

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2013

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: *В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машиковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (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, 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

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

- Михайлов Б.К., Михайлова В.П., Беневольский Б.И.*
О программно-целевых принципах планирования
воспроизводства минерально-сырьевой базы твер-
дых полезных ископаемых 3

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

- Иванов А.И.*
Особенности применения традиционных методов
поисков месторождений рудного золота в сложных
горно-таежных ландшафтах 12
- Шнайдер А.А., Авдеев Д.В.*
Редкометалльные, редкоземельные элементы в
оловорудных месторождениях разных генетических
типов Сихотэ-Алиня 21
- Мельников А.В., Степанов В.А.*
Геолого-структурные особенности и перспективы
золотоносности Адамихинского рудно-россыпного
узла Верхнего Приамурья 31
- Лихачев А.П.*
Причины и условия существования магнитных и не-
магнитных полей земной коры, определяющих фор-
мирование и размещение месторождений золота, ал-
мазов, нефти, газа и других полезных ископаемых . 40
- Гусейнов Г.С., Мансуров М.И.*
Особенности условий локализации золоторудной
минерализации Гошинского золотоколчеданного
месторождения (Малый Кавказ) 51

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Зайцев А.И., Кондратьева Л.А.*
Изотопный состав стронция из жильного материала
Задержнинского золоторудного месторождения
(Южное Верхоянье) 57

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

- Вартанян Г.С., Стажило-Алексеев С.К., Зальц-
берг Э.А.*
Гидрогеодеформационный мониторинг: перспекти-
вы сейсмического прогноза. 61

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

- Углов Б.Д., Мирлин Е.Г.*
Геодинамика Восточного Средиземноморья в свете
новых данных о латеральной неоднородности лито-
сферы. 71
- Куприн П.Н.*
Структура Малой Зондской островной дуги в
Азиатско-Австралийском сегменте континенталь-
ной окраины — переходной зоны Тихого океана ... 80
- Васильев Б.И., Советникова Л.Н.*
Континентальные породы в Индийском океане 92

ДИСКУССИИ

- Гладков Е.А., Гладкова Е.Е.*
Влияние «глубинной нефти» на создание корректной
3D модели 100

РЕЦЕНЗИИ

- Ручкин Г.В.*
Современные теоретические основы прогноза и по-
иска месторождений полезных ископаемых 108
- Гущин А.В.*
Тайны дна Ледовитого океана 110
- Памяти Виталия Николаевича Долженко 112
- Письмо в редакцию 113
- Список статей, опубликованных в журнале «Оте-
чественная геология» в 2013 г. 114

Редакция: *Т.М.Панеско, К.С.Щербакова*
Компьютерная верстка *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 05.12.2013. 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>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

О программно-целевых принципах планирования воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых

Б.К.МИХАЙЛОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1), В.П.МИХАЙЛОВА (МФ ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ); 129154, г.Москва, ул.Маршала Тухачевского, д.32А), Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Показано, что вопросы развития минерально-сырьевой базы (МСБ) твердых полезных ископаемых России продолжают решаться на основе принципов социалистического планирования, что не соотносится с основными задачами и требованиями по развитию минерально-сырьевого комплекса (МСК) страны, адаптировавшегося к условиям рыночной экономики. В связи с этим обосновываются основные положения и преимущества программно-целевого планирования геологоразведочных работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых, необходимость разработки и внедрения новой системы управления МСК и МСБ под эгидой единой вертикально интегрированной структуры.

Ключевые слова: программно-целевое планирование, геологоразведочные работы по воспроизводству МСБ, минерально-сырьевой комплекс, «стадийность» геологоразведочного процесса, общие поиски.

Михайлов Борис Константинович, mikhailov@tsnigri.ru

Михайлова Вера Петровна, v.mikhailov@mfvsegei.ru

Беневольский Борис Игоревич, benbor@tsnigri.ru

On the program-targeted planning principles of the national mineral base reproduction

B.K.MIKHAILOV, V.P.MIKHAILOVA, B.I.BENEVOLSKY

As demonstrated, the approach to issues of the national mineral base development still follows the «good old socialistic» pattern what mismatches the key requirements of the market-oriented mining complex. The authors substantiate the key principles and advantages of the program-targeted planning in exploration employed in reproduction of the national mineral base along with urgently needed development and implication of a new single vertically integrated management system of the national mining complex and mineral base.

Key words: program-targeted planning, national mineral base reproduction, mining complex, stages of exploration, general exploration.

Одним из важнейших условий эффективного развития и использования минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых является сбалансированное и увязанное с перспективными планами развития отдельных регионов России планирование геологоразведочных работ по ее воспроизводству, вне зависимости от того, за счет каких источников финансирования они выполняются. Однако, за более чем двадцатилетний период развития рыночных отношений в нашей стране этому аспекту уделялось исключительно второстепенное внимание. Более того, сохраняющиеся до настоящего времени принципы социалистического планирования на фоне существующей «размытости» зон ответственности государства и бизнеса трансформировались таким образом, что образовалась зона безответственности за воспроиз-

водство минерально-сырьевой базы в целом по стране. Эффективность геологоразведочных работ стала оцениваться не достижением запланированных цифр прироста запасов полезных ископаемых промышленных категорий, «привязанных» к горнорудным районам или запланированным точкам экономического роста в стране, а в «приростах ценности недр», рассчитываемых в виде «условных запасов» на основе локализуемых прогнозных ресурсов в любом месте страны вне зависимости от тех экономических условий, которыми это место характеризуется. Одновременно с «вымыванием» понятия материально осязаемого продукта деятельности государственной геологоразведки, появилось понятие «бюджетной эффективности», определяемое разницей расходной части бюджета на воспроизводство мине-

рально-сырьевой базы и доходной — от реализации прав пользования недрами через систему разовых платежей в течение оцениваемого периода.

