два «кармана» в районах Камского водохранилища и населенного пункта Кунгур. Между ними находится Пермский выступ. Образование этих структур, по всей вероятности, также произошло в результате сдвиговых деформаций северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее значительный выступ в положении границы наблюдается южнее населенного пункта Нязепетровск. Выступ соответствует Тараташскому поднятию Уральской складчатой системы в пределах 56—55 с.ш. Затем намечается смещение рассматриваемой границы в западном направлении до 56 в.д. на 54 с.ш. Таким образом, в пределах 62—56 с.ш. на фоне общего север-северо-восточного направления западной границы

Уральской складчатой системы отмечены значительные осложнения, связанные, возможно, с крупными северо-западными и северо-восточными сдвигами.

Восточная граница Уральской складчатой системы. Положение этой границы более надежно определяется в местах сочленения Уральской складчатой системы через пограничный шов с древними срединными поднятиями (Надымское, Ханты-Мансийское, Шаимско-Кузнецовское) западной части Западно-Сибирской платформы. На юге, начиная с 58 с.ш. рассматриваемой территории, пограничный шов разделяет Уральскую складчатую систему и мегаблок Северного Казахстана. В полярном секторе центральная и восточная мегазоны уменьшаются в размерах и восточнее 70—72 с.ш., возможно, сменяются трансрегиональной дислокацией север-северо-восточного простирания, ортогональной по отношению к Пайхойской мегазоне. Не исключено, что данная дислокация отделяет полярный сектор Западно-Сибирского осадочного бассейна от более южных территорий.

В пределах 61—66 с.ш. восточная граница уралид имеет юг-юго-западное простирание, субпараллельное ее западной границе, в результате чего Уральская складчатая система характеризуется выдержанными поперечными размерами 350—400 км (см. рис. 6). Положение восточной границы также осложнено глубинными разломами, по-видимому, сдвиговой природы, а южнее 64 с.ш. — северо-западными дислокациями, которые разделяют Надымский и Ханты-Мансийский мегаблоки и соответствующие им срединные поднятия. В интервале 61—58 с.ш. наблюдаются значительные осложнения в положении восточной границы. Они приурочены к Шаимско-Кузнецовскому массиву, значительно выдвинутому в западном направлении. Отметим, что сложный характер восточной границы Уральской складчатой системы в интервале 61—58 с.ш. отчетливо проявлен в положении западной границы мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна. На широте 58 намечается смещение границ Уральской складчатой системы в противоположных направлениях и связанное с этим обстоятельством расширение данной системы до 600 км. Такая аномалия может указывать на присутствие здесь субширотной трансрегиональной дислокации, к которой приурочены аномалии структурно-тектонического плана за пределами Уральского региона. К югу от нее простирание восточной границы до широты 54 характеризуется юг-юго-западным направлением, осложненное диагональными и глубинными разломами.

Анализ положения контуров Уральской складчатой системы на разных глубинных уровнях верхней части литосферы подчеркивает значительную глубину ее заложения и субвертикальность ограничивающих ее дислокаций. Это отчетливо видно на представленной схеме тектонического районирования (см. рис. 6).

Центрально-Уральская мегазона Уральской складчатой системы значительно отличается по глубин-

ному строению верхней части литосферы от окружающих кратонов: увеличенной мощностью в среднем на 15 км; преимущественно повышенной основностью земной коры; присутствием в низах коры специфического сложностроенного мегакомплекса повышенной мощности до 15—20 км со значительными вариациями значений скорости продольных волн (7—8 км/с); повышенными скоростными параметрами для верхов верхней мантии. Соседние мегазоны Уральской складчатой системы (Западно-Уральская и Восточно-Уральская) характеризуются промежуточными значениями. Подобное глубинное строение пограничных швов характерно для зоны сочленения Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ (зона ТТ), Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского кратонов Евразийского континента. Указанные особенности активных в тектоническом отношении пограничных макроструктур не согласуются с положением плиттектоники, в частности, с наличием крупных шарьяжей. Полученные результаты требуют обсуждения, так как до сих пор нет конкретных сведений о наличии таких шарьяжей. Ссылки на предполагаемый сценарий развития структур Земли в прошлом носят гипотетический характер.

Отличительные особенности глубинного строения верхней части литосферы восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Пермско-Башкирский и Коми-Пермяцкий мегаблоки относятся к структурам кристаллического фундамента нижнеархейского (поверхность K_{01}) и нижнепротерозойского возраста соответственно. Присутствие нижнеархейского фундамента предполагается и в Коми-Пермяцком мегаблоке по аналогии с карелидами Балтийского щита. Одна из активных тектонических структур верхней части литосферы представлена Калтасинским рифт-авлакогеном с аномальными чертами глубинного строения. Для него характерно северо-западное направление простирания с расширением контуров до 100 км на 56 20—57 20 с.ш. за счет глубинных сдвигов. Другая структура — Кировск-Кажимский авлакоген север-северо-восточной ориентировки, сочленяющийся на 50—51 с.ш. с пограничным швом между Волго-Уральским и Тимано-Печорским геоблоками.

Основными параметрами верхней части литосферы являются: мощность земной коры, изменяющаяся от 33 до 44 км, глубина залегания нижнеархейского фундамента от 5 км на поднятиях до 13 км в отрицательных структурах; мощность нижней коры изменяется от 7—10 км в области Калтасинской аномальной структуры до 15—25 км на большей части территории; расслоенность верхней части мантии по сейсмическим и сейсмологическим данным.

Тимано-Печорский геоблок по особенностям глубинного строения подразделяется на четыре мегаблока и Центрально-Печорскую рифтовую зону (см. рис. 6). Более подробно это рассмотрено в работе [11]. Максимальные размеры геоблока (до 700 км) наблюдаются

на 66—67 с.ш., минимальные (до 250 км) на юге на 62 с.ш. Мощность земной коры изменяется от 38 км до 55 км, поверхность древнего нижнеархейского кристаллического фундамента K_{01} может находиться на глубинах 7—8 км на приподнятых блоках и до 15 км в отрицательных структурах. В связи с существенным сужением контуров Тимано-Печорской плиты южнее 64 с.ш. усложняется глубинное строение и прослеживание основных подразделений геоблока. Наличие значительного количества субмеридиональных глубинных разломов, субширотных дислокаций и диагональных разломов, возможно сдвиговой природы, является существенным препятствием для познания специфики глубинного строения Тимано-Печорской плиты, особенно при слабой изученности территории глубинными сейсмическими исследованиями. Поэтому, несмотря на продолжительную историю геолого-геофизических исследований плиты многие принципиальные вопросы тектоники, геодинамики по-прежнему остаются проблематичными, в т.ч. главный из них — к какой надпорядковой геологической структуре относится Тимано-Печорская плита: северо-восточная часть Восточно-Европейской платформы или южный клинообразный сегмент Баренц-платформы. Согласно полученным данным Тимано-Печорский геоблок — самостоятельное подразделение континентальной коры. Вряд ли его можно рассматривать в составе Восточно-Европейской платформы, поскольку он отличается от этой платформы, в первую очередь масштабностью и разнотипностью тектонических процессов в протерозойско-рифейский период развития с активностью геодинамических режимов, возможно, в раннем и позднем протерозое, а затем в палеозое, вплоть до неогена, не исключая современный этап развития. Существенная перестройка тектонического плана в приполярных и полярных широтах происходит не только в Тимано-Печорской плите, но также в Уральской складчатой системе и Западно-Сибирском геоблоке, что может указывать на существование глобального энергетического источника. Не исключено, что образование Северного Ледовитого океана на месте древнего континента (одна из гипотез) связано с предполагаемыми глобальными событиями.

Информация о глубинном строении Печорского и Карского морей показывает, что они существенно не отличаются от соответствующих северных транзитных зон Тимано-Печорского и Западно-Сибирского геоблоков. Поэтому в качестве предположения авторы статьи высказывают мнение о том, что Тимано-Печорская плита — геоблок — это южное продолжение (сегмент) Баренц-платформы, который обладает сложным внутренним строением, в т.ч. в связи с его положением между соседними макрогеоструктурами.

Западно-Сибирский макрогеоблок. В результате исследований изучена только самая западная часть этого блока, представленная преимущественно сре-

динными поднятиями, которым соответствуют блоки верхней части литосферы с характерными особенностями глубинного строения, отличными от блоков Уральской складчатой системы и подобным древним сводовым поднятиям Восточной окраины Восточно-Европейской платформы. К ним относятся такие показатели как сокращенная мощность земной коры до 38—42 км, с учетом мощности осадочных отложений 2,5—3,5 км разница будет еще больше; приподнятое положение поверхности древнего кристаллического фундамента (на 2—5 км ниже домезозойского основания), нижней коры, повышенная степень деструкции коры с наличием метаморфизованных комплексов, интрузивных тел основного, ультраосновного и кислого составов, причем гранитоидные массивы соответствуют стадии регранитизации древних гранитогнейсовых куполов. Верхи верхней мантии существенно расслоены по сейсмическим параметрам. Субширотными дислокациями западная часть Западно-Сибирской платформы разделена на мегаблоки: Северо-Казахстанский на юге, Ханты-Мансийский в средней части и Надымский на севере (см. рис. 6).

При сравнении приведенного макета тектонического районирования с существующими тектоническими картами, выкопировки из которых представлены на рис. 2, особо следует отметить: значительную разницу по восточной части Уральского региона в границах собственно уралид, наличие наряду с широтной так же и меридиональной зональности, присутствие субширотных дислокаций и глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний, возможно сдвиговой природы. Эти расхождения объясняются различием используемой информации: только приповерхностные структуры, рассматриваемые с позиции плиттектоники или преимущественно на основе разломно-блоковой модели верхней части литосферы. Приведенные примеры тектонического районирования относятся ко второй половине XX в. В основе своей оно осталось неизменным, о чем свидетельствуют публикации по этому вопросу. Однако данная информация подтверждает, что структуры континентальной коры и, прежде всего первого порядка, имеют глубокое заложение.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. По разработанной технологии создана объемная геолого-геофизическая разломно-блоково-слоистая модель верхней части литосферы Уральского региона на масштаба 1:2 500 000.

2. На основе этой модели впервые составлены схемы тектонического районирования для трех сейсмогеологических этажей верхней части литосферы: верхний до поверхности древнего кристаллического фундамента (K_{01}); кристаллическая часть коры, включая нижний переходный комплекс; верхняя часть верхней мантии от поверхности основного сей-

смогеологического раздела М до первого регионального уровня изостатической компенсации (80 км).

3. Определены контуры собственно уралид по отношению к восточной окраине Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты на востоке к Западно-Сибирскому и Казахстанскому геоблокам.

4. В отличие от существующих тектонических схем Уральской складчатой области вместо девяти структур первого порядка выделено три мегазоны: Главная Центрально-Уральская, где наиболее четко проявлена специфика строения Уральской складчатой системы и две смежных Западно- и Центрально-Уральская с переходными чертами глубинного строения между Центрально-Уральской и древними платформами. Структуры первого порядка разделены на 2—3 зоны каждая.

5. Блоковая структура верхней части литосферы проявлена по глубинам залегания основных поверхностей раздела (K_{01} , K_2 , М), мощностям сейсмогеологических этажей, значениям скоростных параметров и расчетных плотностей, а также по степени и характеру расслоенности. По масштабности выделены мегаблоки (мегазоны для Уральской складчатой системы), блоки и подблоки. Пограничные структуры между крупными блоками, возможно, соответствуют зонам глубинных разломов и глубинным разломам. Контуры крупных структур осложнены субширотными дислокациями и глубинными диагональными разломами, по всей вероятности, сдвиговой природы.

6. Установлена связь между приповерхностными структурами и особенностями строения верхней части литосферы. Она проявлена (за исключением отдельных случаев) в подобию основных элементов тектонического районирования по выделенным сейсмогеологическим этапам, включая разломные структуры. Это свидетельствует о наличии глубинных корней у основных подразделений верхней части литосферы Уральского региона и о необходимости учета этого фактора при составлении тектонических схем по верхним горизонтам земной коры.

7. Выделены активные тектонические структуры верхней части литосферы, обладающие аномальными чертами глубинного строения различного возраста, заложения и продолжительности развития. К ним относятся палеорифты и авлакогены. Наиболее представительной из них является Центрально-Уральская мегазона, соответствующая палеорифтовой системе полициклического развития, начиная с протерозоя с максимумом тектонической активности в ордовике—силуре, и расположенная между двумя платформами Евразийского континента. К ним также относится рифтовая система Тимано-Печорской плиты, пограничный шов по восточной границе собственно уралид и Калтасинский рифт-авлакоген.

8. Намечено раздвоение в полярных широтах Уральской складчатой системы на крупные части: северо-западную Пай-Хойскую, соответствующую За-

падно-Уральской, и восток-северо-восточную Салехард-Хатангскую, соответствующую Центрально- и Восточно-Уральской мегазонам с постепенным сокращением их размеров.

В заключение следует подчеркнуть, что решение проблемы региональной геологии и минерагении затруднительно и неоднозначно без учета специфики глубинного строения верхней части литосферы, которая должна быть представлена объемной геолого-геофизической моделью. Разработанная для Уральского региона технология составления объемных геофизических и геолого-геофизических моделей верхней части литосферы может быть использована для других регионов России при составлении сводных карт по тектонике, геодинамике и минерагении с целью реализации Государственной программы Российской Федерации до 2020 г. «Воспроизводство и использование природных ресурсов», подпрограммы «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр». В первую очередь это касается составления разломно-блоковой модели земной коры и тектонической схемы Западно-Сибирской нефтегазовой мегапровинции.

Для повышения эффективности подобных исследований необходима совместная работа с ведущими специалистами по конкретной территории для увязки данных о глубинном строении с имеющейся геолого-геофизической информацией о приповерхностных структурах и построение итоговых схем тектонического районирования.

Работа выполнена по проектам 12-И-5-2067, 12-Т-5-1018 конкурсных программ научных исследований УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа—Урал—Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований).* —Екатеринбург, 2012.
2. *Глубинное строение Южного Урала (Проект Урсейс).* —Тверь: Изд-во ГЕРС, 2011.
3. Дружинин В.С. Информация о строении земной коры — необходимый атрибут региональной нефтегазовой геологии (на примере Уральского региона) // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 65—70.
4. Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шарманова Л.Н., Турыгин Л.В. Глубинное строение Северного Урала по Краснотеннинскому профилю ГСЗ // Советская геология. 1990. № 9. С. 79—82.
5. Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1089—1090.
6. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонеев С.В., Рыжий Б.П. Геолого-геофизическая модель земной коры района Уральской сверхглубокой скважины // Докл. АН России. 1993. Т. 33. № 4. С. 507.
7. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Песковский И.П. и др. К вопросу об оценке эффективности наземной геофизической информации по данным бурения сверхглубоких скважин в районе геотраверса «Гранит» // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 24—34.
8. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И. и др. Карта доюрских вещественных комплексов с-з части Западно-Сибирской геосинеклизы на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104—112.
9. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. и др. Роль древнего кристаллического фундамента в строении осадочного комплекса и оценка нефтегазоперспективности областей сочленения Русской платформы Урала в пределах Пермской и Свердловской областей // Мат-лы научно-практической конференции по теме «Перспективы нефтегазоносности Предуральяского прогиба». —Екатеринбург, 2004. С. 136—157.
10. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Решение задач региональной геологии среднего сегмента Уральского региона на основе объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 1. С. 32—41.
11. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И. и др. Оценка нефтегазоперспективности Тимано-Печорской плиты с учетом объемной модели верхней части литосферы // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 22—29.
12. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Роль информации о строении земной коры для тектонического районирования и оценки нефтегазоперспективности новых районов и новых объектов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 11. С. 10—16.
13. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Проблемы связи верхних структур земной коры с глубинным строением Уральского региона // Советская геология. 1974. № 10. С. 12—55.
14. Дружинин В.С., Соседков В.С., Карманов А.Б., Турыгин Л.В. Строение верхней части земной коры в районе Тюменской сверхглубокой скважины // Советская геология. 1988. № 7. С. 47—53.
15. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. —М.: Наука, 1991. С. 118—135.
16. Кольская сверхглубокая // Под ред. Е.А.Козловского. —М.: Недра, 1984.
17. Краснопецева Г.В., Щукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73—84.
18. Мартышко П.С., Ладовский П.С., Цидиев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23—25.
19. Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1287—1301.
20. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). —Уфа: Полиграф сервис, 2010.
21. Рудницкая Д.И., Вальчик В.И., Старосельцев Н.Н. и др. Изучение глубинного строения земной коры нефтеносных территорий Восточной Сибири по сейсмическим данным // Геофизика. 2008. № 3. С. 13—17.
22. Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. —М.: Наука, 1987. С. 182—191.
23. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. —Екатеринбург, 1998.

Продуктивность и рудоносность пород гранит-лейкогранитового комплекса на редкие земли, иттрий (Чаткало-Кураминская континентальная окраина)

Я.М.РАФИКОВ (Институт геологии и геофизики им.Х.А.Абдуллаева Академии наук Республики Узбекистан; 100041, РУз, г.Ташкент, ул.Олимлар, д.49), Р.Г.ЮСУПОВ (Неправительственная некоммерческая организация «Ветеран геологии» Узбекского Комитета геологии Республики Узбекистан; 100021, РУз, г.Ташкент, ул.Фурката, д.4)

Выявлено, что акцессорно-минеральные концентраты пород пространственно и генетически связаны с гранит-лейкогранитовым комплексом P_1 (циркон, рутил, циртолит, фергусонит и др.), включая минеральные компоненты редкоземельных пегматитов, альбититов, грейзенов, гидротермалитов.

Ключевые слова: редкие земли и иттрий, акцессорные минералы, рудно-магматический концентр, внутриплитный магматизм.

Рафиков Ялкин Мухамедович, rafikov_yalkin@mail.ru

Юсупов Рустам Гумерович

Productivity and ore-bearing of granite-leucogranite complex in the rare earths, yttrium (Chatkal-Kuramin continental boardland)

Ya.M.RAFIKOV, R.G.YUSUPOV

It was revealed that, *accessory-mineralogical concentrates of rocks, are related spatially and genetically with granite-leucogranite complex P_1 (zircon, rutile, cyrtolite, fergusonite etc.) including mineral components of rare-earth pegmatites, albitites, greisens and hydrothermalites.*

Key words: rare-earths and yttrium, accessory minerals, ore-magmatic concentr, intraplate magmatism.