В настоящей статье анализируются негативные последствия и альтернативные варианты отказа от существующей системы планирования мероприятий в сфере воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых. При этом вопросы развития МСБ не отделяются от вопросов развития всего минерально-сырьевого комплекса страны, поскольку они решают взаимозависимые задачи. Но, если за время рыночных реформ в МСК поменялись не только собственники, механизмы управления и основные приоритеты, то в геологическом изучении недр и воспроизводстве минерально-сырьевой базы, финансируемых из средств федерального бюджета, сохраняющаяся рудиментарная система социалистического планирования, привела к тому, что на практике решение этих задач оказалось оторванным от главного потребителя получаемой информации — горнодобывающей промышленности.

Переход минерально-сырьевого комплекса России на рыночные условия хозяйствования, безусловно, отразился на различных аспектах развития и нынешнего существования всей геологической отрасли, что находит подтверждение в следующем:

в интенсивном снижении количества и качества учитываемых государственным балансом запасов большей части видов полезных ископаемых, даже в тех случаях, когда тренд воспроизводства положителен (взамен наиболее рентабельных и богатых руд «казна» наполняется бедными по содержаниям и инфраструктурно труднодоступными месторождениями);

в резком снижении «поискового задела», как основы воспроизводства минерально-сырьевой базы высоколиквидных и остродефицитных видов твердых полезных ископаемых;

в несовершенстве используемых большинством отечественных компаний технико-технологических решений (граничащих с отсталостью) при разработке лучших месторождений России, что приводит к значительным (по международным стандартам) потерям, обуславливает их выборочную отработку и формирует мнение о слабой привлекательности отечественной минерально-сырьевой базы, с одной стороны, а, с другой, сдерживает планирование и развитие работ по поискам и оценке месторождений с нетрадиционными типами руд, разработка которых во всем мире уже является вполне рядовым событием;

в снижении конкурентоспособности геологоразведочной отрасли страны в силу ее длительного застойного положения как в части отраслевой науки, так и собственно производственной части (как государственной, так и частной); прежде всего это сказывается на резком снижении способности отрасли к эффективному решению задач поисков и оценки «сложно открываемых» месторождений;

в отсутствии разработок и внедрения в практику инновационных методологий и технологий поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых (ТПИ), обусловленных практически полным прекращением финансирования этих направлений как со стороны государства, так и отдельных частных компаний;

в отсутствии сбалансированной с другими отраслями экономики системы планирования и финансирования мероприятий в сфере воспроизводства минерально-сырьевой базы, приводящее к нерациональным затратам бюджетов различных уровней и являющееся определенным «тормозом» в развитии всей геологической отрасли страны.

Характеризуя ситуацию в минерально-сырьевом комплексе страны и роль в его развитии геологической отрасли несложно заметить, насколько далеко они сегодня отстоят друг от друга. Геология, как отрасль, давно стала саморегулируемой системой. Имея в последние годы достаточно серьезное финансирование со стороны государства, геологи уже не только привыкли к отсутствию государственного заказа, выраженного в цифрах прироста запасов, но даже и к тому, что государство не обозначает территорий своих конкретных интересов по тем или иным видам полезных ископаемых. В сложившихся условиях геологи вынуждены сами себе планировать, определять текущие и перспективные задачи, биться над их решением, при этом постоянно находиться под прессом контрольно-надзорных органов в поисках ответов на вопросы: а кому это надо и каким легитимным документом такие задачи определены? Более того, саморегулирование и самоопределение своего места в сложном процессе воспроизводства минерально-сырьевой базы привело к тому, что специалисты различных направлений — геологи-информационщики, геологи-региональщики, геологи-поисковики становятся все более и более разобщенными внутри самой отрасли, так как выбирают и ставят себе совершенно разные задачи вопреки действующему «Положению о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые)» (утверждено распоряжением Министерства природных ресурсов Российской Федерации 05.07.99 г. №83-р).

В связи с этим, ежегодно обсуждая получаемые результаты и предложения по новым задачам и объектам государственного заказа, актуально остановиться на используемых подходах к планированию работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых, в основе которых согласно «Стратегии развития геологической отрасли Российской Федерации до 2030 года» (утверждена распоряжением Правительства Российской Федерации 21 июня 2010 г. №1039-р) должны лежать программно-целевые принципы. Для знакомых с документами в этой сфере, включая недавно утвержден-

ную Правительством Российской Федерации государственную программу «Воспроизводство и использование природных ресурсов», действовавшую с 2006 г. до этого момента «Долгосрочную государственную программу изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья» и ежегодно разрабатываемые Перечни объектов государственного заказа Федерального агентства по недропользованию по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых за счет средств федерального бюджета, понятно — насколько они далеки в целом от этого столь привлекательного и, безусловно, продуктивного решения.