В пределах Туркестанского и Зарафшанского палеоокеанов, Южно-Гиссарского и Байсунского рифтогенных палеобассейнов субокеанического типа Чаткало-Кураминская активная континентальная окраина в позднем карбоне—ранней перми характеризуется затуханием субдукционно-коллизийных процессов, локализацией ареального кислого вулканизма (риолит-трахириолитовый комплекс) и пород гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса в системах кольцевых вулканотектонических структур. Возраст вулканитов липарит-трахилипаритового комплекса, по данным В.Н.Волкова и Я.М.Рафикова по К-Ar, биотит и Rb-Sr методам изменяется в пределах 290–296 млн.лет. Возраст комагматического гранит-лейкогранитового комплекса по К-Ar и Rb-Sr методами датируется 279–280 млн.лет. Метамагматическая (постмагматическая) переработка гранит (аляскит)-лейкогранитов сопровождалась формированием редкометалльных альбититовых апогранитов нормального ряда [3], редкоземельных пегматитов (ортитовые, монацитовые, титановые, танталовые и ниобатовые, уранитовые) [7], альбититов, грейзенов и гидротермалитов. В перспективе собственно породы гранит (аляскит)-лейкогранитов и производные их метамагматических трансформаций [5, 6, 14]

предполагается привлекать для создания минерально-сырьевой базы редких металлов, редких земель, иттрия, урана и тория (табл. 1).

Кураминско-Кармазарская минералогическая провинция верхнепалеозойских гранитоидно-редкоземельных пегматитовых комплексов литофильных редких металлов, редких земель, иттрия, уран-тория (Чаткало-Пскемско-Угамская, Саргардон-Арашан-Беданали-Чаркасарская и др.), возможно, проявляет пространственные связи с условиями формирования «рудно-магматических концентров» (по И.Х.Хамрабаеву) площадных рудно-магматических ассоциаций.

Главный Тянь-Шаньский редкометалльный пояс [1] и его Туркестано-Алтайская, Гиссарская ветви, Чаткало-Кураминский и Северо-Кызылкумский редкометалльные и редкоземельные концентры контролируют размещение около 70 объектов редких металлов, редких земель, 33 рудопроявлений разного ранга и 37 минерализованных зон.

Магматизм Чаткало-Кураминской зоны [8] сформировал породы гипо- и мезоабиссальной, а также субвулканической фаций (от 0 до 14 км глубинности). В S_{1-2} образуются гранитоиды S-типа, в D_1 (возраст 414–6 млн.лет) генерируются базальт-андезит-дацит-риолитовые дифференцированные комплексы, за

1. Перспективные типы минерализации редких земель, иттрия и тория Чаткало-Кураминской зоны. Генетические и формационные типы, главные минералы-носители редкоземельной, иттриевой и ториевой минерализации

Гипо- и мезо-абиссальные формации	Метамагматические типы минерализации			Метасоматиты-гидротермалиты (метамагматические)			Делювиально-аллювиальные	Объект
	Акцессорно-минеральные	Негранитные пегматиты	Гранитные пегматиты	Апограниты	Альбититы	Грейзены	Россыпи	
Габбро-монцонит-сиенитовый комплекс, P ₁								
Субщелочные габбро, габбро-монцониты, сиенито-диориты, сиениты, граносиениты	<i>Апатит-титаномагнетитовый: апатит, сфен</i>	—	—	—	—	—	—	Актепа
Гранит (аляскит)-лейкогранитовый комплекс, P ₁								
Граниты биотитовые, аляскиты, лейкограниты, субщелочные граниты	<i>Циркон-флюоритовый: монацит, оранжит, торит, фергусонит</i> , гадолинит и др.	—	Берилл, колумбит-танталит, поликраз	Биотит литиевый, цинвальдит, ортит, монацит	<i>Рутил, циркон, циртолит, монацит, оранжит-торит, фергусонит</i> , гадолинит	<i>Ильменорутил, циртолит, литиевый биотит</i> , флюорит	<i>Монацит, оранжит-торит, циркон, циртолит</i>	Арашан, Кызылтор, Чаркасар, Беданали, Саргардон, Баркрак, Каракез

Примечание. Полужирный курсивный шрифт — ведущие минералы редких металлов, редких земель, иттрия, уран-тория для освоения, производства, потребления.

которыми следует карбонатная пауза D₂—C₁, далее габброиды C₁, возраст которых по U-Rb методом 344 6 млн.лет и породы карамазарского комплекса (минбулак-карамазарский вулканоплутонический комплекс, U-Rb метод, 306—323 млн.лет). Внутриплитный магматизм начинается с вулканитов акчинского, надакского комплексов и комагматического им куюндинского, возрастом 303—306 млн.лет по U-Rb, Rb-Sr методам. Магматические процессы завершают становление пород гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса (арашанский, шайданский, беданалисайский, саргардонский, чаркасарский и другие комплексы), возраст которых уже был приведен. Далее в условиях внутриплитного развития территории, формируются трахибазальтовый (C₃—P₁) и габбро-монцонит-сиенитовый (P₁) комплексы. Завершается палеозойский магматизм внедрением региональных даек онгориолитов, долеритов и других возрастом 264—280 млн.лет [3, 8]. В мезозое на территории всей Центральной Азии находился пенеплен (Т), шел процесс угленакопления (J) и далее по геологическим данным проявились лампроитовый (трубки взрыва, диатремы, дайки), кампто-мончикитовый комплексы, завершается магматизм дайками, эффузивами долеритов, базальтовых туфов (джигирис-танский комплекс, К—Е).

Ранняя стадия развития Чаткало-Кураминской активной континентальной окраины (C₁) ознаменовалась активной «переработкой» древней континентальной

коры: архей-протерозойских гнейсов и кристаллических сланцев с горизонтами кварцитов, мраморов, метабазитов и сопутствующих им ультрамафитов базальтоидного состава расплавов известково-щелочной калий-натриевой, калиевой серий. Завершается развитие Чаткало-Кураминского магматизма (P₁), формируются породы гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса и сопутствующие им альбититовые апограниты, редкоземельные (ортитовые, монацитовые, титано-танталониобатовые, уранитовые) пегматиты, альбититы грейзеново-гидротермальные образования и гидротермалиты. В условиях малых глубин (2,5—4,0 км, малые и средние глубины) формируются альбититы Келенчек-Ташсайского рудного поля (арашанский комплекс). В Арашанском плутоне на куполовидных выступах и апофизах размещаются постмагматические метасоматические образования (тела альбититов и другие, до первых квадратных километров), а также изометричные и вытянутые дайково-жильные тела (до 50 2000—2500 м). Тела альбититов с рутилом, минералами редких земель, иттрия и тория от поверхности прослеживаются на глубину 300—500 м. Отдельные штокообразные и вытянутые тела (жильные) альбититов с эрозионным срезом интрузий (300—500 м) уменьшаются по мощности (до 5—10 см) или приобретают штокверковый характер нахождения.

Для альбититов Келенчек-Ташсайского рудного поля [9] характерны остро дефицитные минеральные

2. Редкие земли и иттрий в породах интрузивного гранит-лейкогранитового комплекса Чаткало-Кураминской зоны (в % при сумме TR_2O_3 Y_2O_3 100)

Формация, порода	Проба	Се-земли					Y-земли	Tb-земли			Er-земли				Yb-земли		TR ₂ O ₃ Y ₂ O ₃ , г/г	Ce ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	La ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃ Nd ₂ O ₃ La ₂ O ₃
		La	Ce	Pr	Nd	Sm		Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu					
		15	22,0	33,0	4,1	10,2	4,1	16,0	—	3,9	—	2,7	0,8	1,7	0,5	0,9	—	490	2,8	24,4
Лейкогранит	15																			
Гранит	10	17,0	32,1	1,5	9,3	1,9	18,5	0,3	4,9	—	5,9	5,1	1,9	0,2	1,4	—	529,5	1,6	12,1	0,7
Аляскит	11	13,8	38,1	—	8,9	1,6	24,9	—	3,2	—	3,2	0,7	3,8	0,2	1,6	—	682,4	1,5	8,6	0,8
Альбитит	19	15,9	32,7	—	10,1	3,2	25,1	—	3,0	—	3,3	1,7	3,9	0,1	1,0	—	910	1,6	15,9	0,8
Альбитит	8354A	13,2	38,0	—	8,8	1,6	24,8	—	3,3	—	3,3	0,8	3,8	0,2	1,6	—	1960	1,6	8,3	0,8
Альбит	8364A	17,1	33,7	—	11,9	3,0	16,2	—	2,5	—	2,3	8,8	3,9	0,1	0,5	—	1450	1,9	34,2	0,9
Альбит	[4]	27,0	45,5	4,6	14,0	2,9	—	0,2	2,7	0,7	—	—	—	—	2,2	0,2	1069	15,7	12,2	0,8
Альбит	8531A	21,0	34,5	—	10,7	3,4	19,8	—	1,6	—	3,1	0,7	4,5	—	0,7	—	1320	2,3	30,0	0,7

Гранит (аляскит)-лейкогранитовый, P₁

Примечание. Расшифровка TR Y спектроскопическая (ГП «Центральная лаборатория» Госкомгеологии Республики Узбекистан, Г.И.Парамонова).

формы титана (рутил до 2% Nb_2O_5), а в грейзенах Каракыза [13] выделен ильменорутит (Nb_2O_5 22,46%). Рутит и ильменорутит образуют парагенезис с монацитом, торит-оранжитом, циртолитом, фергусонитом, гадолинитом и др.

В альбититах гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса (P₁) происходит рост редких земель и иттрия (от 13,2 до 27,0% при сумме их оксидов, принятых за 100%). Величины суммарных содержаний Pr, Nd и Sm (10%) и их соотношение к содержанию лантана показательны для схожих условий формирования гранит(аляскит)-лейкогранитов, альбититовых апогранитов и собственно альбититов. В альбититах (коэффициент относительной концентрации $K_{TR Y}$ 10, с вариациями от 8,2 до 18), гранитах ($K_{TR Y}$ 4,8), лейкогранитах (4,5), аляскитах (6,2) накопление редких земель и иттрия происходит в продуктах постмагматических преобразований пород гранит (аляскит)-лейкогранитов (табл. 2, рис. 1). Для Чаткало-Кураминской зоны и др. срединного и западного Тянь-Шаня (Бельтау, Шайдараз, Кынгыртау,

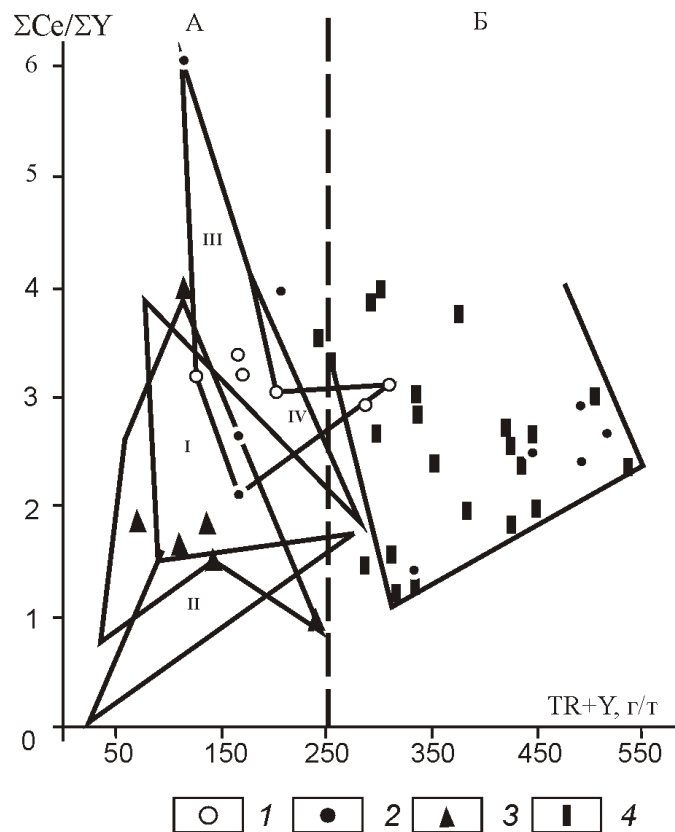


Рис. 1. Дифференциация редких земель и иттрия в породах интрузивных комплексов Чаткало-Кураминской зоны и сопредельных территорий:

А — Западный Тянь-Шань (I — Бельтау, II — Шайдараз, III — Кынгыртау, IV — Тозбулак, по материалам Г.Г.Лихойдова, Ш.А.Муминова, А.М.Рахманова, Б.М.Махмудова); Б — Срединный Тянь-Шань (Чаткало-Кураминская зона); 1 — плагиоклазы Pl; 2 — калиевые полевые шпаты (Kfs); 3 — биотиты (Bt); 4 — магнетиты (Mt)

Тозбулак) сумма редких земель, иттрия в породах интрузивных комплексов устанавливается в повышенных количествах (в среднем 150—250 г/т).

Гипабиссальным интрузиям гранит (аляскит)-лейкогранитового (P₁) комплекса (Чаркасар, Беданали, Арашан, Саргардон, Баркрак, Шайдан и др.) в эндо- и экзоконтактовых (надинтрузивных) и интрузивных сферах характерны зональное размещение рудных полей (альбититовых апогранитов, редкоземельных пегматитов, альбититов, грейзенов, гидротермалитов) и потенциальная рудоносность (продуктивность) на редкие земли, иттрий, торий [3—7] (табл. 3). В породах фации эндоконтакта (альбититы Келенчек-Ташсайского рудного поля, редкометалльные грейзены Каракыза, Беданали и др.) до практически значимых концентраций накапливаются редкие металлы, редкие земли, иттрий, уран—торий.

Породам свойственны достаточно высокие коэффициенты относительной концентрации редких земель и иттрия (от 2,7 до 4,8). В зависимости от исходных составов магматических расплавов и первичности происхождения редкоземельной минерализации находятся сравнительные содержания La и Ce (Ce/La 2,0) и показатели соотношений суммарной величины Pr, Nd и Sm к содержанию La. В породах комплекса акцессорные апатиты (от 10 000 до 15 000 г/т) служат основными концентраторами и носителями редких земель и иттрия. Для пород характерны апатит-магнетитовый тип, акцессорно-минеральный состав при участии циркона, сфена, ортита и др. [14]. Породы являются носителями акцессорного апатита (до 3,9—5,5%). На участках метасоматической проработки габбро, габбро-диоритов и монцодиоритов (мощность от 0,1—0,2 до 4,0 м и более, протя-

3. Потенциальная рудоносность и продуктивность на редкие земли, иттрий и торий пород гранит-лейкогранитового комплекса, P₁ (Чаткало-Кураминская зона, Срединный Тянь-Шань)

Критерии, признаки	Фторофильно-литофильный тип минерализации
I. Структурно-геологические и магматические	
Типоморфные структуры	Сводово-глыбовые поднятия и очаговые структуры [11], зоны мантийных сквозных дислокаций, разломно-трещинные системы
Геологическая позиция и пространственные ассоциации с plutonic формациями (фациями)	Континентальный режим, восходящие движения, формирование позднепалеозойской вулканосадочной толщи. Пространственные связи с породами габбро-монцодиорит-гранодиоритового (C ₂ ¹), габбро-монцит-сиенитового (C ₃ —P ₁) и комагматами риолит-трахириолитового (P ₁) комплексов
Акцессорно-минеральный тип	Монацит-флюоритовый (редкоземельно-флюоритовый)
II. Минералого-геохимические	
Макро- и микропарагенезисы акцессорных минералов	У-гранаты, флюорит, фергусонит, форманит, самарскит, TR-циркон, Y- и Th-ортиты, монацит, торит, гадолинит, касситерит
Акцессорные самородные металлы, сплавы и интерметаллиды	Sn, Bi, Pb, Zn, In
Минеральная форма нахождения редких металлов, редких земель, иттрия и тория	Флюорит, церит, ортит, монацит, ксенотим, иттриевый гранат, иттрийтанталит, фергусонит и др. (силикаты, фосфаты, карбонаты, титано- и цирконосиликаты, ниобий-танталаты, фториды, оксиды редких металлов, редких земель, иттрия и тория)
III. Типоморфные особенности минералов	
Породообразующий биотит	Высокая железистость (лепидомилан) и марганцовистость, примеси Li, Ti, Sn, W, Bi
Акцессорный апатит	Прозрачный (розоватые и желтые оттенки), мелкий (0,2—0,01 мм), удлиненно-призматические (гексагональные) и округло-изометрические формы кристаллов, F-apatit, частично Ca замещается на TR Y, примеси Pb, Sn, Bi
Акцессорный циркон, циртолит	Белый, розоватый, салатный, желтоватый; мелкие (0,2—0,5 мм, чаще 0,1 мм; удлиненно-призматические, дипирамидальные (призмы); присутствуют газово-жидкие включения, характерны прорастания рутилом; содержит 1—3% Hf и более, радиоактивный
Акцессорный монацит	Мелкий, таблитчатый, хорошо образованные кристаллы (от менее 0,1 до 0,3—0,5 мм); красно-бурый, красно-коричневый, фишашково-зеленый; характерен Ce-состав (содержание La и Nd близки) TR; присутствуют изоструктурные примеси Th, SiO ₄ ; радиоактивен; люминесценция зеленоватая
Индикаторы	TR Y, Nb, Ta, Be, Li, U, Th, Zr (Hf), Bi, Sn, W
Геохимическая специализация (продуктивность) и потенциальная рудоносность	TR Y, Nb, Be, Zr, Th, Sn, W

4. Редкие земли и иттрий в породообразующих минералах пород магматических комплексов (плутонические фации) Чаткало-Кураминских гор (в % при сумме TR₂O₃ Y₂O₃ 100%)

Минералы	Пробы	Ce-земли						Tb-земли			Er-земли				Yb-земли		TR ₂ O ₃ Y ₂ O ₃ г/г	Ce ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	La ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃ Nd ₂ O ₃ La ₂ O ₃
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Y	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yu	Yb	Lu				
Плагнокла- зы	171А	606	—	—	—	77,1	7,2	—	—	—	8,9	—	—	—	0,2	—	60	5,1	33,0	11,7
	195А	17,6	—	—	—	63,3	10,0	—	—	—	8,7	—	—	—	0,8	—	39	4,2	44,0	3,6
	196А	11,5	—	—	—	69,2	7,7	—	1,7	—	9,2	—	—	—	0,7	—	36	4,2	16,4	6,0
	[2]	0,19	0,28	—	0,1	—	58,86	—	0,57	—	—	—	—	—	—	—	77	0,01	—	0,5
Калиевые полевые шпаты	169	8,8	—	—	—	76,0	6,2	—	—	—	8,5	—	—	—	0,5	—	33	5,6	17,6	8,6
	170А	—	—	—	—	81,6	9,5	—	—	—	8,7	—	—	—	0,2	—	72	4,4	—	—
	203А	8,4	—	—	—	74,4	7,0	—	—	—	8,8	—	—	—	1,4	—	70	4,8	6,0	8,9
	205А	4,7	—	—	—	85,9	5,2	—	—	—	3,8	—	—	—	0,4	—	62	9,6	11,8	13,3
	236А	6,1	—	—	—	63,3	15,0	—	—	—	13,2	—	—	—	2,4	—	67	2,3	2,5	10,4
	241А	12,4	17,1	—	—	55,6	7,0	—	—	—	7,3	—	—	—	0,6	—	100	5,7	20,7	4,5
	250А	16,7	—	—	—	62,2	9,3	—	—	—	10,8	—	—	—	1,0	—	86	3,7	16,7	3,7
Биотиты	262А	—	—	—	—	80,1	5,7	—	—	—	19,0	—	—	—	0,2	—	60	4,0	—	—
	[2]	18,3	60,5	1,2	9,7	—	10,2	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	41	8,7	18,3	0,6
	190А	18,5	22,2	—	—	28,6	13,9	—	7,9	—	6,6	—	—	—	1,6	—	190	2,4	11,6	1,6
	195А	18,4	—	—	—	53,1	15,4	—	—	—	11,9	—	—	—	1,2	—	162	2,5	15,3	2,9
	196А	16,7	27,9	—	—	35,2	11,9	—	—	—	7,8	—	—	—	1,0	—	152	4,0	16,7	2,1
	197А	—	—	—	—	73,1	12,1	—	—	—	14,0	—	—	—	0,8	—	156	2,7	—	—
	248	24,7	44,3	—	—	12,4	7,8	—	4,7	—	4,3	—	—	—	1,8	—	242	4,4	13,7	0,5
Мусковиты	250	14,0	27,9	—	—	12,0	23,5	—	7,5	—	8,5	—	3,1	1,1	2,4	—	201	1,2	5,8	0,9
	254	9,6	—	—	—	42,9	18,4	—	12,8	—	14,6	—	—	—	1,7	—	112	1,1	5,6	4,5
	109А	6,2	—	—	—	70,2	11,3	—	—	—	9,4	—	—	—	2,9	—	54	3,2	2,1	11,3
	117А	5,0	—	—	—	74,0	8,4	—	—	—	11,5	—	—	—	1,1	—	156	3,8	4,5	14,8
	201А	3,5	—	—	—	70,9	11,6	—	—	—	12,2	—	—	—	1,8	—	88	2,9	1,9	20,3
	234А	—	—	—	—	84,5	7,8	—	—	—	7,5	—	—	—	0,2	—	105	5,5	—	—
	236А	15,5	—	—	—	19,6	31,0	—	—	—	30,2	—	—	—	3,7	—	60	0,5	4,2	1,3

Минералы	Пробы	Ce-земли					Y-земли	Tb-земли			Er-земли				Yb-земли		TR ₂ O ₃ Y ₂ O ₃ , г/г	Ce ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	La ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃ Nd ₂ O ₃ La ₂ O ₃
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Y	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yu	Yb	Lu				
Роговые обманки	169	10,8	27,2	—	—	18,4	18,6	—	5,3	—	7,4	—	3,8	2,1	5,8	—	307	1,3	1,9	1,7
	199A	5,4	1,0	—	—	47,4	19,3	—	11,0	—	13,8	—	—	—	2,1	—	100	1,2	2,6	8,8
	248A	15,9	38,4	—	—	19,2	12,6	—	3,4	—	3,3	—	2,4	0,8	4,0	—	372	2,8	4,0	1,2
	259A	16,2	37,7	—	—	12,4	12,9	—	5,3	—	4,2	—	3,3	0,9	6,6	—	100	2,0	2,5	0,8
	[2]	17,9	32,8	4,48	11,34	3,48	22,4	—	2,48	—	3,0	—	0,9	—	0,1	—	80	2,3	—	1,1

Примечание. Расшифровка редких земель и иттрия спектроскопическая (ГП «Центральная лаборатория» Госкомгеологии Республики Узбекистан, Г.И.Парамонова) и непосредственно спектральным методом (ИГиГ АН СССР, г.Екатеринбург, Я.И.Косенко).

женность до 100—200 м) возрастает содержание акцессорного апатита до 6,0—37,4% (от 0,5 до 2,5 мм размерностей). С апатитоносностью пород *габбро-монцонит-сиенитового* (C₃—P₁) комплекса (Актепа, Айгырбайтал, Бабайобский, Лояк и др.) близко сопоставима апатитоносность диоритов Ошурковского месторождения (Российская Федерация, Бурятия) с содержанием P₂O₅ 4% (бортовое значение). Из габброидов извлечение апатитовой минерализации производится комплексно с попутной утилизацией редких земель, иттрия и др.

Породообразующие и акцессорные минералы пород интрузивных комплексов, распределение редких земель и иттрия (табл. 4). В плагиоклазах примеси Ce, Pr, Nd присутствуют в относительно низких количествах, примеси лантана образуют большой разброс концентраций (рис. 2), примеси иттрия и некоторых других редких земель достигают достаточно высоких значений. В калиевых полевых шпатах (микроклины, ортоклазы) отсутствуют примеси Ce, Pr, Nd, примеси Sm находятся на достаточно высоком уровне. В калиевых полевых шпатах по сравнению с плагиоклазами схожие содержания Sm и Y показательны на родство и геохимическую близость их кристаллохимических параметров [12].

Для *породообразующих биотитов* устанавливаются устойчиво низкие значения величин La/Ce (1,0) при отсутствии связей с содержаниями La от Sm. Коэффициент относительной концентрации редких земель и иттрия (K_{TR Y}) близок 2. В биотитах, от ранних к поздним, накапливаются TR Y (см. рис. 2). В мусковитах относительно невысокие содержания TR Y (K_{TR Y} 0,5—1,0). В минерале при независимо низких или практически отсутствующих содержаниях La и Ce преобладает максимум самария, элементы цериевой группы преобладают над иттриевой.

Минеральное (видовое) разнообразие акцессорных минералов и содержание в них редких металлов, редких земель, иттрия, урана приведены в таблицах 5 и 6. Акцессорные минералы по составу подразделяются на оксиды (фергусонит, форманит, ризерит, самарскит, уранинит, бадделейт, колумбит-танталит), фосфаты (монацит, ксенотим, флоренсит, иттриапатит, смирновскит), фториды (флюоцерит, флюорит и иттрифлюорит), карбонаты (рентгенит, бастнезит), силикаты (ортит, сфен, торит, оранжит, циркон, циртолит и др.). Акцессорные силикаты редких земель представлены островными ортосиликатами с изолированными SiO₄ (структурные типы гадолинита, кейльгауита-сфена, цертолита-монацита), диортосиликатами с добавочными анионами (структурный тип эпидот-ортита), включая островные силикаты с изолированными парами тетраэдров Si₂O₇ (структурный тип перрьерит-чевкенита), минералы группы кольцевых силикатов практически отсутствуют, исключая единичные находки церита.

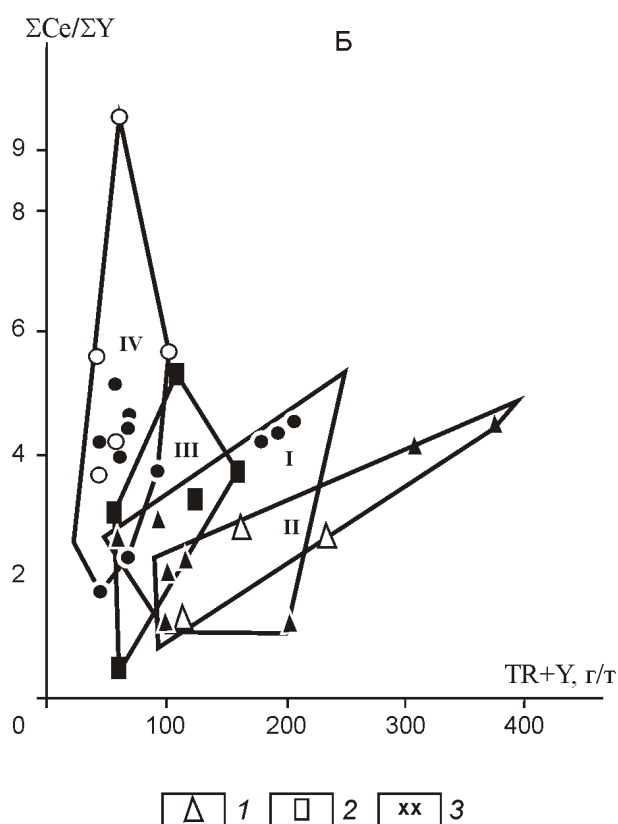
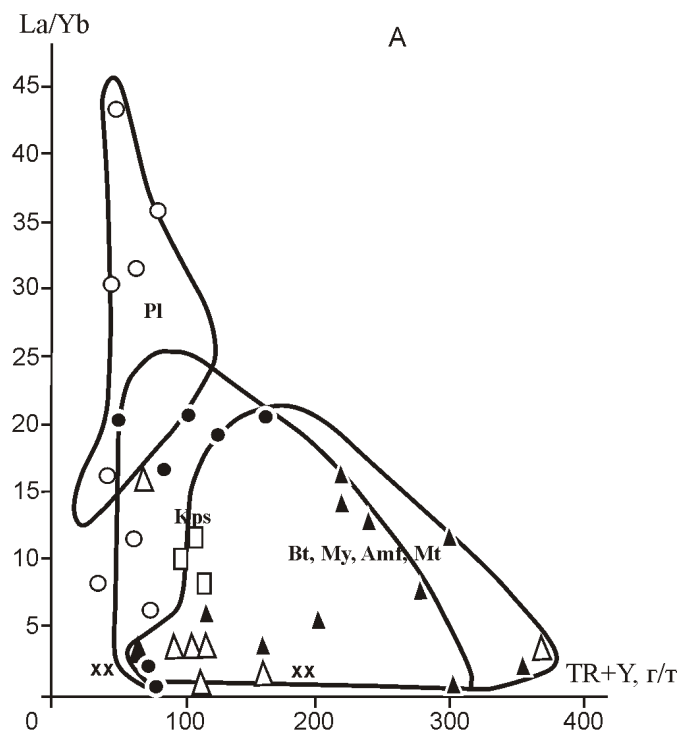


Рис. 2. Дифференциация редких земель и иттрия (TR+Y) в породообразующих минералах и акцессорных магнетитах интрузивных комплексов Чаткало-Кураминской зоны:

А — Западный Тянь-Шань; Б — Срединный Тянь-Шань; 1 — амфиболы (Amf); 2 — мусковиты (My); 3 — минералы (метасоматиты); см. услов. обозн. к рис. 1

И.Х.Хамрабаев [12], рассматривая акцессорные минералы редких металлов, редких земель, иттрия, уран—тория, связывал их с образованиями избыточных порций главных породообразующих компонентов или редких элементов (малые, редкие, рассеянные, редкоземельные и радиоактивные) и углерода. К числу метаматических образований принадлежат акцессорные титано-, тантало- и цирконосиликаты, фосфаты, оксиды, бораты, фториды и другие или их акцессорно-минеральные формы (колумбит-танталиты, ортиты, цирконы, монациты, ториты и др.). Структурно-геологические и магматические, минералого-геохимические признаки и критерии на фторофильно-литофильный тип связанной минерализации служат факторами потенциальной рудоносности (продуктивности) пород гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса (P₁) на редкие земли, иттрий и торий (см. табл. 3).

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Породы гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса (P₁) потенциально рудоносны и продуктивны на редкие металлы, редкие земли, иттрий и торий. Рудообразующие растворы формируются как результат метаматического преобразования мантийными флюидопотоками внутриплитных остаточных очагов гранитных магм.

2. В пределах Ферганского регионального мегасвода формируется Чаткало-Кураминский «рудно-магматический концентр». К структурам Чаткальского и Кураминского сводов и ряду локальных очаговых структур (арашанский, чаркасарский комплексы и др.) тяготеют редкометалльные, редкоземельные и иттриевые рудные поля (Келенчек-Ташсайское, Саргардонский, Беданалисайское и др.).

3. Акцессорно-минеральный тип (монацит-флюоритовый тип) пород гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса (P₁) рассматривается как положительный фактор на продуктивность постмагматических образований и накопление собственно редких металлов, редких земель, иттрия и тория. На заключительных этапах формирования пород акцессорные минералы, как носители редких земель, концентрируют практически значимые содержания La в присутствии Pr, Nd, Sm.

4. Породы гранит (аляскит)-лейкогранитового комплекса (P₁), подвергаясь интенсивной метаматической (постмагматической) переработке и глубоким преобразованиям породообразующих и акцессорных минералов, формируют связанные поля альбититовых апогранитов (апограниты нормального ряда с парагенезисами Si, Al, Na), обогащенные редкими металлами, редкими землями, иттрием и торием. Продукты постмагматических преобразований пород комплекса подразделяются на запаздывающие с альбитизацией (апограниты, пегматиты) и наложенные после альбитизации (альбититы, грейзены, гидротермалиты).

5. Аксессуары редкометалльные и редкоземельные, иттрий, уран-ториевые минералы плутонических комплексов. По материалам И.Е.Смирнова, П.С.Козловой, Г.А.Лисициной, В.В.Козырева, К.Урунбаева, Р.Г.Юсупова, Я.М.Рафикова и др.

Элементы	Аксессуары минералы, разновидности	Условия происхождения		
		Магматические	Метамагматические	Россыпи
Si	Эпидот	—	XX	—
	<i>Багратионит</i>	—	X	—
	<i>Алланит</i>	—	X	—
	<i>Пьемонтит</i>	—	X	—
	<i>Иттриевый гранат</i>	X	X	—
	Сфен	X	X	—
P	X — апатит	X	XXX	—
F	<i>Иттрофлюорит</i>	—	X	—
	Флюоцерит	—	X	—
Nb Ta	Колумбит-танталит	—	X	—
	Фергусонит (<i>-фергусонит</i>)	—	X	—
	Форманит	—	X	—
	<i>Ризерит</i>	—	X	—
	<i>Самарскит</i>	—	X	—
	Поликраз	—	X	—
Zr	Бадделеит	X	X	—
	Циркон, циртолит	X	XX	—
	<i>Наэтит</i> (TR-циркон)	—	—	—
	<i>Жаргон</i>	—	—	—
	<i>Малакон</i>	—	—	—
TR	Ортит (Y-Th-ортит)	X	XX	X
	<i>Гидроортит</i>	—	X	XX
	Церит	—	X	XXX
	Монацит	X	XX	XXX
	Ксенотим	X	X	XX
	Перрьерит	X	XX	—
	Чевкениит	X	X	—
	Бастнезит	—	X	—
	Бломстрандит	—	X	—
	Иттрокейвиит	—	X	—
	Флоренсит	—	X	X
	Рентгениит	—	X	—
Be	Берилл	—	X	—
Li	Гadolинит	—	X	X
	Сподумен	—	XX	—
U Th	Торит	—	XX	—
	<i>Оранжеит</i>	—	XXX	—
	<i>Ферриторит</i>	—	X	—
	<i>Ураноторит</i>	—	X	—
	<i>Уранинит</i>	—	X	X
	Урановая смолка	—	X	XX
	Смирновскит	—	X	—

Примечание. XXX — ведущие, XX — второстепенные и X — единичные аксессуары; курсив — минеральные разновидности.

6. Состав редких земель и иттрий в акцессорных минералах пород интрузивных формаций Чаткало-Кураминских гор (в % при сумме TR₂O₃ Y₂O₃ 100%)

Формация, порода	Пробы	Се-земли					Y-земли		Тб-земли			Ег-земли				Yb-земли		TR ₂ O ₃ Y ₂ O ₃ , г/г	Ce ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	La ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃ Nd ₂ O ₃ La ₂ O ₃	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Y	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yu	Yb	Lu						
Апатиты (I)																						
Гранит	190А	16,7	32,2	3,6	10,1	12,2	16,6	—	6,2	0,3	1,3	0,1	0,1	0,2	0,4	—	9200	3,0	41,8	1,6		
Лейкогранит	258I	12,8	29,1	3,4	20,4	4,8	16,5	—	6,0	—	4,8	0,5	1,1	0,1	0,5	0,2	5200	2,4	25,2	2,3		
Альбитит	[4]	—	43,3	—	—	12,5	9,6	—	—	—	—	—	—	—	34, 6	—	10400	1,3	—	—		
Апатиты (II)																						
Субщелочное габбро	АК-8А	20,8	49,1	6,8	5,6	1,2	6,3	—	2,2	—	4,7	0,7	1,4	0,6	0,6	—	12450	5,1	34,7	0,7		
Габбро-монцит	АК-22 А	21,7	48,7	6,1	4,5	1,8	6,3	—	2,6	—	4,8	0,8	1,7	0,6	0,4	—	11080	4,8	54,2	0,6		
Сиенит	АК-18 А	20,0	34,6	3,6	18,2	9,8	8,7	0,2	2,1	—	1,1	0,5	0,4	0,1	0,6	0,1	8483	6,2	33,3	1,6		
Сфены (I)																						
Гранит	171АВ	9,1	30,5	3,9	19,6	3,7	23,6	—	3,3	—	1,7	1,8	1,5	—	1,3	—	32000	2,0	7,0	3,0		
Лейкогранит	4602А	44,0	16,4	7,3	10,8	3,1	9,0	—	4,6	—	—	—	3,6	0,3	1,0	—	38900	4,4	44,0	0,5		
Сфены (II)																						
Габбро	3860А	9,0	17,5	4,7	21,8	4,3	23,6	—	6,7	—	7,4	0,5	2,7	0,3	1,5	—	22500	1,3	6,0	3,4		
Сиенито-диорит	1224А	13,6	19,3	4,6	17,0	2,4	25,5	—	6,5	—	5,0	0,6	2,3	0,4	1,4	—	25800	1,3	9,7	1,8		
Микросиенит	413-2А	14,6	23,0	3,8	7,4	2,2	34,7	—	4,9	—	3,6	0,7	2,6	0,3	2,2	—	36900	1,0	6,6	0,9		
Орпиды (I)																						
Гранит	1174А	26,5	43,8	7,1	16,5	1,8	2,2	—	1,9	—	—	—	—	0,1	0,1	—	19,6	22,2	65	1,0		
Гранит	1193А	29,4	44,6	11,3	11,0	1,1	1,1	—	1,1	—	—	—	—	0,1	0,1	—	17,7	37,5	294	0,8		
Субщелочной гранит	3220А	28,3	45,5	2,6	14,7	1,8	3,7	—	1,8	—	—	—	0,4	0,1	0,1	0,2	18,7	13,1	283	0,7		
Гранит	4311А	28,0	44,2	9,3	15,6	1,6	0,5	—	0,7	—	—	—	—	—	0,1	—	15,7	75,9	280	0,9		
Лейкогранит	64-1А	33,1	42,4	6,8	15,6	1,1	0,4	—	0,5	—	—	—	—	—	0,1	—	16,02	99,0	331	0,7		
Лейкогранит	69-1А	26,1	41,4	7,8	19,3	2,0	2,1	—	1,2	—	—	—	—	—	0,1	—	17,64	28,4	261	1,1		
Шпировый пегматит	2-21А	28,2	51,3	3,8	13,5	0,8	0,9	—	0,7	—	0,5	—	0,1	0,1	0,1	—	19,8	40,7	282	0,6		