Специалистам известно, что с годами процесс формирования Перечней поисковых объектов государственного заказа становится все более сложным. Причина — исчерпание фонда объектов, подготовленных и перспективных для постановки поисковых работ. Источники предложений по новым объектам самые разные, но, как правило, используется отчетливо заявительный принцип, обосновываемый общими годовыми заданиями действующих государственных программ в виде цифр локализуемых прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых в целом по России. При этом практически не учитываются местные и региональные особенности инфраструктурного характера, традиционность экономического уклада и др. Этим определяется случайный характер выбора новых объектов вероятных поисковых работ.

Сегодняшняя ситуация в организации геологоразведочного процесса весьма далека от той «стадийности», которая была выработана всем опытом советской геологии и которая служила эффективным инструментом открытия новых месторождений.

Напомним, что до начала 1990-х годов поисковые работы планировались преимущественно по рекомендациям регионального геологического изучения недр масштаба 1:50 000 на основе оценок прогнозных ресурсов полезных ископаемых категорий P_3 и P_2 , привязанных к выделенным рудным полям. Но работы этой стадии с многообразием известных, апробированных и использованных методологий, методов и технологий уже более 20 лет не выполняются. Поэтому не секрет, что современные поиски планируются и осуществляются на морально устаревших геологических основах масштаба 1:50 000 20—50-летней давности (нередко и на основах масштаба 1:200 000); при этом, от собственно поисков постоянно «отвлекаются» средства на прогнозно-металлогенетические и тематические, опережающие крупно- и среднемасштабные геохимические, наземные геофизические и аэрогеофизические, геолого-экономические и прочие исследования; в состав поисков постоянно «встраиваются» элементы и методы первой стадии с задачей компенсации недостатка информации,

которую должна предоставлять первая стадия, имеющая целью разобраться с основными закономерностями строения рудных полей, оптимизации структур затрат на их изучение (рис. 1).

В понимании авторов — программно-целевое планирование (ПЦП) работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых представляет собой комплекс научно обоснованных мероприятий, направленных на открытие новых месторождений и сочетающих последовательно проводимые геологоразведочные работы различных стадий и этапов в пределах компактных территорий одного или нескольких сходных по своему профилю металлогенетических таксонов, объединенных общей инфраструктурой (в т.ч. проектируемой), ликвидным и остродефицитным набором полезных ископаемых, близкими технологическими свойствами руд и др.

Преимущества программно-целевого планирования по сравнению с используемым пометалльным или посубъектным состоят в возможности:

консолидации всех этапов и стадий геологоразведочного процесса, научных исследований, всех информационных ресурсов, кадрового потенциала на наиболее перспективных и востребованных направлениях, единственно возможном варианте подчинения усилий и интересов геологов всех стадий и этапов геологоразведочных работ (ГРР) достижению главной цели геологической отрасли — открытию новых месторождений;

более эффективного, адресного и оптимального расходования средств федерального бюджета и частных компаний, их концентрации на локальных площадях с целью обоснования новых центров экономического развития страны на основе создаваемых минерально-сырьевых баз;

согласованного с другими отраслями промышленности и субъектами Российской Федерации стратегического планирования мероприятий по развитию экономики страны;

сравнительной и сопоставительной оценки будущих доходов страны на основе принципов оценки кадастровой стоимости участков недр и целых территорий, играющей основное значение при принятии решений о их вовлечении в процесс недропользования, их включения в схемы территориального развития.

В системе Федерального агентства по недропользованию работы по подготовке перехода к программно-целевому планированию осуществляются несколькими организациями (ФГУП ЦНИГРИ, ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП ВИМС, ФГУП ВНИИОкеангеология, ГУП Сахагеоинформ, ФБУ Росгеолфонд). В частности, разработанным проектом «Методических рекомендаций по программно-целевому планированию воспроизводства МСБ твердых полезных ископаемых в пределах минерально-сырьевых центров» предусматривается целая цепочка последовательных действий (рис. 2) этого процесса:

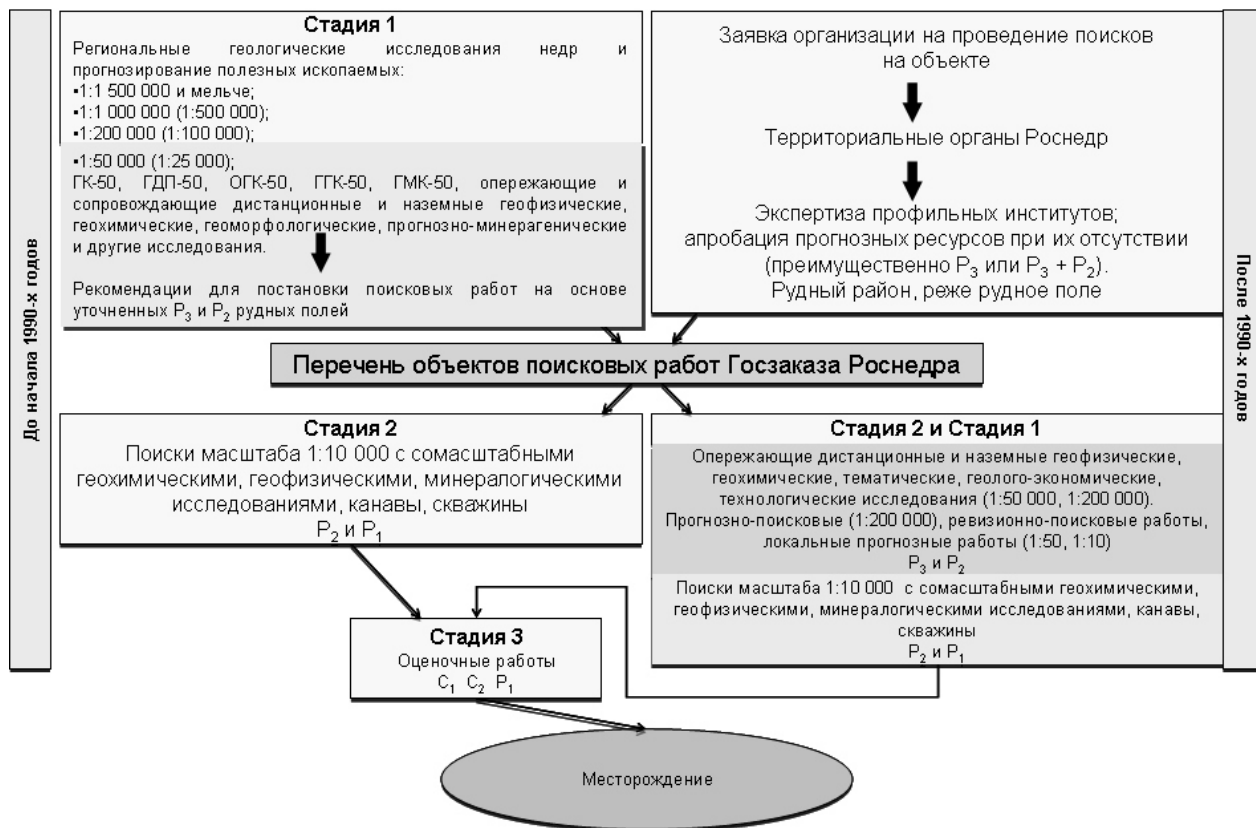


Рис. 1. Схема формирования государственного заказа по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых в рамках «действующей» стайности геологоразведочных работ

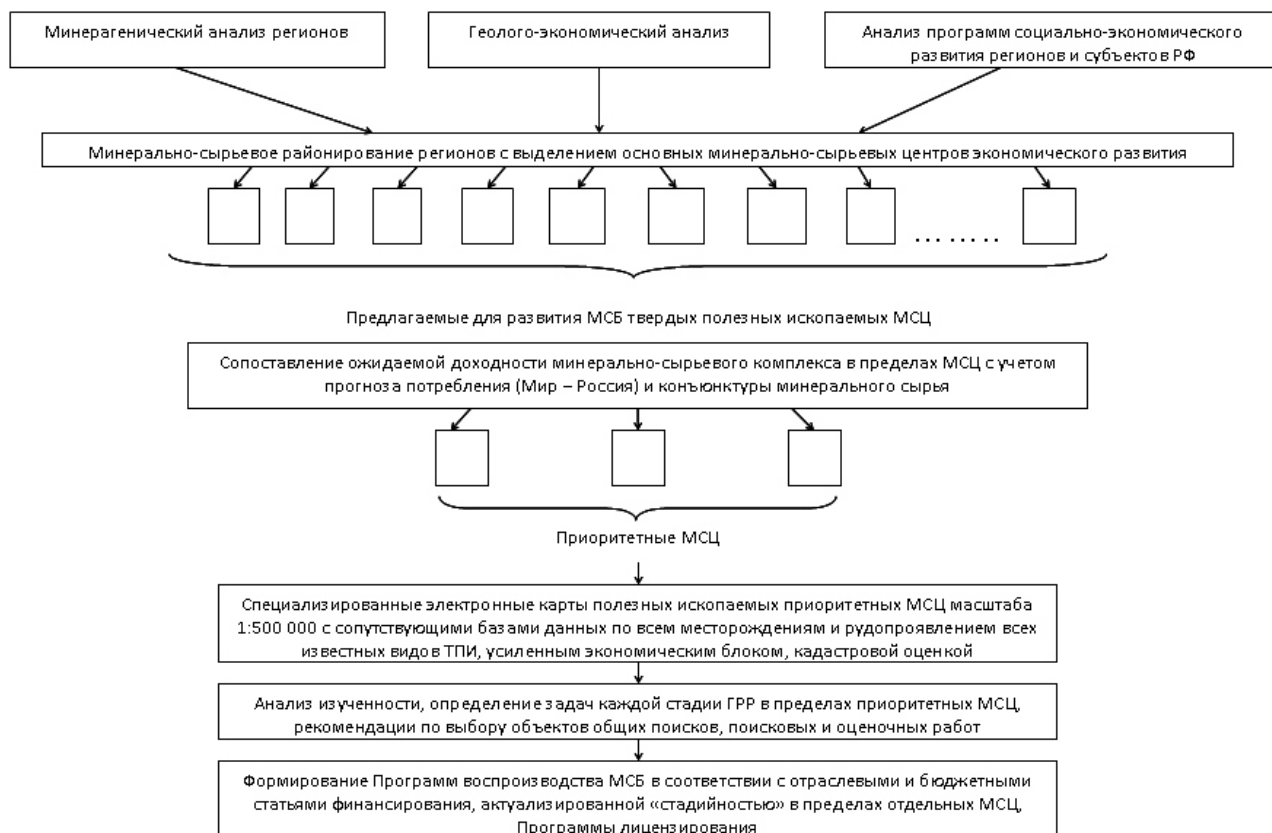


Рис. 2. Схема последовательности основных мероприятий развития и использования минерально-сырьевой базы в рамках прогнозно-целевого планирования

минерально-сырьевое и геолого-экономическое районирование отдельных территорий с обоснованием границ минерально-сырьевых центров (МСЦ), согласованных с программами развития отдельных субъектов Российской Федерации и регионов;

прогнозно-металлогенический анализ территорий МСЦ, анализ состояния минерально-сырьевой базы и геолого-экономический анализ комплексности промышленно-сырьевых узлов;

анализ и оценка геологической изученности МСЦ на предмет ее соответствия условиям производства поисков;

планирование работ различных стадий и этапов по восполнению недостающих знаний, определяющих готовность различных участков МСЦ к производству поисковых и оценочных работ;

определение конкретных задач и объектов поисков.

Важнейшим звеном программно-целевого планирования является оценка будущих доходов от освоения тех или иных минерально-сырьевых центров на основе государственного кадастра недр, главной задачей которого является создание системы «прозрачных» и понятных всему обществу и государству правил и отношений — от первых шагов в недропользовании до момента получения товарных продуктов и уплаты всех налогов и платежей. Практическая реализация этого направления, в котором должны быть задействованы многие из существующих и вновь созданные службы, потребует создания, согласования и принятия целой системы взаимоувязанных положений, рекомендаций, требований, методик, в т.ч. на законодательном уровне.

Разрабатываемой инновационной моделью государственного кадастра недр (далее — Кадастр недр) учитываются схемы территориального планирования субъектов и Российской Федерации в целом. Алгоритмы его создания (рис. 3) представляют собой этапы геологоразведочной и нормативно-правовой деятельности, согласованные и утвержденные уполномоченными государственными органами в установленном порядке.

Кадастр недр должен представлять собой систематизированный свод сведений об учтенных участках недр, обеспеченный расчетами ожидаемой эффективности от ввода их в хозяйственный оборот. При этом государственным кадастровым учетом недр будут признаваться действия уполномоченного органа по внесению в Кадастр недр сведений об участках недр, определяющих их в качестве индивидуального объекта государственного учета и последующего недропользования.

По аналогии с земельным кадастром до момента создания Кадастра недр должно быть обеспечено согласованное пространственное планирование недропользования, устанавливающее территории проведения кадастровых работ. Как известно, начиная с 2005 г.,

вопросы территориального планирования Российской Федерации отнесены к ведению Минрегионразвития РФ, в связи с чем для каждого субъекта Российской Федерации в обязательном порядке разрабатываются схемы территориального планирования, представляющие собой документ, на основании которого на любой территории страны выполняются расчеты параметров планируемых объемов строительства транспортной, инженерной, культурной, социально-бытовой инфраструктуры, затрат на капитальное строительство. По непонятным причинам минерально-сырьевой комплекс не вошел в перечень обязательных сфер планирования государства и «может разрабатываться на основании нормативных правовых актов Президента Российской Федерации или нормативных правовых актов Правительства Российской Федерации». То есть, стратегическое планирование минерально-сырьевого комплекса в России оказалось законодательно не закрепленным, что определяет один из самых крупных недостатков в выполняемом сегодня территориальном планировании. В связи с этим одной из задач кадастровой оценки недр является создание базы объективной информации о недрах, которая могла быть использована для целей стратегического планирования МСК в Российской Федерации.

Таким образом, программно-целевое планирование воспроизводства минерально-сырьевой базы — это непростой, ответственный и затратный процесс, требующий не только постоянного внутриотраслевого регулирования, но и межотраслевой координации, что возможно только на основе инновационных подходов.

Частичное использование охарактеризованных выше принципов позволило, начиная с 2006 г., обосновывать и выделять наиболее важные в социально-экономическом отношении минерально-сырьевые центры (рис. 4), разработка которых позволит многим субъектам снизить дотационную зависимость от центра, обеспечит существенное снижение угроз национальной минерально-сырьевой безопасности. Безусловно, далеко не все они подлежат немедленно вовлечению в процесс геологического изучения. Необходима сравнительная оценка их актуальности и ожидаемой доходности МСК, конкретизация задач воспроизводства минерально-сырьевой базы в их пределах с установлением параметров искомых объектов.