Формация, порода	Пробы	Се-земли					Y-земли	Tb-земли			Er-земли				Yb-земли		TR ₂ O ₃ Y ₂ O ₃ , г/г	Ce ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	La ₂ O ₃ Yb ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃ Nd ₂ O ₃ La ₂ O ₃	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Y	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yt	Yb	Lu					
Монацит (II)																					
Гидро-гермалит	[11]	31,1	51,2	4,0	11,7	1,2	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Субщелочной гранит	3232A	26,7	49,5	6,6	14,5	0,9	0,8	—	0,9	—	—	—	—	—	—	0,1	—	72,4%	54,6	267	0,8
Монацит	[11]	27,7	49,7	4,7	16,3	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пегматит	[11]	—	—	—	—	0,7	50	—	4,3	1,7	26,0	4,3	7,1	—	5,7	0,7	—	—	—	—	—
Альбитит	[4]	—	—	—	8,6	10,2	51,1	—	9,9	—	16,0	—	1,9	—	2,3	—	31,3%	0,2	—	—	—
Гадолиний (I)																					
Лейкогранит	3235A	11,8	38,2	8,5	20,0	2,8	10,2	—	3,1	—	2,0	—	1,4	0,2	1,7	0,1	49,1%	4,3	6,9	2,7	—
Гранит	[11]	15,0	31,0	4,7	18,0	4,4	15,4	—	4,7	—	4,0	—	1,7	—	1,4	—	—	2,7	—	—	1,8
Фергусониты (I)																					
Лейкогранит	3235A	5,6	25,0	5,0	26,4	5,9	21,2	—	3,5	—	2,6	—	3,8	0,3	0,3	0,2	34,0%	2,1	18,7	6,7	—
Гранит	[11]	1,7	5,5	1,3	4,0	4,0	50	0,2	5,5	1,1	5,0	1,3	5,5	0,8	12,0	2,1	—	0,2	0,14	5,5	—
Альбитит (ризерит)	[4]	—	0,4	—	2,0	2,8	66,2	0,3	5,7	0,7	8,9	—	6,7	—	6,0	0,3	36,2%	0,1	—	—	—

Примечание. Породы габро-монацит-сиенитовой (I), гранит (аляскит)-лейкогранитовой (II) (С₃-Р₁, Р₁) формаций; расщиповка редких земель и иттрия спектроскопическая (ГП «Центральная лаборатория» Госкомгеологии Республики Узбекистан, Г.И.Парамонова).

5. В перспективе на освоение, производство и потребление редкометалльной и редкоземельной минерализации могут представить интерес: 1) минеральные концентраты (апатит, сфен, ортит и др.); 2) акцессорно-минеральные концентраты пород, пространственно и генетически связанные с гранит (аляскит)-лейкогранитовым (P_1) комплексом (циркон, циртолит, монацит, оранжит-торит, уранинит, фергусонит и др.), включая минеральные компоненты редкоземельных пегматитов, альбититов (циркон, циртолит, монацит, фергусонит, поликраз и др.), грейзенов, гидротермалитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов Н.А., Ежков Ю.Б., Турамурадов И.Б., Панасюченко В.К. Рудно-формационные типы литофильно-редкометалльных месторождений Западного Тянь-Шаня // Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. —М., 2005. Вып. 7. Кн. 2. С. 92—105.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. —М.: Наука, 1974.
3. Беус А.А. Альбититовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. —М.: Недра, 1968. С. 303—377.
4. Далимов Т.Н., Павлов В.А., Рафиков Я.М. Основные этапы развития магматизма и геодинамики Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 29—41.
5. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева Н.А. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм, ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки и формирования. —М., 2006.
6. Козырев В.В., Ежков Ю.В., Левченко И.В. и др. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня (на примере Чаткальской и Кураминской подзон). —Ташкент: Фан, 1972.
7. Никитин В.Д. Пегматитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. —М.: Недра, 1968. С. 84—151.
8. Рафиков Я.М. Схема магматизма Чаткало-Кураминской активной окраины // V Российская конференция по изотопной геохронологии «Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов». —М., 2012. С. 302—304.
9. Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. Поликраз-интротанталитовое с рутилом, редкометалльно-редкоземельное оруденение Келемчик-Ташая // Мат-лы науч. конф. «Петрология, рудоносность магматических комплексов складчатых областей». —Ташкент, 2002. С. 111—112.
10. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. —М.: Изд-во АН СССР, 1963.
11. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Танаева Г.А. и др. Рудоносность орогенных структур Тянь-Шаня. —М.: Наука, 1985.
12. Хамрабаев И.Х. Систематика акцессорных минералов. —Ташкент: Фан, 1989.
13. Шувалов В.Б., Гертман П.Л. Ильменорутит из грейзенов Каракыза (верховья бассейна р.Пскем, Западный Тянь-Шань) // Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона. —Ташкент: Фан, 1971. Вып. 7. С. 104—107.
14. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма. —Ташкент: Фан, 1983.

Особенности состава литосферной мантии и перспективы коренной алмазоносности юга Сибирской платформы (по данным изучения химизма и редкоземельного состава пиропов)

К.Н.ЕГОРОВ, Д.А.КОШКАРЕВ (Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

На основе оригинальных геохимических данных по редкоэлементному составу пиропов из алмазоносных лампроитов Ингашинского поля Присаянья и древних ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза Ангара-Удинского междуречья рассмотрена проблема неоднородности мантийной литосферы южной части Сибирской платформы, а также проведена оценка алмазоносности потенциальных коренных источников на ее территории.

Ключевые слова: мантийная литосфера, минералы-спутники алмаза, Сибирская платформа.

Егоров Константин Николаевич, egorov@crust.irk.ru

Кошкарев Денис Анатольевич, koshckar@crust.irk.ru

Compositional characteristics of lithospheric mantle and prospects for primary diamond potential within the Southern Siberian platform (from data on chemistry and rare-earth pyrope composition)

K.N.EGOROV, D.A.KOSHKAREV

Problems of heterogeneities of mantle lithosphere beneath the southern Siberian platform were discussed on the basis of original geochemical data on rare-earth pyrope composition from diamondiferous lamproites of the Prisayanie Ingashi field and ancient dispersion halo of accessory minerals of diamond in the Angara-Uda interfluve. In addition, the diamond potential of prospective primary sources within its area was assessed.

Key words: mantle lithosphere, accessory minerals of diamond, Siberian platform.

Юго-западная часть Сибирской платформы — перспективная территория на обнаружение объектов коренной и россыпной алмазоносности различных генетических типов [2, 4, 5, 6]. Согласно геолого-геофизическим и структурно-тектоническим данным на этой территории выделяется Бирюсино-Ангара-Оленёкский кратон шириной от 300 до 600 км, протяженностью до 2000 км и с относительно стабильной литосферой мощностью 150—250 км [2]. На юге кратона расположена Присаянская алмазоносная минерогенетическая зона, в пределах которой известны три этапа внедрения лампроитов и кимберлитов: мезопротерозой (средний рифей, около 1200 млн.лет), неопротерозой (венд, около 630 млн.лет) и средний палеозой (девон, около 370 млн.лет) [9] (рис. 1). Существование среднерифейской и среднепалеозойской эпох тектономагматической активности, сопровождавшейся формированием алмазоносных лампроитовых (кимберлитовых) тел в пределах южной окраины Сибирской платформы подтверждается наличием «древних» докембрийских и фанерозойских типов алмазов в россыпях рек Бирюса и Ингашет [8]. В северных румбах от Присаянской зоны расположена Удино-Тунгусская алмазоносная минерогенетическая зона, которая протягивается в субмеридиальном направлении от р.Уда на юге до р.Нижняя Тунгуска на севере (см. рис. 1). Повышенная проницаемость литосферы в пределах тектонически ослабленной

Удино-Тунгусской зоны предопределила многочисленные проявления субщелочного базитового, а также кимберлитового (трубки Хоркич, Тайга) магматизма. К зоне пространственно приурочены карбоновые, юрские и современные ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов и россыпей проявления алмазов.

В настоящее время при оценке перспектив коренной алмазоносности южной части Сибирской платформы существуют две прогнозно-поисковые модели. По одной из них коренные алмазоносные тела имеют докембрийский возраст и находятся только в пределах Присаянской краевой зоны [1, 10]. Практически все находки пиропов и алмазов на площади юга Сибирской платформы объясняются их региональным разносом в результате эрозии докембрийских коренных источников Восточного Присаянья, в частности, среднерифейских лампроитов Ингашинского поля. С одной стороны, на основе этих и некоторых других геолого-структурных прогнозных построений вся территория Ангара-Удинского междуречья Иркутского амфитеатра, по мнению авторов [10], считается бесперспективной на обнаружение коренных источников алмазов. С другой, результаты комплексного изучения типохимизма индикаторных минералов кимберлитов и лампроитов, а также кристалломорфологии алмазов на юге Сибирской платформы позволяют считать, что для каждой из выделен-

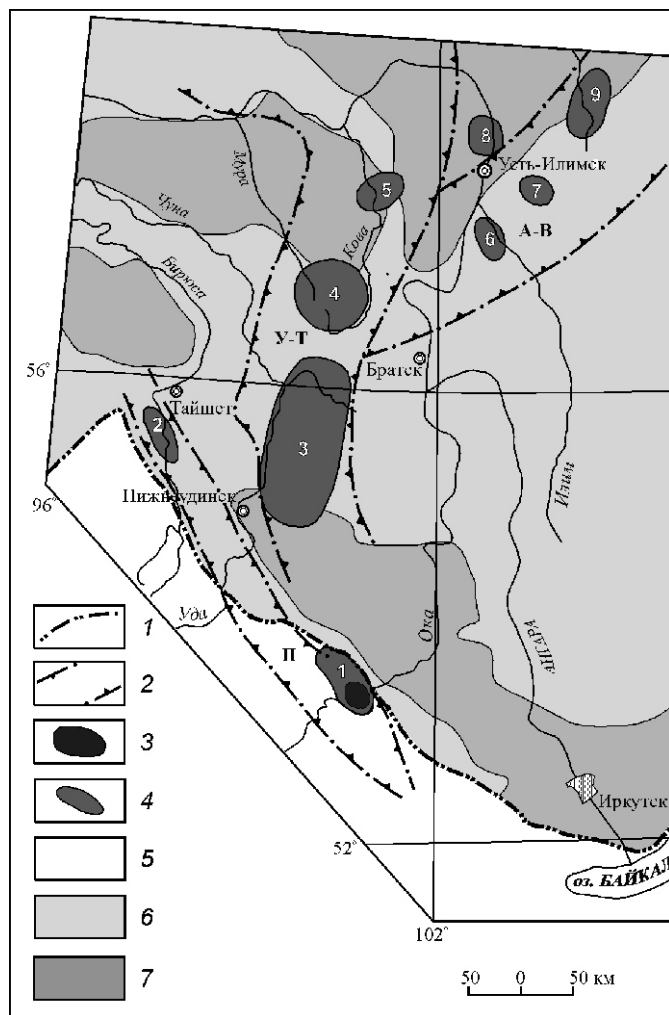


Рис. 1. Расположение алмазоносных минерагенических зон и перспективных площадей в пределах юго-западной части Сибирской платформы:

1 — современная граница распространения чехла платформы; 2 — алмазоносные минерагенические зоны: П — Присянская, У-Т — Удино-Тунгусская, А-В — Ангара-Вилуйская; 3 — Ингашино лампроитовое поле; площади: 4 — прогнозируемые перспективные: (1 — Белозиминско-Ингашинская, 2 — Ингашетская, 3 — Тангуй-Чукшинская, 4 — Муро-Ковинская, 5 — Магдонская, 6 — Илимская, 7 — Тубинская, 8 — Тушамская, 9 — Верхнекатангская), 5 — распространения докембрийских образований; сложенные отложениями: 6 — палеозоя и 7 — мезозоя

ных перспективных территорий (минерагенические зоны, алмазоносные районы и площади) существуют или прогнозируются местные коренные источники алмазов [3, 6].

Для решения данной проблемы, а также выявления петрологической неоднородности мантийной литосферы южной части Сибирской платформы впервые использованы геохимические особенности пиропов из алмазоносных лампроитов Ингашинского поля и

древних ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза Тангуй-Чукшинской и Муро-Ковинской площади (см. рис. 1). Следует подчеркнуть, что информация о химическом и редкоземельном составе пиропов позволяет достаточно эффективно оценивать не только продуктивность отдельных кимберлитовых и лампроитовых тел, но и алмазоносность новых территорий древних платформ [17, 19 и др.]. Кроме того, по данным изучения геохимических особенностей барофильных минералов кимберлитов, в основном пироба [18, 19 и др.], достаточно успешно решается проблема состава литосферной мантии и процессов ее флюидно-магматического преобразования.

Химические составы пиропов из лампроитов Ингашинского поля, нижнекарбонных отложений баерновской свиты Тангуй-Чукшинской площади (бассейн р. Уда, 250—300 км от Ингашинского поля) и мурской толщи Муро-Ковинской площади (бассейн р. Мура, 350—450 км от Ингашинского поля) исследовались на микроанализаторе «Superprobe JXA-33» фирмы «Geol» в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Содержания REE и HFSE, а также Ti, Sr, Ba, Rb в пиробах получены методом вторично-ионной спектроскопии (SIMS) на микроанализаторе «Cameca IMS ion probe» в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике, описанной в работе [14]. Метод обеспечивал точность измерений редких элементов с концентрациями 0,1 г/т, 10—15 и 40—50% для концентраций 0,1 г/т. Для корректного сравнения содержаний редких элементов в пиробах из различных источников были подобраны гранаты близкого химического состава (табл. 1).

В алмазоносных оливин-флогопитовых лампроитах Присянья гранаты ультраосновной ассоциации относятся преимущественно к высокохромистым пиробам лерцолитового и верлитового парагенезисов (рис. 2, А), массовое содержание которых Cr_2O_3 до 12,66%. Редкие зерна пиропов принадлежат субкальциевым гранатам гарцбургит-дунитового (в т.ч. алмазного) парагенезиса. Гранаты ультраосновной ассоциации из лампроитов характеризуются относительно низким содержанием TiO_2 (в среднем 0,11%; n — число анализов 131) и средней магнезиальности mg 83,5%. Следует отметить, что процент пиропов ультраосновного парагенезиса по отношению к гранатам эклогитовой ассоциации в ингашинских лампроитах 20—30% от общей массы [7], о чем дополнительно можно судить по содержанию гранатов различной цветовой окраски в лампроитовых жилах (табл. 2).

Пиропы с содержанием хрома от 5,22 до 12,66% (n 6) из лампроитов демонстрируют в целом относительную однородность в распределении в них REE и HFSE по суммарному количеству зерен, уровню накопления отдельных элементов и конфигурации спектров (рис. 3, А). Для них характерны чрезвычайно низкие концентрации таких несовместимых эле-

1. Представительные анализы химического и редкоземельного составов пиропов из лампроитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,6	41,24	39,89	41,63	41,22	40,76	40,93	41,62	41,38	42,46	41,6	41,43
TiO ₂	0,13	0,33	0,14	0,05	0,37	0,09	0,01	0,07	0,33	0,03	0,2	0,35
Al ₂ O ₃	13,08	14,89	15,55	16,52	15,69	16	19,79	19,2	20,36	21,08	21,26	21,55
Cr ₂ O ₃	12,66	10,46	10,18	9,12	9,36	9,61	5,22	5,42	4,19	2,84	2,25	2,63
FeO	6,7	6,34	7,03	6,22	6,5	6,68	7,1	7,86	7,42	7,23	9,08	6,98
MnO	038	0,37	0,46	0,34	0,37	0,4	0,31	0,55	0,4	0,34	0,43	0,33
MgO	17,4	19,81	17,82	18,68	19,2	18,77	19,96	19,08	21,23	19,71	20,52	21,66
CaO	8,36	6,57	8,12	7,56	7,32	7,35	6,22	6,01	4,7	5,72	5,2	4,79
Na ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,04	0,1	0,11	0,04	0,04	0,09
Сумма	99,32	100	99,19	100,13	100,03	99,74	99,53	99,92	100,11	99,4	100,54	99,82
La	0,38	0,14	0,16	0,88	0,11	0,14	0,02	0,06	0,02	0	0	0,03
Ce	2,5	1,42	3,33	2,9	1,18	1,21	0,09	0,9	0,43	0,02	0,03	0,29
Sr	4,73	1,87	3,04	6,33	1,47	0,99	0,22	0,44	0,54	0,16	0,14	0,54
Nd	1,77	3,55	14,58	0,77	3,09	1,73	0,16	3,34	1,55	0,01	0,19	1,12
Zr	9,06	39,54	19,55	2,43	70,64	3,67	0,65	32,89	64,03	0,18	10,78	48,96
Hf	0,37	1,09	0,56	0,14	1,43	0,14	0,03	0,4	1,43	0,25	1,16	1,17
Sm	0,49	2,23	1,68	0,15	1,34	0,46	0,08	1,73	1,14	0,04	0,44	0,92
Eu	0,16	0,75	0,42	0,06	0,6	0,1	0,02	0,53	0,5	0,02	0,3	0,4
Ti	1268,27	2390,89	847,55	518,33	2326,27	451,58	119,72	323,61	1839,93	301,19	1375,8	2040,95
Gd	1,15	3,25	4,24	0,64	2,87	0,75	0,13	2,11	2,17	0,25	1,55	1,84
Dy	0,69	1,8	0,65	0,14	2,05	0,15	0,05	1,22	2,57	0,96	2,99	2,03
Y	4,46	8,28	2,39	1,32	9,07	0,98	1,02	6,45	15,73	9,09	21,62	14,29
Er	0,55	1,21	0,44	0,22	1,13	0,13	0,16	0,84	2,21	1,29	3,18	2,04
Yb	1,05	1,77	0,49	0,56	1,41	0,3	0,48	1,38	2,87	2,19	3,46	2,68

Примечание. 1, 4, 7 — Присяянье; 2, 5, 8, 11 — нижнекарбонные отложения баероновской свиты; 3, 6, 9, 12 — мурская толща; оксиды — %, редкие металлы — ppm.