Переводя сказанное в практическую плоскость, обратимся к актуализированному проекту «Положения о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые)» (рис. 5), недавно опубликованному для обсуждения (Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. №3. 2013; Руды и металлы. № 4. 2013), и который учитывает сложившуюся практику планирования и организации геологоразведочного процесса в стране за последний более чем 20-летний период.

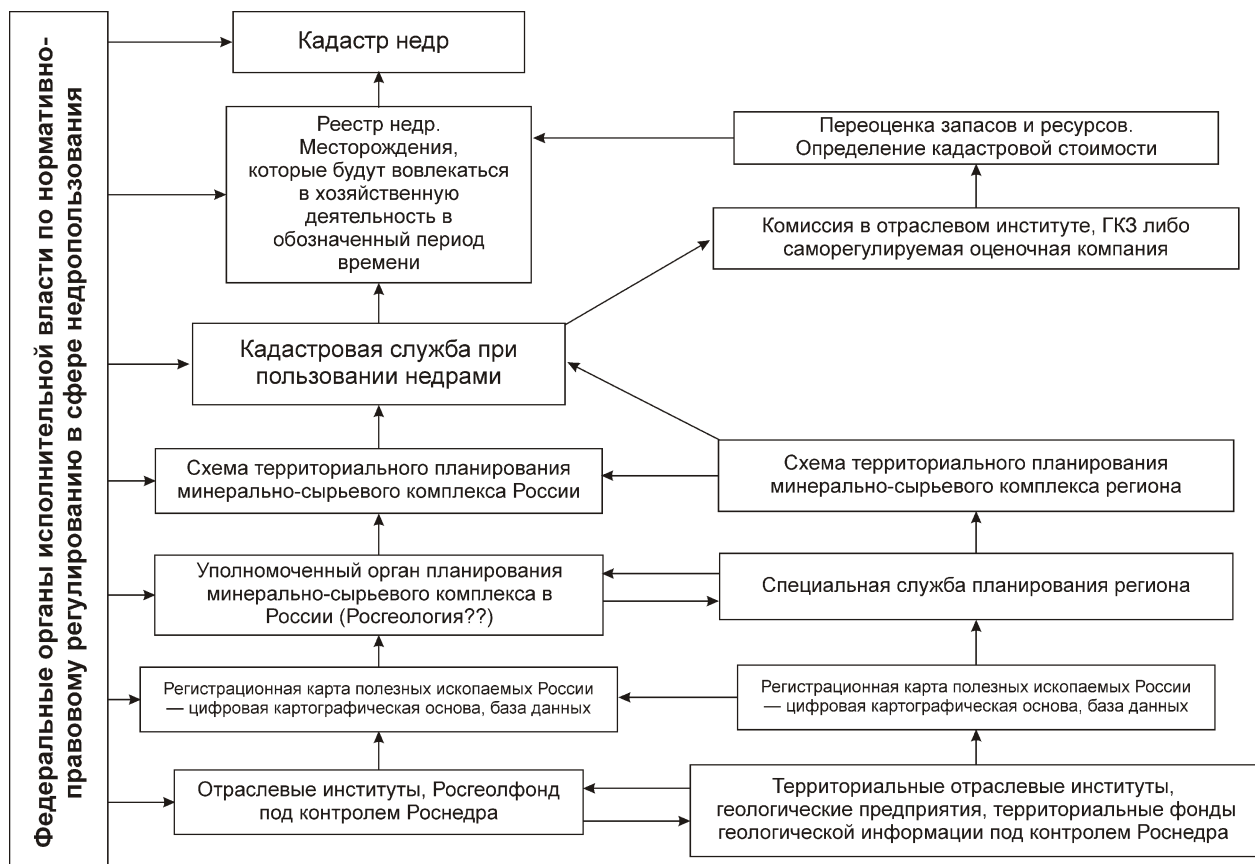


Рис. 3. Алгоритмы проведения кадастровой оценки месторождений твердых полезных ископаемых в Российской Федерации

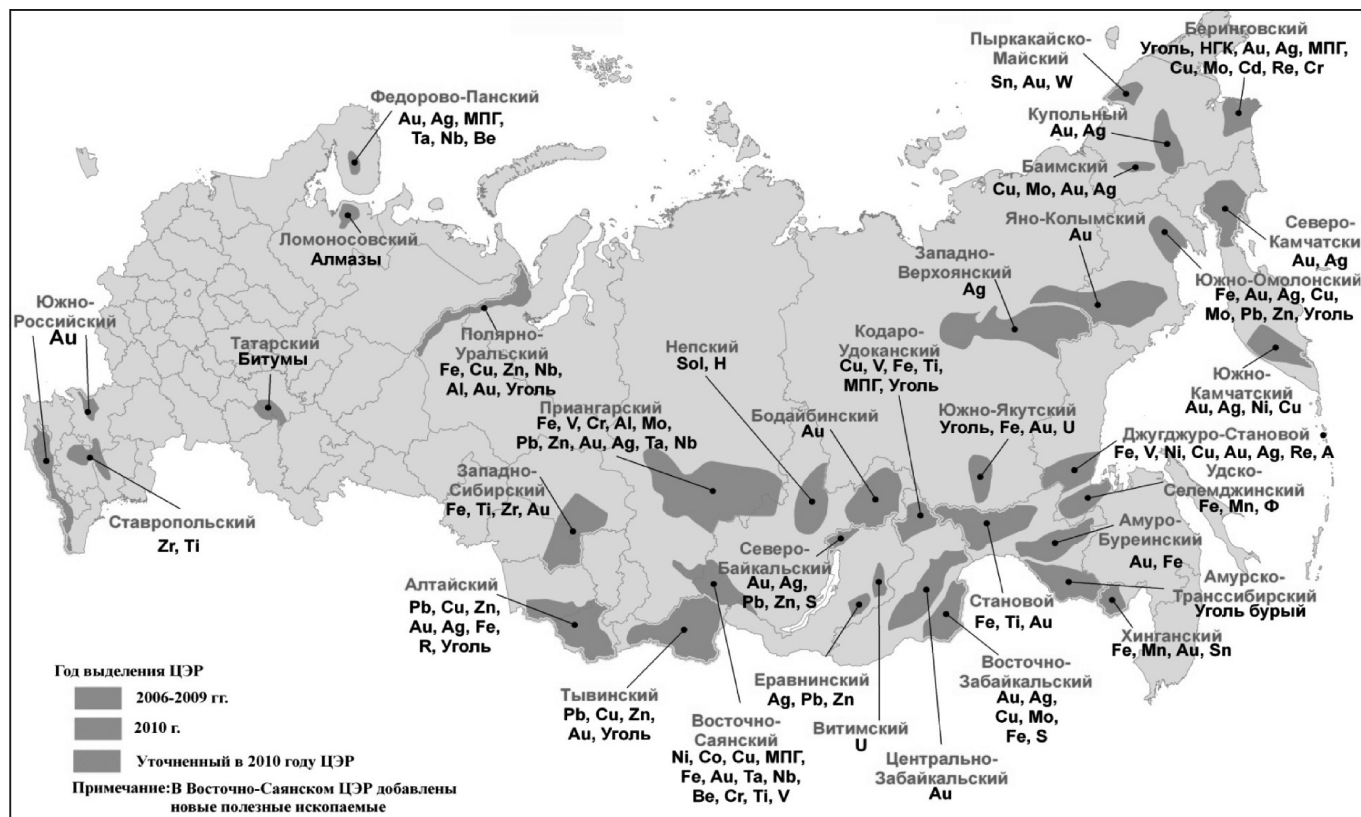


Рис. 4. Минерально-сырьевые центры экономического развития России

ЭТАП I. РАБОТЫ ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКОГО И МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО НАЗНАЧЕНИЯ	
Стадия 1. Региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых в масштабе 1:500 000–1:1 500 000 и мельче.	Перспективные минерагенические провинции, области, зоны, угленосные бассейны с оценкой их минерагенического потенциала
Стадия 2. Комплексное геологическое изучение территорий в масштабе 1:200 000 и прогнозирование полезных ископаемых.	Рудные районы, узлы, бассейны с оценкой прогнозных ресурсов категории P_3
ЭТАП II. ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
Стадия 3. Общие поиски	Рудные поля и локальные площади с оценкой прогнозных ресурсов категории P_2
Стадия 4. Поисковые работы	Потенциальные месторождения с оценкой прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1 , составлением предварительных ТЭС
Стадия 5. Оценочные работы	Месторождения с подсчетом запасов категорий C_2 и C_1 и оценкой прогнозных ресурсов категории P_1 , ТЭО временных кондиций
ЭТАП III. РАЗВЕДКА И ОСВОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
Стадия 6. Разведка месторождения	Месторождение с подсчетом запасов промышленных категорий, ТЭО постоянных кондиций
Стадия 7. Эксплуатационная разведка	Отдельные блоки месторождения

Рис. 5. Этапы и стадии геологоразведочных работ (твердые полезные ископаемые)

Исходя из задач каждой стадии и охарактеризованных выше положений, планирование и организация геологоразведочных работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы, а также основные мероприятия лицензионного недропользования должны осуществляться на базе специальных программ, «привязанных» к конкретным компактным площадям ранга МСЦ. Макет такой программы приведен на рис. 6. Консолидация финансовых средств из всех источников (графы 5, 6, 7) позволит не только синхронизировать работы всех стадий, но и направить их на достижение основной цели — открытие новых месторождений. Виды работ, наполняющих каждую из стадий, обосновываются многими факторами, среди которых учитываются изученность, соответствие концептуальным задачам поисковых моделей, разработанность соответствующих методов и технологий и др.

Стадия 1 (региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых в масштабе 1:500 000 — 1:1 500 000 и мельче) включает работы по составлению Госгеолкарты-1000; геологическим, геофизическим, геохимическим гидрогеологическим, инженерно-геологическим, эколого-геологическим, аэрокосмическим съемкам; прогнозно-минерагенические исследования; работы по информационному обеспечению; тематические и геолого-экономические исследования и НИОКР. Для целей программно-целевого планирования особое значение будут иметь рабо-

ты по минерально-сырьевому районированию регионов на базе мелкомасштабных минерагенических и геолого-экономических карт, как основы обоснования и выделения МСЦ. Основным продуктом этой стадии должны служить специализированные электронные карты полезных ископаемых масштаба 1:500 000 отдельных минерально-сырьевых центров с сопутствующими базами данных по всем объектам распределенного и нераспределенного фонда недр, усиленным экономическим блоком и расчетами кадастровой стоимости отдельных участков недр. В идеале такие карты должны быть легко доступны, «висеть» в интернете, постоянно обновляться и отражать современное состояние недропользования в пределах территории каждого минерально-сырьевого центра.