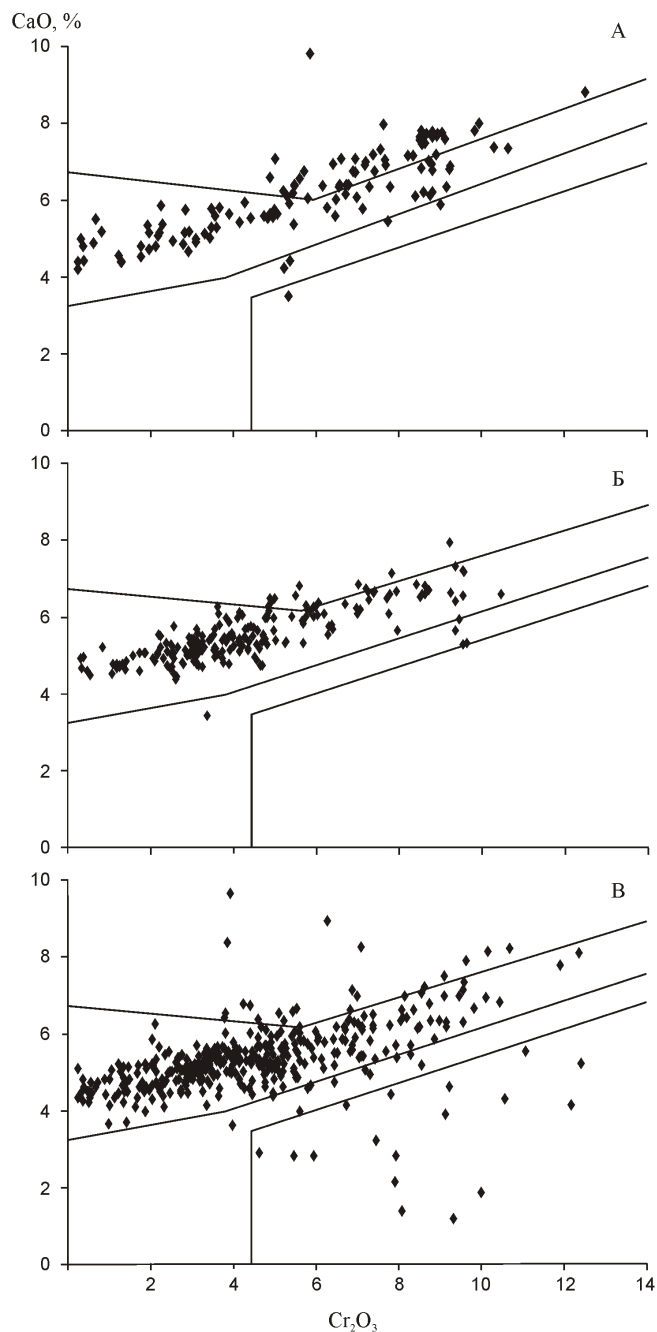


Рис. 2. Диаграмма химического состава пиропов из ингашинских лампроитов (А) нижнекарбонатовых отложений баероновской свиты Тангуй-Чукшинской площади (Б) и мурской толщи Муро-Ковинской площади (В)

ментов, как Zr и Hf (0,65—9,05 и 0,03—0,37 ppm соответственно), а также низкие содержания средних и тяжелых редкоземельных элементов. При этом они относительно обогащены легкими редкоземельными элементами: лантаном и церием. В результате слабого фракционирования редкоземельных элементов их спектры распределения на рис. 3, А имеют практически прямолинейную конфигурацию. В высокохромистых пиропе из лампроитов Zn/Y изменяется от 0,6 до 3,1 (рис. 4), что соответствует характеристике деплетированной мантии по [18]. Возможно, пиропы

изначально содержали низкие концентрации LREE и HREE, но в процессе реакции между деплетированными гранатовыми перидотитами и обогащенным LREE флюидом, постепенно повысились концентрации легких и средних редкоземельных элементов в пиропе [13].

Из общей выборки пиропов из лампроитов один низкохромистый пироп (Cr_2O_3 2,84%) имеет иной редкоземельный состав и конфигурацию спектра (см. табл. 1, рис. 3, А), сходные с сильно истощенными гранатами из зернистых перидотитов трубки Удачная [11, 13]. Для пиропе характерен последовательный подъем нормированных содержаний REE и HFSE от лантана к иттербию с ярко выраженным максимумом гафния. Подобное распределение несовместимых редких элементов в составе низкохромистого пиропе можно рассматривать как наиболее близкое к первичному [11, 13].

Пиропы из нижнекарбонатовых отложений баероновской свиты Тангуй-Чукшинской площади (см. рис. 1) резко отличаются от пиропов ингашинских лампроитов по концентрации несовместимых редких элементов (см. табл. 1, рис. 3, Б). Основное количество пиропов (n 228) из терригенных пород баероновской свиты попадает в область лерцолитового парагенезиса и лишь 4 зерна — в поле дунит-гарцбургитовой ассоциации (см. рис. 2, Б). Незначительная часть зерен пиропов по соотношению CaO и Ca_2O_3 ложится в область верлитового парагенезиса. Особенности химизма пиропов заключается в среднем в повышенной хромистости (Cr_2O_3 5,72%; n 228) и магнезиальности (mg 84%).

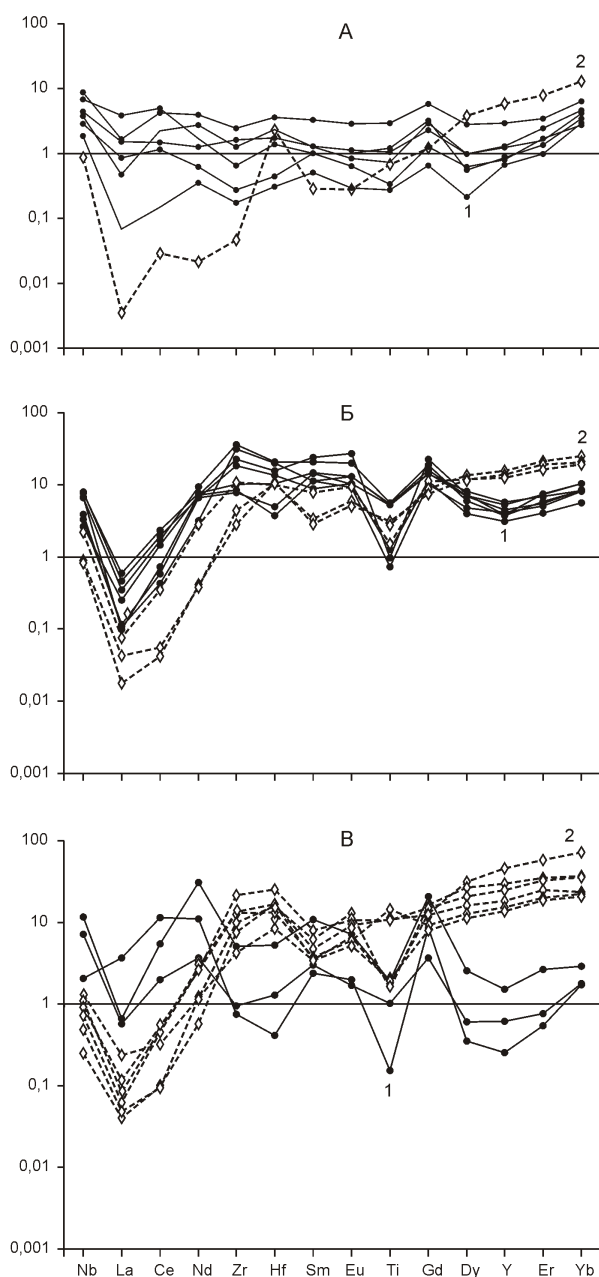
Для пиропов с содержанием Cr_2O_3 5,42—10,46% (n 7) характерны повышенные концентрации средних редкоземельных элементов (Sm 1,34—3,68; Eu 0,53—1,58; Gd 2,11—4,68 ppm), а также высокие количества Zr и Hf (30,36—139,23 и 0,4—2,22 ppm соответственно). Концентрация иттрия колеблется в пределах Y 4,84—9,07 ppm. Спектры хромистых пиропов из нижнекарбонатовых отложений баероновской свиты имеют синусоидальный характер распределения REE (см. рис. 3, Б) и высокие Zr/Y (см. рис. 4). Значительное увеличение циркония по отношению к Y и Ti в гранатах является свидетельством их обогащения несовместимыми элементами в ходе низкотемпературного (900—1000 °C) мантийного метасоматоза [18].

Пиропы с содержанием Cr_2O_3 от 1,74 до 4,29% (n 3) из нижнекарбонатовых осадков баероновской свиты отличаются редкоземельным составом и нормализованным распределением REE и HFSE от хромистых пиропов (см. рис. 3, Б). Для них характерны низкие суммарные концентрации La и Zr (0,03—0,22 ppm) и одновременно повышенные суммарные содержания Er и Yb (3,51—7,8 ppm). Количество иттрия изменяется от 12,18—24,58 ppm (см. рис. 4) и обратно пропорционально содержанию Cr_2O_3 в пиропе. Спек-

2. Содержание гранатов различной цветовой окраски в лампроитовых жилах Ингашинского поля (Восточное Присянье)

Цветовые разновидности пиропов	Искра		Правобережная		Билуник	
	Штуки	%	Штуки	%	Штуки	%
Желтые	540	7	490	9,4	13	3,8
Оранжевые	5805	75,35	4034	77,7	205	59,8
Красные	645	8,4	24	0,5	2	0,6
Малиновые	32	0,4	224	4,3	5	1,4
Фиолетовые	582	7,55	147	2,8	7	2,0
Сиреневые	53	0,7	206	4,0	36	10,5
Лиловые	47	0,6	66	1,3	75	21,9
зерен	7704	100	5191	100	343	100

Гранат/хондрит



тры распределения REE в низкохромистых пиропе имеют пологую конфигурацию в области между Gd и Yb при общей тенденции последовательного увеличения нормированных концентраций от LREE к HREE (см. рис. 3, Б). На линиях спайдерграмм пиропов отмечаются положительные аномалии Nb, Zr, Hf и минимумы Ti. Подобное поведение редких несовместимых элементов в гранатах объясняется процессом рефertilизации литосферной мантии [15]. Неслучайно, два низкохромистых пиропе по Zr/Y (см. рис. 4) демонстрируют признаки высокотемпературного метасоматического изменения с участием расплавной фазы [18].

Исследования распределения редких несовместимых элементов в пиропе из мурской толщи нижнего карбона Мур-Ковинской площади (см. рис. 1) показали еще более контрастные различия с пиропами из ингашинских лампроитов, а также по многим позициям с пиропами из нижнекарбонных отложений баероновской свиты (см. табл. 1, рис. 3). По типохимизму пиропы из мурской толщи относятся ко всем парагенетическим типам гранатов: от алмазного дунит-гарцбургитового до верлитового, пироксенитового (см. рис. 2, В). При анализе 417 случайно выбранных зерен пиропов оказалось, что доля алмазной дунит-гарцбургитовой ассоциации составляет около 4%. Пиропы из мурской толщи не только максималь-

Рис. 3. Спектры распределения редких несовместимых элементов в пиропе из ингашинских лампроитов (А) и нижнекарбонных отложений баероновской свиты Тангуй-Чукшинской площади (Б) и мурской толщи Мур-Ковинской площади (В):

спектры распределения REE и HFSE в пиропе с содержаниями Cr_2O_3 (в массовых долях %): 1 — 5,22—12,66 и 2 — 0,08—4,29

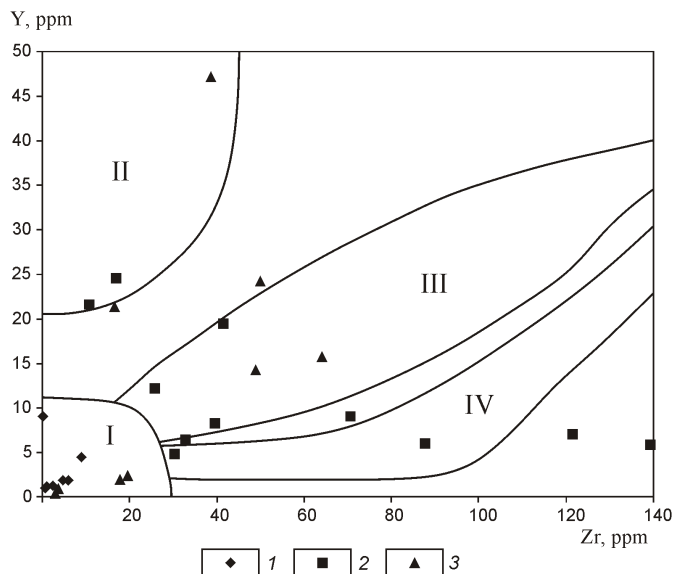


Рис. 4. Распределение иттрия и циркония в пиропе из ингашинских лампроитов (1) нижнекарбонатных отложений баероновской свиты Тангуй-Чукшинской площади (2) и мурской толщи Муром-Ковинской площади (3):

поля составов гранатов по данным работы [17]: I — деплетированной мантии, II — фертильных лерцолитов, III — высокотемпературного метасоматоза с участием расплавленной фазы, IV — низкотемпературного метасоматоза «флогопитового» типа

но дифференцированы по составу, но и содержат значительное число зерен (в т.ч. алмазного парагенезиса) с повышенной концентрацией TiO_2 0,5—1,5%.

Пиропы с содержанием Cr_2O_3 от 7,94 до 10,18% (n 3), отличаются повышенными концентрациями La и Zr, а также Nd и Sm (см. табл. 1). При этом конфигурация спектров распределения REE синусоидальная с положительной аномалией Nb и резкими минимумами Zr, Hf и Ti (см. рис. 3, В). Примечательной особенностью высокохромистых пиропов мурской толщи является очень низкое содержание Y 0,4—2,39 и Zr 2,92—19,55 ppm (см. рис. 4), что соответствует геохимической характеристике гранатов деплетированной мантии [18]. По данным работ [13, 18], заметное обогащение LREE, а также Sr, Nd, Sm истощенных пиропов может интерпретироваться, как воздействие карбонатитового расплава на деплетированные породы мантийной литосферы.

Пиропы с массовым содержанием Cr_2O_3 от 0,08 до 2,63% (n 6) характеризуются низкими суммарными концентрациями La и Zr (0,07—0,35 ppm) и повышенными содержаниями HREE. Конфигурация спектров REE и HFSE низкохромистых пиропов с типичными максимумами на кривых для Nb, Zr и Hf (см. рис. 3, В) очень близка с линиями спайдерграмм гранатов из деформированных перидотитов или мегахристов [12]. Повышенные содержания Y, Zr, HREE

в низкохромистых пиропе могут быть связаны с инфильтрацией астеносферного расплава сквозь гранатовые перидотиты нижней части литосферной мантии [12, 15, 18].

Таким образом, пиропы из нижнекарбонатных отложений Муром-Ковинской и Тангуй-Удинской площади значительно отличаются от пиропов из лампроитов Ингашинского поля Присяяня по уровню и характеру распределения REE и HFSE. Это свидетельствует об: 1) отсутствии регионального разброса пиропов по территории Ангаро-Удинского междуречья из среднерифейских лампроитовых тел в процессе их денудации и 2) минералого-геохимической неоднородности мантийной литосферы юго-западной части Сибирской платформы по латерали.

Химический состав и особый тип распределения редких элементов в пиропе из лампроитов Присяяня указывают на деплетированный, преимущественно лерцолитовый состав верхней мантии, преобразованной низкотемпературным калиевым метасоматозом [13, 18]. Формирование метасоматически переработанных и обогащенных несовместимыми элементами (K, Ti, P, La, Ce, Nb и другими) низов литосферной мантии Присяяня подтверждается изотопно-геохимическими особенностями лампроитов Ингашинского поля [9].

По химическому и редкоэлементному составу пиропы из нижнекарбонатных отложений Тангуй-Чукшинской и Муром-Ковинской площади принадлежат более широкому спектру мантийных пород: деплетированным перидотитам, метасоматизированным перидотитам в условиях низких (900—1000 °C) и высоких (> 1000 °C) температур, а также мегахристам. Это позволяет предполагать, что состав литосферной мантии в данном районе юга Сибирской платформы характеризуется значительно дифференцированной стратификацией мантийных пород, часть из которых достоверно образована в поле стабильности алмаза. Более того, пиропы из нижнекарбонатных отложений Муром-Ковинской площади по типохимизму и содержанию редких несовместимых элементов проявляют большое сходство с пиропами из концентрата высокоалмазоносных кимберлитов Якутии [16]. Поэтому, полученная новая геохимическая информация по пиропам из древних ореолов рассеяния юго-западной части Сибирской платформы значительно усиливает перспективы выявления высокоалмазоносных кимберлитовых тел в пределах Муром-Ковинской площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П. и др. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 335—353.
2. Барышев А.С., Егоров К.Н., Скрипкин А.И. и др. Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. 2004. № 8—9. С. 8—17.
3. Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А. Россыпи алмазов юга Сибирской платформы и потенциальные ко-

- ренные источники их питания // Изв. СО РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2008. Вып. 6(32). С. 59—73.
4. Ваганов В.И., Варламов В.А. Алмазы России: минерально-сырьевая база, проблемы, перспективы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1995. № 1. С. 8—12.
 5. Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Митюхин С.И. Состояние и перспективы воспроизводства минерально-сырьевой базы алмазодобывающей промышленности России // Региональная геология и металлогения. 2005. № 26. С. 73—45.
 6. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазности юго-западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. —Мирный, 2003. С. 50—85.
 7. Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Ковач В.П. и др. Минералогические и изотопно-геохимические характеристики алмазных лампроитов Присяня // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 3. С. 373—377.
 8. Егоров К.Н., Галенко В.П., Скляров В.Е. Типоморфные особенности алмазов бассейна р.Бирюса (Восточное Присяня) в связи с поисками коренных источников // Годичное собрание Российского минералогического общества. Мат-лы конференции «Онтогенез минералов и ее значение для решения геологических прикладных и научных задач. 9. —С-Пб: СПГГИ, 2009. С. 45—47.
 9. Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В. и др. Лампроиты и кимберлиты Присяня: состав, источники, алмазность // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791—797.
 10. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С. Алмазопрогностика (методическое пособие). —Иркутск: Иркутское книжное изд-во, 2002.
 11. Соловьева Л.В., Горнова М.А., Егоров К.Н. и др. Распределение REE и HFSE в породах и минералах из ксенолитов зернистых перидотитов в кимберлитовой трубке Удачная // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 6. С. 812—817.
 12. Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н. и др. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281—301.
 13. Шимизу Н., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Г. Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 194—205.
 14. Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62 (5). Pp. 853—866.
 15. Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, II: REE Chemistry // J. Petrology. 2004. Vol. 45. Pp. 609—634.
 16. Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G. et. al. Trace elements in garnets and chromites: Diamond formation in the Siberian lithosphere // Lithos. 1993. Vol. 29. Pp. 235—256.
 17. Griffin W.L., Ryan C.G. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // J. Geochem. Explorations. 1995. Vol. 53. Pp. 311—337.
 18. Griffin W.L., Fisher N.I., Friedman J. et. al. Cr-Pyropes Garnets in the Lithospheric Mantle. I. Compositional Systematics and Relations to Tectonic Setting // J. Petrology. 1999. Vol. 40. Pp. 679—704.
 19. Sobolev N.V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Washington, D.C., Amer. Geophys. Union, 1977.

Влияние подземных рассолов на доломитизацию известняков по результатам моделирования

Е.А.ГЛАДКОВ (Национальный исследовательский Томский политехнический университет; 634050, г.Томск, проспект Ленина, д.30), Н.С.ТРИФОНОВ (Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука (ТФ ИНГГ) СО РАН); 634055, г.Томск, Академический проспект, д.3)

Посвящена проблеме изменения химического состава высокоминерализованных подземных рассолов Сибирской плиты, вопросу генезиса и формирования, взаимосвязей с вмещающими их горными породами. Приведены результаты компьютерного моделирования доломитизации известняков подземными рассолами (при помощи программы HydroGeo, автор М.Б.Букаты).

Ключевые слова: доломитизация, 3D моделирование, разработка месторождений углеводородов.

Гладков Евгений Алексеевич, gladkov1974@mail.ru

Трифонов Николай Сергеевич

Impact on the underground brine dolomitization of limestone simulation results

E.A.GLADKOV, N.S.TRIFONOV

This article is devoted to the changes in the chemical composition of highly mineralized groundwater brine Siberian plate, the question of the genesis and formation of their relationship with the host rocks. The results of computer simulations of dolomitization of limestone underground brine (through the program HydroGeo, author M.B.Bukaty).

Key words: dolomitization, 3D modeling, development of hydrocarbon deposits.

Геохимическое изучение подземных рассолов Восточной Сибири, несмотря на многочисленные исследования, содержит больше вопросов, чем ответов. Основные проблемы связаны с закономерностью их распространения, гидродинамики, особенностями химического состава, вопросами генезиса и формирования, взаимосвязей с вмещающими их горными породами, полезными ископаемыми и др. К фундаментальным теоретическим вопросам современной гидрогеохимии и нефтегазовой науки (в частности) может быть отнесена проблема изменения химического состава высокоминерализованных подземных рассолов, а также изменение карбонатных пород под воздействием высокотемпературных (200 °C) высокомагнезиальных флюидов.

В данной статье рассмотрено влияние подземных рассолов на изменение геометрии пустотно-порового пространства и изменение коллекторских свойств карбонатных пород Восточной Сибири.

Первоначальное формирование таких рассолов — испарительное концентрирование морской воды в солеродных бассейнах. Сформировавшиеся таким образом рассолы затем захораниваются вместе с вмещающими осадочными породами и подвергаются геохимической метаморфизации. При испарительном концентрировании морской воды происходит садка солей и изменение ее химического состава. Последовательность садки солей определяется их растворимостью — чем более растворимо соединение, тем длительнее сохраняются его компоненты в

растворе. Поэтому увеличение минерализации раствора происходит за счет осаждения менее растворимых соединений и появления в нем компонентов все более растворимых соединений. При осаждении солей сохраняется следующий ряд: карбонаты кальция—сульфаты кальция—хлориды натрия—сульфаты магния—хлориды калия—хлориды калия и магния—хлориды магния. В связи с этим при испарительном концентрировании морской воды выделяют несколько стадий, соответствующих осаждению из нее перечисленных соединений: карбонатная—гипсовая—галитовая—эпсомитовая—сильвинитовая—карналитовая—бишофитовая.

Все последующие геохимические процессы, которым подвергаются рассолы во вмещающих породах, объединяются понятием метаморфизация рассолов. Такая метаморфизация начинается уже на стадии седиментогенеза и далее продолжается на стадиях диагенеза и катагенеза.

Разработанная М.Б.Букаты [2, 3] методика физико-химического моделирования позволила впервые выполнить численное моделирование двух основных процессов формирования химического состава рассолов (их метаморфизации): 1) преобразования состава седиментогенных рассолов при доломитизации известняков и 2) взаимодействия рассолов различного генезиса с алюмосиликатной составляющей вмещающих пород.

Известно, что основой для формирования большей части галогенных формаций Земли и сопровождающих

их седиментационных хлоридных рассолов в седиментационных бассейнах является морская вода. Исходя из положения о том, что химический состав морской воды древних солеродных бассейнов был тождествен ее современному составу, т.е. состав воды Мирового океана был неизменен в геологическом времени [9], при моделировании использовались данные состава воды Японского моря на разных стадиях садки солей, так как в пределах Сибирской платформы присутствовали воды с различной степенью исходного испарительного концентрирования.

Современные представления. Моделирование доломитизации известняков осуществлялось с условной породой, первоначально состоящей только из кальцита, при начальной пористости 20%, и заключалось в последовательном приближении раствора к равновесию с породой и выводом результатов через определенные промежутки времени.

Использованная для этого модель включала базовые компоненты раствора: H^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Sr^{2+} , OH^- , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Br^- , F^- , H_2O^0 , SiO_2^0 , CO_3^{2-} , CO_2^0 , и минералы: $CaCO_3$ (кальцит), $CaMg(CO_3)_2$ (доломит), $MgCO_3$ (магнезит), $SrCO_3$ (стронцианит), $CaSO_4$ (ангидрит), $CaSO_4 \cdot 2(H_2O)$ (гипс), $SrSO_4$ (целестин), CaF_2 (флюорит), $NaCl$ (галит), KCl (сильвин), $KMgCl_3 \cdot 6(H_2O)$ (карналлит), а также $CaCl_2 \cdot 6(H_2O)$ (антарктикит).

Начальные составы растворов задавались в соответствии с предполагаемыми исходными генетическими типами подземных рассолов (морская вода стадии садки кальцита, гипса, галита, сильвина и бишофита). По каждому из этих пяти растворов моделирование осуществлялось при температурах 22, 40, 60 и 80 °C, а для каждой температуры при давлениях 0,1, 20 и 30 МПа общее количество вариантов равно 60.

Протекание метаморфизации при доломитизации для морских вод с различной степенью исходного испарительного концентрирования при температуре 40 °C и давлении 20 МПа иллюстрируется результатами расчетного моделирования этого процесса, приведенными на рисунке.

Полученные результаты свидетельствуют о повсеместном участии данного процесса в формировании химического состава подземных рассолов седиментационного происхождения, что является довольно известным и даже, хотя и ограниченно, но экспериментально подтвержденным фактом [4]. Теперь появляется возможность говорить и о его полноценном термодинамическом обосновании.

Эти данные доказывают, что для таких рассолов доломитизация в большинстве случаев может являться достаточной для преобразования их макрокомпонентного состава к современному виду.

Мало того, в присутствии известняков именно этот процесс, глубина протекания которого зависит от температуры, почти всегда контролирует соотношение кальция, магния и сульфат-иона в любых подзем-

ных рассолах, вне зависимости от их состава и происхождения.

Конечный состав рассолов на рисунке хорошо соответствует наблюдаемому в настоящее время в пределах Сибирской платформы составу метаморфизованных подземных рассолов, причем не только по соотношениям кальция и магния (и стронция), но и по балансу щелочных и щелочноземельных катионов, определяемому исходной степенью испарительного концентрирования морской рапы. Причем это касается не только катионов, но и сульфат-иона, закономерно выводимого из раствора по мере роста его кальциевости в виде ангидрита.

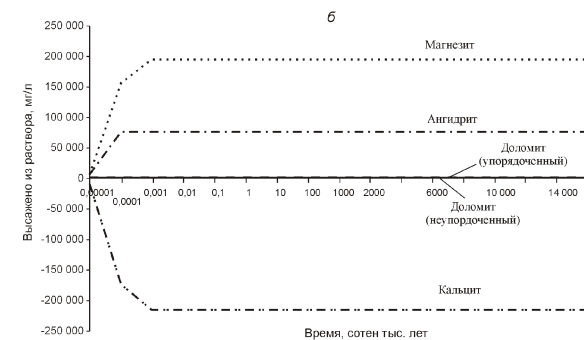
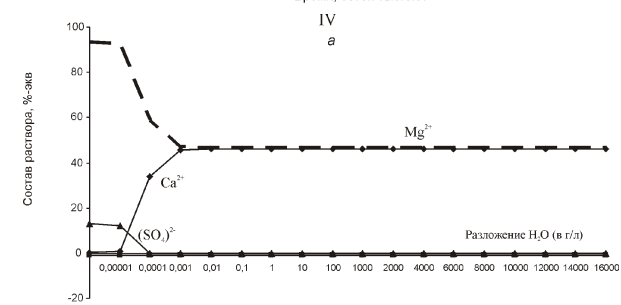
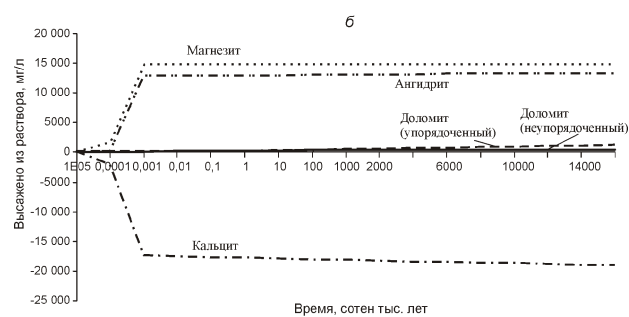
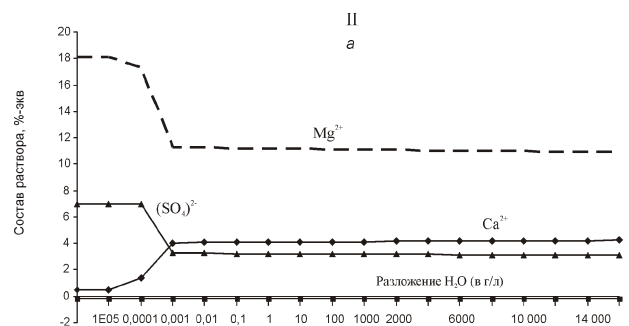
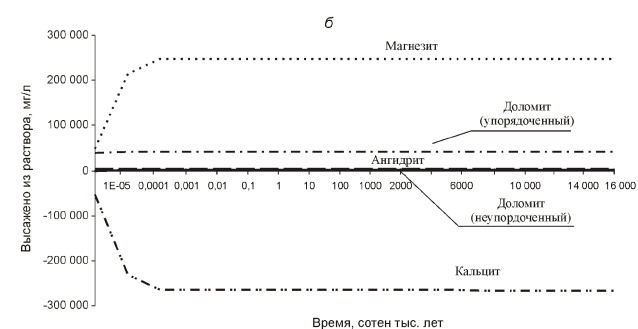
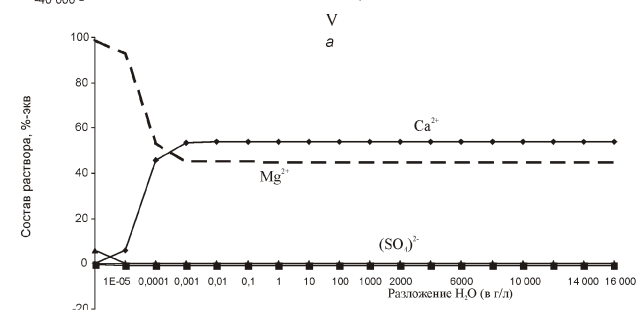
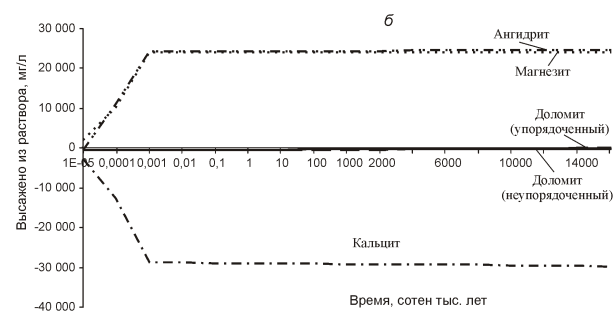
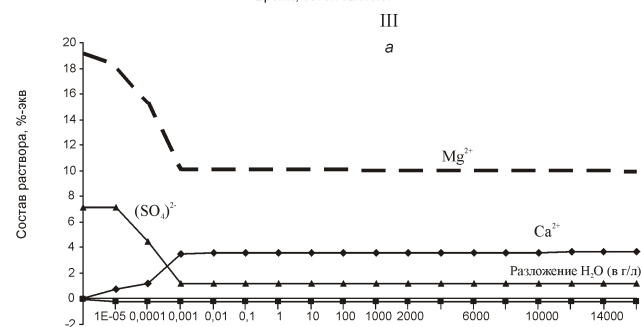
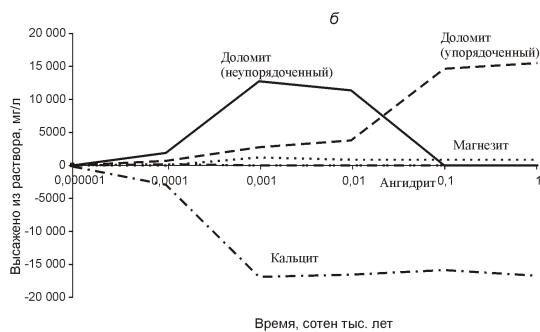
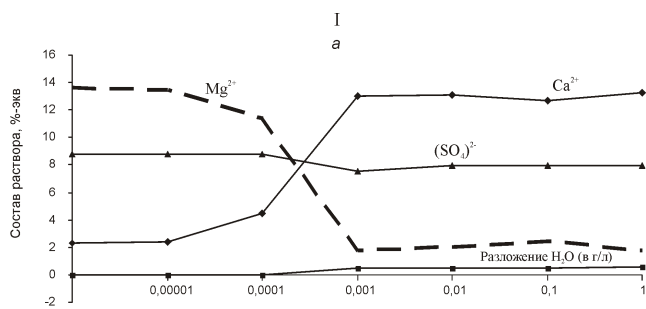
Уменьшение содержания Mg^{2+} в рассолах происходит в основном за счет садки магнезита $MgCO_3$ и гораздо в меньшей степени — упорядоченного и неупорядоченного доломита $CaMg(CO_3)_2$.

Не смотря на то, что кальций входит в состав и доломитов, и ангидрита, которого в случае наиболее концентрированных исходных вод при максимальных допускаемых значениях повышенных температур и начальной открытой пористости 20%, высаживается до 0,5% объема породы, содержание кальция в растворе постоянно растет вследствие растворения исходной породы, на 100% состоящей из кальцита. Снижение концентраций сульфат-иона SO_4^{2-} обусловлено образованием вторичного минерала ангидрита $CaSO_4$, способного высаживаться до 0,5% от объема всей породы.

Анализ результатов, полученных по всем 60 вариантам моделирования, свидетельствует и о некоторых других особенностях процесса доломитизации, опровергающих устоявшееся представление о повышении при доломитизации общей минерализации раствора за счет замены в его составе сравнительно легкого магния более тяжелым кальцием, как это следует из учебников.

В действительности при доломитизации происходит не повышение, а, как правило, снижение минерализации, даже в предельно концентрированной морской рапе, приближающейся к точке эвтоники (*точка эвтоники характеризуется максимальной концентрацией растворенных веществ в растворе, минимальным парциальным давлением пара растворителя над раствором, постоянством состава раствора и давления пара при изотермическом испарении вплоть до окончательного высыхания системы, в т.ч. и в условиях повышенных температур*), так же и в условиях повышенных температур (табл. 1).

Вызывают интерес и масштабы вторичного преобразования горных пород при протекании процесса доломитизации. Несмотря на то, что они достигают больших величин, можно, прежде всего, отбросить как явно несостоятельную точку зрения о вторичном происхождении сколько-нибудь значимой части пластовых доломитов в результате реакции породы с водными растворами, поскольку максимальное коли-



Результаты моделирования доломитизации известняка морской водой стадии садки при температуре 40 С и давлении 20 МПа:

I — кальцит, II — гипс, III — галит, IV — сильвин, V — бишофит; изменения: а — состава раствора, б — твердой фазы

1. Изменение состава раствора Японского моря по результатам моделирования. Данные Н.А.Трифонов

<i>T, C; P, МПа</i>	Исходный состав	Состав по результатам моделирования
Карбонатная стадия		
40; 20	83,610 $\frac{\text{Cl } 90,67(\text{SO}_4)^2 \text{ } 8,78(\text{HCO}_3) \text{ } 0,46\text{Br } 0,09}{\text{Na } 82,68\text{Mg}^2 \text{ } 13,90\text{Ca}^2 \text{ } 2,71\text{K } 0,71}$	83,306 $\frac{\text{Cl } 91,71(\text{SO}_4)^2 \text{ } 7,96(\text{HCO}_3) \text{ } 0,46\text{Br } 0,09}{\text{Na } 84,21\text{Ca}^2 \text{ } 13,29\text{Mg}^2 \text{ } 1,77\text{K } 0,72}$
80; 20	83,604 $\frac{\text{Cl } 90,67(\text{SO}_4)^2 \text{ } 8,78(\text{HCO}_3) \text{ } 0,41\text{Br } 0,09}{\text{Na } 82,68\text{Mg}^2 \text{ } 13,90\text{Ca}^2 \text{ } 2,71\text{K } 0,71}$	82,050 $\frac{\text{Cl } 93,18(\text{SO}_4)^2 \text{ } 6,57(\text{HCO}_3) \text{ } 0,15\text{Br } 0,09}{\text{Na } 84,73\text{Ca}^2 \text{ } 10,74\text{Mg}^2 \text{ } 2,55\text{K } 1,98}$
Гипсовая стадия		
40; 20	277,673 $\frac{\text{Cl } 92,81(\text{SO}_4)^2 \text{ } 7,01\text{Br } 0,12(\text{HCO}_3) \text{ } 0,06}{\text{Na } 79,53\text{Mg}^2 \text{ } 18,14\text{K } 1,86\text{Ca}^2 \text{ } 0,50}$	264,399 $\frac{\text{Cl } 98,87(\text{SO}_4)^2 \text{ } 0,97\text{Br } 0,13}{\text{Na } 84,73\text{Ca}^2 \text{ } 10,74\text{Mg}^2 \text{ } 2,55\text{K } 1,98}$
80; 20	277,340 $\frac{\text{Cl } 92,83(\text{SO}_4)^2 \text{ } 7,02\text{Br } 0,12}{\text{Na } 79,51\text{Mg}^2 \text{ } 18,14\text{K } 1,86\text{Ca}^2 \text{ } 0,50}$	264,080 $\frac{\text{Cl } 98,94(\text{SO}_4)^2 \text{ } 0,91\text{Br } 0,13}{\text{Na } 84,74\text{Ca}^2 \text{ } 11,12\text{Mg}^2 \text{ } 2,16\text{K } 1,98}$
Галитовая стадия		
40; 20	349,457 $\frac{\text{Cl } 92,42(\text{SO}_4)^2 \text{ } 7,15(\text{HCO}_3) \text{ } 0,29\text{Br } 0,11}{\text{Na } 78,78\text{Mg}^2 \text{ } 19,07\text{K } 2,13}$	329,550 $\frac{\text{Cl } 99,51(\text{SO}_4)^2 \text{ } 0,37\text{Br } 0,12}{\text{Na } 84,82\text{Ca}^2 \text{ } 10,27\text{Mg}^2 \text{ } 2,61\text{K } 2,29}$
80; 20	348,613 $\frac{\text{Cl } 92,70(\text{SO}_4)^2 \text{ } 7,17\text{Br } 0,11}{\text{Na } 79,01\text{Mg}^2 \text{ } 18,83\text{K } 2,14}$	329,978 $\frac{\text{Cl } 99,52(\text{SO}_4)^2 \text{ } 0,35\text{Br } 0,12}{\text{Na } 84,82\text{Ca}^2 \text{ } 10,65\text{K } 2,29\text{Mg}^2 \text{ } 2,23}$
Сильвинитовая стадия		
40; 20	432,573 $\frac{\text{Cl } 86,12(\text{SO}_4)^2 \text{ } 12,94\text{Br } 0,69(\text{HCO}_3) \text{ } 0,26}{\text{Mg}^2 \text{ } 92,52\text{Na } 4,71\text{K } 2,51\text{Ca}^2 \text{ } 0,27}$	395,351 $\frac{\text{Cl } 94,30(\text{SO}_4)^2 \text{ } 4,80\text{Br } 0,75(\text{HCO}_3) \text{ } 0,15}{\text{Mg}^2 \text{ } 87,97\text{Na } 5,15\text{Ca}^2 \text{ } 4,13\text{K } 2,74}$
80; 20	448,008 $\frac{\text{Cl } 86,61(\text{SO}_4)^2 \text{ } 12,52\text{Br } 0,67(\text{HCO}_3) \text{ } 0,19}{\text{Mg}^2 \text{ } 89,52\text{Na } 5,38\text{K } 4,84\text{Ca}^2 \text{ } 0,26}$	407,802 $\frac{\text{Cl } 95,58(\text{SO}_4)^2 \text{ } 3,60\text{Br } 0,74(\text{HCO}_3) \text{ } 0,09}{\text{Mg}^2 \text{ } 82,62\text{Ca}^2 \text{ } 6,10\text{Na } 5,94\text{K } 5,34}$
Бишофитовая стадия		
40; 20	490,793 $\frac{\text{Cl } 92,44(\text{SO}_4)^2 \text{ } 5,99\text{Br } 0,91(\text{HCO}_3) \text{ } 0,67}{\text{Mg}^2 \text{ } 98,65\text{Na } 0,74\text{K } 0,42\text{Ca}^2 \text{ } 0,18}$	484,452 $\frac{\text{Cl } 99,02\text{Br } 0,97}{\text{Ca}^2 \text{ } 53,77\text{Mg}^2 \text{ } 44,98\text{Na } 0,80\text{K } 0,45}$
80; 20	492,848 $\frac{\text{Cl } 92,27(\text{SO}_4)^2 \text{ } 6,04\text{Br } 0,90(\text{HCO}_3) \text{ } 0,78}{\text{Mg}^2 \text{ } 98,46\text{Na } 0,87\text{K } 0,42\text{Ca}^2 \text{ } 0,25}$	1034,023 $\frac{(\text{HCO}_3) \text{ } 53,22\text{Cl } 46,20\text{Br } 0,56}{\text{Mg}^2 \text{ } 50,06\text{Ca}^2 \text{ } 45,49\text{H } 3,65\text{Na } 0,54\text{K } 0,26}$

чество переработанных в доломит кальцитов, даже в случае наиболее концентрированных исходных вод при максимальных допускаемых значениях повышенных температур и начальной открытой пористости 20%, не достигают 0,01% от объема породы. При этом пористость может изменяться на величину всего до 0,2%, что также не позволяет отводить доломитизации ведущую роль в формировании фильтрационно-ёмкостных свойств пород.

По результатам моделирования авторы впервые определили и временные рамки изменения состава раствора для разных термодинамических условий и разных стадий начального испарительного концентрирования морской воды.

Анализ полученных в ходе моделирования результатов позволяет говорить о том, что максимальные

изменения в составе раствора и породы во всех случаях происходят в первые десятки и сотни лет, постепенно затухая во времени, но не прекращаясь.

Пример такого изменения состава раствора в процессе доломитизации для морской воды стадии садки сильвинита во времени приведен в табл. 2.

Как видно из табл. 2, основные изменения состава наблюдаются на начальных этапах его эволюции. В частности, изменяется тип рассола с хлоридного магниевого на хлоридный кальциево-магниевый, т.е. изменения катионного состава связаны с ростом в растворе доли Ca^2 , а изменения анионного состава связано только с выводом из раствора сульфат иона.

Следовательно, кроме, а возможно и помимо, доломитизации в формировании и эволюции во времени химического состава подземных рассолов, в частности

в пределах Западной части Сибирской платформы, должны были участвовать и другие геохимические процессы, главенствующую роль среди которых С.Л.Шварцев [13] и менее определенно некоторые другие исследователи [1, 10] отводят их взаимодействию с

минералами первичных терригенных алюмосиликатов рассоловмещающих осадочных пород.

На основе компьютерного моделирования [11, 12] становится очевидным, что образование вторичных пластовых доломитов, в результате реакции породы с

2. Изменение состава раствора Японского моря (стадия сильвинитовая) по результатам моделирования во времени. Данные Н.А.Трифопова

Время, лет	Формула солевого состава
0 (начальный состав)	$432,573 \frac{\text{Cl } 86,12(\text{SO}_4)^2 \text{ } 12,94\text{Br } 0,69(\text{HCO}_3) \text{ } 0,26}{\text{Mg}^2 \text{ } 92,52\text{Na } 4,71\text{K } 2,51\text{Ca}^2 \text{ } 0,27}$
1	$423,263 \frac{\text{Cl } 88,03(\text{SO}_4)^2 \text{ } 11,09\text{Br } 0,70(\text{HCO}_3) \text{ } 0,17}{\text{Mg}^2 \text{ } 91,45\text{Na } 4,81\text{K } 2,56\text{Ca}^2 \text{ } 1,17}$
10	$388,997 \frac{\text{Cl } 99,12\text{Br } 0,79(\text{SO}_4)^2 \text{ } 0,08}{\text{Mg}^2 \text{ } 56,89\text{Ca}^2 \text{ } 34,80\text{Na } 5,42\text{K } 2,88}$
100	$393,954 \frac{\text{Cl } 99,16\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,05\text{Mg}^2 \text{ } 45,64\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
1 000	$393,965 \frac{\text{Cl } 99,16\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,07\text{Mg}^2 \text{ } 45,63\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
10 000	$394,002 \frac{\text{Cl } 99,16\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,08\text{Mg}^2 \text{ } 45,61\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
100 000	$394,043 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,10\text{Mg}^2 \text{ } 45,60\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
1 000 000	$394,052 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,11\text{Mg}^2 \text{ } 45,58\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
10 000 000	$394,056 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,12\text{Mg}^2 \text{ } 45,57\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
100 000 000	$394,060 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,13\text{Mg}^2 \text{ } 45,56\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
200 000 000	$394,064 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,14\text{Mg}^2 \text{ } 45,55\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
400 000 000	$394,068 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,16\text{Mg}^2 \text{ } 45,54\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
600 000 000	$394,071 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,17\text{Mg}^2 \text{ } 45,53\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
800 000 000	$394,075 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,18\text{Mg}^2 \text{ } 45,52\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
1 000 000 000	$394,079 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,19\text{Mg}^2 \text{ } 45,51\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
1 200 000 000	$394,083 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,20\text{Mg}^2 \text{ } 45,50\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
1 400 000 000	$394,087 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,21\text{Mg}^2 \text{ } 45,49\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$
1 600 000 000	$394,091 \frac{\text{Cl } 99,15\text{Br } 0,79}{\text{Ca}^2 \text{ } 46,22\text{Mg}^2 \text{ } 45,48\text{Na } 5,42\text{K } 2,89}$

водными растворами, при максимальных допускаемых значениях повышенных температур и начальной открытой пористости 20%, не достигают 0,01% от объема породы. При этом пористость может изменяться на величину всего до 0,2%, что также не позволяет отводить доломитизации ведущую роль в формировании фльтрационно-ёмкостных свойств пород.

По-видимому, существенное значение на происхождение трещиновато-кавернозных карбонатных (существенно доломитовых) пород оказывают влияние высокотемпературные флюиды, поступающие по зонам разломов. Подобное формирование трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторов, также приводит к полигенезу подобных месторождений углеводородов [5, 6, 7, 8, 14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е.А. Главные черты распространения и формирования основных типов подземных рассолов Сибирской платформы // Подземные рассолы СССР. Тр. ВСЕГЕИ. 1976. С. 61—75.
2. Букааты М.Б. Разработка программного обеспечения в области нефтегазовой гидрогеологии // Разведка и охрана недр. 1997. № 2. С. 37—39.
3. Букааты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия ТПУ. 2002. Т. 305. Вып. 6. С. 348—365.
4. Валяшко М.Г., Власова Н.К. Экспериментальное исследование взаимодействия метаморфизованных морских рассолов с карбонатом кальция // Геохимия. 1971. № 5. С. 610—615.
5. Гладков Е.А. О полигенной природе формирования углеводородосодержащих трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторов // Бурение и нефть. 2011. № 10. С. 16—19.
6. Гладков Е.А. Полигенное образование углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 11. С. 23—27.
7. Гладков Е.А. Гипотеза о полигенезе углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах Восточной Сибири // Отечественная геология. 2012. № 3. С. 73—77.
8. Гладков Е.А. Вероятные ресурсы матричной нефти в Восточной Сибири // Газовая промышленность. 2012. № 6.(676). С. 51—55.
9. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швецов В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. —М.: Наука, 2004.
10. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии (Закономерности распространения и формирования подземных вод). —М.: Наука, 1977.
11. Трифонов Н.А. Физико-химическое моделирование взаимодействия подземных рассолов с вмещающими породами Непско-Ботуобинской антеклизы // Тр. Науч. конф. молодых ученых, аспирантов, студентов «Трофимовские чтения». —Новосибирск, 2007. С. 152—155.
12. Трифонов Н.А. Изменение состава подземных рассолов северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы при доломитизации известняков // Тр. 11 междунар. симпоз. им.акад.М.А.Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр». —Томск, 2007. С. 163—165.
13. Шварцев С.Л., Букааты М.Б. О роли горных пород в формировании крепких рассолов хлоридно-кальциевого типа // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 4. С. 530—533.
14. Gladkov E.A. Changing the Oil Recovery During Deformation and Metasomatic Deposits of Hydrocarbons // Geosciences: Making the most of the Earth's resources: Saint Petersburg, Russia. 2—5 April 2012 (<http://www.earthdoc.org/detail.php?pubid=57834>).

Состав и возраст пород фундамента Тихоокеанской мегавпадины

Б.И.ВАСИЛЬЕВ, Л.Н.СОВЕТНИКОВА (Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) им.В.И.Ильичева ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Балтийская, д.43)

Дано описание пород фундамента Тихоокеанской мегавпадины по данным драгирований, бурения и изучения ксенолитов в лавах вулканов. Сделан вывод о его сложном гетерогенном и гетерохронном строении. Многочисленные реликты континентальных структур свидетельствуют о том, что земная кора Тихоокеанской мегавпадины была сформирована путем длительной (начиная с архея) полициклической тектономагматической переработки древней континентальной коры.

Ключевые слова: Тихий океан, древние породы, породы континентального типа

Васильев Борис Иванович, boris@poi.dvo.ru

Советникова Людмила Николаевна, sovetnikova@poi.dvo.ru

Composition and age of Pacific Mega-Basin's rocks

B.I.VASILIEV, L.N.SOVETNIKOVA

The paper present a description of the basement rocks from the Pacific Mega-Basin by the data of dredging deepwater drilling and investigating the xenoliths in volcano lavas. It is made a conclusion on its complex heterogeneous and heterochronous structure. Numerous relicts of the continental structures testify to the fact that the Earth's crust of the Pacific Mega-Basin was formed by way of the long-term (starting from the Archean) polycyclic tectono-magmatic processing of the ancient continental crust.

Key words: Pacific ocean, ancient rocks, rocks of continental type.

В разрезе земной коры Тихого океана выделяются три геолого-структурных этажа, из которых два являются фундаментом.

К первому этажу относятся метаморфические породы, установленные в желобе Муссау, в зонах разломов Клариион и Элтанин, в Курило-Камчатском желобе, на вале Зенкевича, а также в виде ксенолитов в лавах вулканов на островах Гавайских, Таити, Самоа и др. В подавляющем большинстве случаев породы первого геолого-структурного этажа представлены апогарцбургитовыми серпентинитами со следами пластических деформаций, а также амфиболовыми и эпидот-амфиболовыми кристаллосланцами, эпидотовыми амфиболитами, пироксен-плагноклазовыми метаморфитами и хлорит-талковыми породами. В ксенолитах лав Гавайских вулканов к этому этажу относятся дуниты, лерцолиты, верлиты, гранатовые перидотиты и гранатовые пироксениты (табл. 1).

Все они по химическому составу отвечают примитивным толеитам, что свидетельствует об их генетическом единстве. Апогарцбургитовые серпентиниты, преобладающие среди драгированных пород рассматриваемого комплекса, некоторые исследователи считают тектонитами (протрузиями), выжатыми из мантии и прошедшими стадию высокотемпературного пластического течения. Однако их пространственная и генетическая связь с основными кристалло-

сланцами, образовавшимися скорее всего за счет толеитовых базальтов, может служить указанием их интрузивного происхождения. Исходные породы, из которых образовались серпентиниты-гарцбургиты, считаются остаточными продуктами, возникшими в результате выплавки базальтовой магмы при частичном плавлении вещества верхней мантии.

Таким образом, рассматриваемый метаморфический комплекс первоначально состоял в основном из толеитовых базальтов и продуктов, оставшихся после их выплавки (гарцбургитов), которые, по-видимому, слагали интрузивные тела. Можно предположить, что этот комплекс представляет собой нижнюю часть разреза земной коры меланократового типа, сформировавшуюся в пределах Тихоокеанского талассократона в результате длительного многостадийного полициклического развития, заключавшегося в частичном плавлении мантийного вещества и последующих преобразованиях возникавших при этом продуктов.

Скудость информации не дает возможности охарактеризовать этот основной по продолжительности этап геологического развития Тихоокеанской мегавпадины. Можно лишь предполагать, по аналогии с Камчаткой, что за это время здесь была сформирована мощная (35—40 км) меланократовая кора, характеризующаяся латеральной и вертикальной неоднородностью.

1. Характеристика пород первого геолого-структурного этажа Тихоокеанской мегавпадины

Район	Структура	Характеристика пород	Источник
Желоб Муссау и Западно-Меланизийский желоб	Восточно-Каролинская впадина	Апогарибургитовые и аподунитовые серпентиниты, амфиболовые кристаллосланцы, эпидотовые амфиболиты, хлорит-талковые породы. Исходная для всех пород — примитивная толеитовая магма	[1]
Океанический склон Курило-Камчатского желоба и вал Зенкевича	Северо-западная котловина	Гранат-биотит-мусковитовые, эпидот-амфибол-плагноклазовые, гранат-биотит-кварцевые кристаллосланцы	[2]
Зона разлома Кларин	Северо-восточная котловина	Апоперидотитовые (апогарц-бургитовые) серпентиниты	[8]
Зона разлома Элтанин	Восточно-Тихоокеанское поднятие	Микроскладчатые (плойчатые) амфиболовые кристаллосланцы, оливин-пироксен-амфибол-плагноклазовые грануляты, серпентинизированные гарцбургиты, вербстериты и лерцолиты. Актинолит-плагноклаз-кварцевые сланцы (SiO ₂ 82%, K ₂ O 0,4%)	[7]
Остров Таити		Метаморфические породы из ксенолитов в базальтах; абсолютный возраст 833 млн.лет	[22, 23]
Гавайские острова	Гавайское поднятие	Дуниты, лерцолиты, верлиты, гранатовые пироксениты, метаморфизованные при высоких температурах и давлениях. Абсолютный возраст лерцолита 3,5 млрд.лет (ксенолиты в лавах)	[18, 20, 24]

родностью, что отражается в составе перекрывающих ее мезозойско-кайнозойских вулканогенных образований.

Как уже отмечалось, в основании океанического склона Курило-Камчатского желоба драгированы кислые кристаллосланцы и ассоциирующиеся с ними крупнокристаллические пироксениты. На вале Зенкевича установлены апопелитовые кристаллосланцы с гранатом и эпидот-амфибол-плагноклазовые сланцы, исходными породами которых были основные эффузивы. На возвышенности Шатского обломок кристаллического сланца был обнаружен в ядре железомарганцевой конкреции. Присутствие метаморфических пород на вале Зенкевича и на возвышенности Шатского подтверждается наличием зерен граната в неогеновых и плейстоценовых отложениях. По-видимому, гранатсодержащие метаморфические породы довольно широко распространены в фундаменте Тихоокеанского талассократона.

Кислые метаморфические и интрузивные породы входят, по всей вероятности, в состав фундамента подводных гор зоны сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов, океанического склона желоба Волкано, района между зонами разломов Кларин и Клиппертон и ряда других районов, что проявляется в характере кайнозойского вулканизма, в продуктах которого встречаются породы среднего и кислого состава.

Наличие пород кислого состава в пределах современной Тихоокеанской мегавпадины подтверждается древним сносом этих пород со стороны Тихого океана в окружающие эвгеосинклинали [11, 14, 17].

Для западной части Тихого океана это доказывается распределением обломков ортокварцитов в фанерозойских отложениях Японии [26]. Радиоизотопные датировки (K-Ar) этих обломков укладываются в три возрастные группы: протерозойскую (778 млн.лет), раннепалеозойскую (470—550 млн.лет) и позднепалеозойскую (260—310 млн.лет) с преобладанием двух первых групп [25]. Поскольку эти датировки отражают время метаморфизма или изменения ортокварцитов, считается, что все обломки ортокварцитов имеют докембрийский возраст.

По-видимому, кислые породы слагают отдельные блоки среди преобладающих по площади распространения мафических образований. Верхний возрастной предел фундамента определяется несогласным залеганием на нем вулканогенной толщи, имеющей домеловой, скорее всего триасово-юрский возраст. До начала формирования такой толщи фундамент должен был испытать поднятие и размыв на глубину не менее 5—7 км, в результате чего были обнажены полнокристаллические интрузии и метаморфические породы, образовавшиеся при давлении около 350 МПа и температуре 400—410 °C. Это дает основание предполагать древний возраст фундамента палеозойский, а для низов разреза — докембрийский. Подтверждают данные результаты изучения изотопов Pb, Sr и Nb в изверженных породах французской Полинезии, Самоа, островов Гавайских, Общества, Маркизских, плато Онтонг-Джава и других, позволивших установить возраст субстрата, из которого они выплавлялись (до 3 млрд.лет). Формирование этих пород, по мнению некоторых исследо-

вателей, происходило в условиях переработки блоков континентальной литосферы [3]. Еще более древний возраст (3,5 млрд. лет) имеют лерцолиты, встречающиеся в виде ксенолитов в лавах Гавайских вулканов [24].

По мнению А.М.Смирнова [14], фундамент Тихого океана можно сопоставлять с катархейской кабактинской серией основных кристаллосланцев, ультрабазитов и экологитоподобных пород, залегающих в основании разреза на юге Алдано-Станового щита, а также с самыми низами серии Раггат Антарктической платформы. Не отрицая, в принципе, правомерности таких сопоставлений, следует однако подчеркнуть, что Тихоокеанская мегавпадина специфична, и сравнивать ее с континентами нужно с большой осторожностью. Более вероятно, на взгляд авторов, предположить, что здесь метаморфический фундамент был окончательно сформирован позже, чем на континенте (в протерозое или даже в палеозое).

Второй этаж отделен от первого структурным несогласием, на что указывают значительно меньшая степень метаморфизма и отсутствие следов пластического течения, а также наличие прожилков габброидов в серпентинитах. В составе второго этажа выделено два подэтажа, генетически связанных между собой. *Нижний подэтаж* образован комплексом расчлененных интрузий, которые установлены практически во всех крупных морфоструктурах ложа океана (табл. 2). Наиболее детально он изучен в желобе Муссау [1]. Комплекс включает кумулятивные образования: плагиоклазовые верлиты, вебстериты, ортопироксениты и троктолиты, слагающие нижнюю часть разреза. Верхняя часть комплекса представлена массивными породами: оливковыми габброноритами, габбро, габбро-диабазы и их метаморфизованными разновидностями — метагабброидами и аподиабазовыми эпидотовыми амфиболитами. Сходный комплекс пород установлен в Галапагосском рифте. В остальных разрезах драгированы в основном габброиды.

Верхний подэтаж генетически связан с нижним, на что указывает комагматичность пород, слагающих эти подэтажи, которые синхронно образовались из общих магматических очагов. В то же время он существенно отличается от нижнего по условиям формирования: его слагают в основном пиллоу-лавы базальтов, туфы, брекчии и туфогенно-осадочные породы с подчиненным количеством субвулканических и гипабиссальных интрузивных пород — долеритов, габбро-долеритов, диабазов и других, аналогичных развитым в нижнем подэтаже.

Вулканогенные образования почти сплошным чехлом покрывают ложе Тихоокеанской мегавпадины, образуя «второй океанический слой», мощность которого на большей части этого огромного пространства составляет 2—3 км. Лишь под крупными подводными возвышенностями она увеличивается в 2—3 раза. Подавляющее большинство вулканоген-

ных пород отвечает по составу толеитам и субщелочным базальтам, несколько различающимся в разных регионах. Реже, главным образом в верхней части подэтажа, встречаются породы щелочной натриевой серии, дифференцированной от щелочных и субщелочных базальтов до пантеллеритов и трахириолитов (желоб Волкано).

В целом же рассматриваемая вулканогенная толща за редкими исключениями обладает удивительной выдержанностью состава, структур и текстур пород в пределах всего Тихого океана. В большинстве случаев на ней залегают маломощный осадочный чехол (300—500 м); в Восточно- и Южно-Тихоокеанском поднятиях она перекрыта кайнозойскими вулканогенными образованиями третьего геолого-структурного этажа и, по-видимому, насыщена субвулканическими и гипабиссальными телами, а в пределах подводных возвышенностей и гор слагает их цоколь.

Формирование рассматриваемой толщи происходило в основном в мелководно-морских условиях, на что указывают структуры и текстуры пород, характер их вторичных изменений, а также прослой туфов, туфолав, лавобрекчии и туфогенно-осадочных пород, иногда с окатанным материалом. По всей вероятности, излияния происходили в пределах шельфового моря с архипелагом вулканических островов, с которых сносился вулканокластический материал. Как это ни покажется невероятным, но такую палеогеографическую обстановку в период формирования рассматриваемой вулканогенной толщи приходится допускать для всей огромной Тихоокеанской мегавпадины.

По составу, строению и геолого-структурному положению рассматриваемая вулканогенная толща очень сходна с трапповой формацией континентов, на что неоднократно указывалось многими исследователями [9, 12]. В то же время она отличается от траппов континентов огромной площадью распространения, низким гипсометрическим положением, составом подстилающего субстрата и некоторыми геохимическими характеристиками. Эти отличия не позволяют отождествлять рассматриваемую толщу с траппами континентов, как это делают некоторые исследователи, и обуславливают необходимость выделения ее в качестве самостоятельной формации — талассотрапповой.

Возраст талассотрапповой формации приближенно устанавливается по следующим данным. На вулканогенных образованиях этой формации с размывом и несогласием залегает осадочная толща, низы которой в разных местах имеют возраст от юры до позднего мела. На этом основании обычно делается вывод о разновозрастности подстилающих вулканогенных образований, причем возраст их считается идентичным возрасту базальных слоев осадочной толщи. Такой методический подход явно ошибочный, поскольку при этом не учитывается время пере-

2. Характеристика пород второго геолого-структурного этажа Тихоокеанской мегавпадины

Район	Структура	Подэтаж	Характеристика пород	Источник
Желоб Муссау и Западно-Меланезийский желоб	Восточно-Каролинская впадина	Верхний	Толейтовые пиллоу-базальты, долериты, автомагматические брекчии	[1]
		Нижний	Кумулятивные образования — плагиоклазсодержащие габбронориты, габбро-анортозиты, габбро-диабазы, диабазы, верлиты, троктолиты, вебстериты, аподиабазовые эпидотовые амфиболиты, габбро	
Океанический склон Курило-Камчатского желоба	Северо-западная котловина	Верхний	Пиллоу-базальты, долериты, габбро-долериты и габбро-анортозиты толейтового состава	[2]
Императорский разлом	Северо-восточная котловина	Верхний	Толейтовые пиллоу-базальты, гиалокластиты, долериты	[13]
		Нижний	Габбронориты, габбро, роговообманковые габбро	
Трог Нова-Кантон	Центральная котловина	Верхний	Базальты, гиалокластиты	[19]
		Нижний	Диабазы, пегматитовые кумулятивные габбро, в т.ч. анортозитовые	
Зона разлома Меррей, средняя часть	Северо-Восточная котловина	Верхний	Толейтовые пиллоу-базальты, долерито-базальты, долериты	[5]
		Нижний	Габбронориты, габбро, роговообманковые габбро (полнокристаллические)	
Зона разлома Кларион: западная часть		Верхний	Пиллоу-базальты, гиалокластиты, долериты	[8, 10]
		Нижний	Полосчатые габброиды разнозернистые с такситовыми структурами, измененные вторичными процессами (амфиболовая стадия)	
средняя часть		Верхний	Пиллоу-базальты, гиалокластиты, брекчии с обломками базальтов, реже габброидов и долеритов	[16]
средняя часть (северо-восточнее)		Верхний	Пиллоу-базальты, седиментационные конгломерато-брекчии, гравелиты	[2]
Галапагосский рифт (впадина Хесса)	Восточно-тихоокеанское поднятие	Верхний	Пиллоу-базальты и долериты (1500 м); базальты имеют повышенные содержания TiO_2 , FeO и щелочей (близки к субщелочным базальтам)	[5]
		Нижний	Троктолиты, оливиниты, полосчатые оливиновые габбронориты, оливиновые и обычные габбро. Породы изменены вторичными процессами. По составу близки к толейтам	
Разлом академика Курчатова	Восточно-тихоокеанское поднятие, западный фланг южного звена (к югу от зоны Чилийского разлома)	Верхний	Пиллоу-базальты (субщелочные ферротоленты), гиалокластиты, брекчии, долериты	[5]
Зона разлома Элтанин (разлом Хизена)	Зона сочленения Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий, северо-западный фланг	Верхний	Порфиновые оливин-плагиоклазовые базальты и долериты толейтового ряда	[5]
		Нижний	Габброиды, габбро-пегматиты, плагиоклазы	
Блок между зонами разломов Кларион и Клиппертон	Северо-Восточная котловина	Нижний	Габброиды и ультрабазиты	[15]
Горы Математиков	Северо-Восточная котловина	Нижний	Габброиды	[27]
Вал Зенкевича	Северо-Западная котловина	Верхний	Пиллоу-лавы измененных базальтов, их лавобрекчии и туфобрекчии	[2]
Остров Таити	Полинезийский свод	Нижний	Нефелиновые габбро; абсолютный возраст 150 млн. лет	[6]
Гавайские острова	Гавайское поднятие (ксенолиты в лавах)	Нижний	Гипабиссиальные мелко- и среднезернистые габброиды; кумулятивные расслоенные интрузии; анортозиты-трактолиты-клинопироксеновые и оливин-пироксеновые габбро-дуниты, верлиты и гарцбургиты, реже — вебстериты и двупироксеновые габбро	[20, 21]
Зона разлома Мендосино (западная и восточная части)	Северо-Восточная котловина	Верхний	Базальты, долериты, габброиды	[4]

рыва между окончанием извержений и началом осадконакопления, в течение которого произошел размыв на глубину до 5—7 км, в результате чего на поверхность были выведены полнокристаллические интрузивные породы, прорывающие вулканогенную толщу, а местами и метаморфические породы фундамента. Исходя из этих соображений, возраст талассотрапповой формации следует оценивать не моложе юры (вероятнее всего триас—юра).

Условия формирования второго геолого-структурного этажа Тихоокеанской мегавпадины были весьма специфичными и во многом загадочными. Во первых, поражает огромная площадь распространения этого этажа — практически вся Тихоокеанская мегавпадина; во-вторых, синхронность его образования на всей этой площади (юра, возможно, триас—юра); а в-третьих, сравнительно небольшие латеральные вариации химического состава пород, слагающих этот этаж, отвечающего примитивным толеитам внизу, переходящим в субщелочные разности вверху разреза. Излияния сопровождалось внедрением даек и силлов долеритов и габброидов, особенно многочисленных в нижней части толщи. Такие интенсивные площадные излияния должны были происходить по густой сети трещин, что возможно только в условиях растяжения литосферы.

Излияние и внедрение огромного количества основной магмы в сравнительно короткий промежуток времени (триас—юра) явилось проявлением грандиозных событий планетарного характера, которые, несомненно, привели к существенному преобразованию литосферы и рельефа Тихоокеанского сегмента Земли.

Вулканогенные породы верхнего этажа формировались в основном в мелководных, местами в субаэральных условиях, т.е. лавы изливались на поверхность морского дна или суши.

Возникает вопрос: чем была сложена эта поверхность? Сейчас во всех изученных разрезах эффузивные образования подстилаются генетически связанным с ним дайковым комплексом и комплексом расслоенных интрузий нижнего подэтажа. Однако породы этих комплексов не могли формироваться в поверхностных условиях, над ними должна была находиться вскрыша мощностью не менее 5—8 км. К тому же, породы нижнего и верхнего подэтажей разновозрастны. Значит, эта вскрыша, через которую по трещинам изливались базальты, должна была состоять из более древних образований. Очевидно, ими являлись в основном породы первого геолого-структурного этажа — метаморфические сланцы и серпентиниты, для которых авторы должны допустить очень широкое площадное распространение, практически в пределах всей Тихоокеанской мегавпадины. В этом случае второй подэтаж надо представлять как матрикс верхней части первого этажа, переработанный магматическими процессами и насыщенный рассло-

енными интрузиями; и тогда метаморфические породы первого этажа надо считать не протрузиями, а реликтами (ксенолитами) среди расслоенных интрузий второго этажа.

Таким образом, намечается следующая последовательность событий:

1. В триасе—начале юры (?) образование на месте теперешней Тихоокеанской мегавпадины огромного свода, сложенного меланократовой корой (первый геолого-структурный этаж), мощность которой могла достигать, по аналогии с Камчаткой, 35—40 км.

2. Растрескивание этого свода в результате растяжения и грандиозные по масштабам площадные трещинные излияния базальтов («базальтовый потоп»), вначале примитивных толеитов, затем субщелочных базальтов в пределах всей Тихоокеанской мегавпадины. Формирование вулканогенной толщи (второй слой) сопровождалось разогревом подстилающего ее субстрата за счет высокого теплового потока и экранирующего влияния этой толщи, что привело к возникновению магматических камер и формированию комплекса расслоенных интрузий. Постепенно эти полости расширялись, соединялись друг с другом и, в конце концов, образовали почти сплошной слой («третий слой»).

Этот процесс был, по-видимому, сходен с процессом, сформировавшим Бушвельдский массив расслоенных интрузий. Однако в Тихом океане он проявился не в протерозое, а в мезозое. Вскрышей вначале служили метаморфические породы первого этажа, которые интенсивно перерабатывались. Этим объясняется сходство химического состава пород первого и второго геолого-структурного этажей, несмотря на большой разрыв во времени их образования.

Таким образом, расслоенные интрузии — это не только продукты мантийных внедрений, но и результат переплавления пород первого этажа. Возможно, очаги лав верхнего подэтажа имеют такое же происхождение, т.е. располагались в низах меланократовой коры первого этажа (если допустить ее мощность в 40—50 км, что вполне вероятно). Поскольку первый этаж был гетерогенным, то и образовавшиеся за счет его переработки породы второго этажа несколько различаются по составу в латеральном и вертикальном направлениях.

В конце юры началось опускание свода, обусловленное прекращением действия факторов, вызвавших его появление постепенным остыванием литосферы и действием гравитации (собственного веса). Это привело к образованию впадин, линейных разломов и проявлению вулканизма центрально-трещинного типа.

Образование свода, обусловившего все эти грандиозные и уникальные в истории Земли процессы: «базальтовый потоп», формирование площадного комплекса расслоенных интрузий, затем впадин и линейных вулканических цепей, относится к числу редких событий, причиной которых некоторые исследователи считают столкновение с крупным метеоритом [28].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И., Говоров И.Н., Тарарин И.А. и др. Офиолитовый комплекс желоба Муссау в Тихом океане // Геология Тихого океана: Тез. Докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 1. — Владивосток, 1987.
2. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. — Владивосток, 1988.
3. Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Глубинное строение Курильской островной дуги по данным свинцово-изотопных исследований // Вестник Москов. ун-та. Сер. 4. Геология. 1987. № 6. С. 23—35.
4. Геолого-геофизические исследования в Новогейбридском регионе / Под ред. Б.И.Васильева. — Владивосток, 1991.
5. Глубинные разломы океанского дна. — М.: Наука, 1984.
6. Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. — М.: Недра, 1985.
7. Кашицев Г.Д., Жданов В.В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 28—37.
8. Лазько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Клариян (центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. С. 28—41.
9. Макаренко Г.Ф. Вулканические моря Земли и Луны. — М.: Недра, 1983.
10. Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Клариян (Тихий океан) // ДАН СССР. 1983. Т. 268. № 4. С. 942—946.
11. Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов. — М.: Наука, 1977.
12. Резанов И.А. Происхождение океанов. — М.: Наука, 1979.
13. Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 3. С. 3—14.
14. Смирнов А.М. «Континентальные» породы Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1982. № 4. С. 15—27.
15. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана. — Л.: Недра, 1987.
16. Шарапов В.Н., Коновалов Ю.И., Третьяков Г.А., Мартынов Ю.А. Брекчии разлома Клариян // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С. 115—118.
17. Choi D.R. Continental crust under the northwestern Pacific // J. Petrol. Geology. 1987. Vol. 40. Pp. 425—440.
18. Frey F.A. The origin of piroxenites and garnet piroxenites from Salt Lake Crater Oahu, Hawaii: trace element evidence // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280-A. Pt 2. Pp. 427—449.
19. Geological and Geophysical studies of the Canton Trough Region / B.R.Rosendahl, R.Moberly, A.J.Halunen et al. J. Geoph. Res. 1975. Vol. 80. №. 17. Pp. 2565—2574.
20. Jackson D.E. The character of the lower crust and the upper mantle beneath the Hawaiian Islands // Geol. Congr., 23rd Sess., Proc. Sect. 1. Upper Mantle (Geol. Proc.). Pr. 1968. Pp. 135—150.
21. Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic Series, Hawaii // J. Petrol. 1970. Vol. 11. № 2. Pp. 405—430.
22. Krummenacher D., Noetsalin J. Ages isotopique K-Ar de roches prelevees dans les possessions Francaises du Pacific // Soc. Geol. France Bull. Ser. 7. 1966. Vol. 8. № 2. Pp. 173—175.
23. Krummenacher D. et al. Potassium-argon ages from monoliths and differentiates in coars-grained rocks from the centre of the Island of Tahiti, French Polynesia // Geol. Soc. Amer. Abstr., Programs. 1972. Vol. 4. № 3. Pp. 186.
24. Morioka W., Kigoshi K. Lead isotopes and age of Hawaiian Iherzolite nodules // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25. Pp. 116—120.
25. Shibata K. Geochronology of pre-Silurian rocks in the Japanese Islands, with special reference to age determination of ortoquartzite clasts // Basement of the Japanese Islands. Japan, 1979. Pp. 625—639.
26. Suzuki H., Tateichi M. The development of the Shimanto Geosyncline and the Kuroshio Paleoland // Mar. Sci. MON. 1975. Vol. 7. № 10.
27. Vanko D.A., Batiza R. Gabbroic rocks from the Mathematician Ridge failed rift // Nature. 1983. Vol. 300. № 5894. Pp. 742—744.
28. Zhou Yaoqi Haiyan dizhi yui disytzi dizhi // Mar. Geol. and Quatern. Geol. 1987. Vol. 7. № 1. Pp. 11—26.