Стадия 2 (комплексное геологическое изучение территорий в масштабе 1:200 000 и прогнозирование полезных ископаемых) включает следующие основные виды работ: геологические, геохимические, наземные и аэрогеофизические, гидрогеологические, космо- и аэрофото-, инженерно-геологические съемки; глубинное геологическое картирование с бурением параметрических скважин; ГДП-200; опорные геолого-геофизические профили, площадные геофизические работы; прогнозно-минерагенические и геохимические исследования масштаба 1:200 000 (1:100 000); геолого-экономические исследования; работы по информационному обеспечению; темати-

Стадии, задачи и виды работ; объекты работ; владелец и № лицензии, государственный регистрационный номер	Срок утверждения ПСД, организация-исполнитель работ, Заказчик	Сроки работ		Стоимость, тыс. руб. Источник финансирования			Остаток средств по проекту на начало года	Лимит финансирования на планируемый год	Техническое задание на объект	Техническое задание на год
		Начало	Окончание	Федеральный бюджет	Бюджет субъекта Федерации	Средства недропользователя				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Стадия 1. Региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых в масштабах 1:500 000-1:1 500 000 и мельче (металлогенические провинции)										
Стадия 2. Комплексное геологическое изучение территорий в масштабе 1:200 000 и прогнозирование полезных ископаемых (рудные районы, узлы)										
Стадия 3. Общие поиски (рудные узлы и поля)										
Стадия 4. Поисковые работы (рудные поля, месторождения), специализированные по группам и видам твердых полезных ископаемых: А - твердые горючие полезные ископаемые, Б - черные, цветные, редкие металлы, В - благородные металлы и алмазы, Г - нерудные полезные ископаемые, Д - общераспространенные полезные ископаемые										
Стадия 5. Оценочные работы (месторождения, участки месторождений), специализированные по группам и видам твердых полезных ископаемых: А - твердые горючие полезные ископаемые, Б - черные, цветные, редкие металлы, В - благородные металлы и алмазы, Г - нерудные полезные ископаемые, Д - общераспространенные полезные ископаемые										

Рис. 6. Макет «Программы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых _____ минерально-сырьевого центра экономического развития (_____ субъекты РФ) на _____ годы»

ческие работы и НИОКР. В их результате разрабатывается концептуальная основа для планирования и прогноза всего комплекса твердых полезных ископаемых в пределах МСЦ, выполняется сопоставление, сравнение и выбор приоритетных рудных районов и узлов, определяются первичные количественные оценки прогнозных ресурсов различных видов полезных ископаемых. Эта стадия определяет идеологию геологических, рудно-металлогенических исследований, назначает экономические и геолого-промышленные параметры объектов будущих поисков, уточняет границы и задачи по всем таксонам минерально-сырьевого районирования в пределах МСЦ.

Стадия 3 (общие поиски) — подготовка, опережение и обеспечение поисковых работ на весь комплекс полезных ископаемых. В ее состав входят: прогнозно-минерагенические работы (локальное прогнозирование полезных ископаемых) масштаба 1:50 000 (1:25 000); геохимические поиски масштаба 1:50 000 (1:25 000); комплексное геофизическое профилирование, наземная геофизическая и комплексная аэро-геофизическая съемки масштаба 1:50 000 (1:25 000) — 1:10 000; работы по информационному обеспечению; тематические работы и НИОКР; опытно-методические работы. Главной задачей общих поисков

является создание многоплановых основ ведения поисковых работ, выявление и «привязанная» к конкретным объектам оценка ресурсного потенциала на уровне рудных полей и, частично, рудных узлов.

Стадия 4 (поисковые работы). В ее пределах впервые происходит разделение и специализация задач поисков по видам полезных ископаемых; работы, как правило, концентрируются на рудных полях и не выходят за рамки потенциальных месторождений. Макетом «Программы...» предусматривается специализация проектов геологоразведочных работ в соответствии с действующими статьями (А — твердые горючие; Б — черные, цветные, редкие; В — благородные металлы и алмазы; Г — нерудные; Д — общераспространенные полезные ископаемые) и источниками (средства федерального бюджета, субъектов Российской Федерации, частные средства) финансирования. В составе предварительных ТЭСов, являющихся квинтэссенцией работ поисковой стадии, контурно определяются геологические, технологические и экономические параметры будущих объектов недропользования — новых месторождений. Работы этой стадии должны оперативно реагировать на любые новые концептуальные вызовы предыдущих стадий в виде ревизионно-поисковых и рекогносцировочных исследований применительно к

задачам поисков новых рудно-формационных и геолого-промышленных типов месторождений.

Стадия 5 — оценочными работами на основе применения целого комплекса исследований впервые определяется промышленная принадлежность изучаемых объектов; на соответствующих картах, в государственном балансе появляются новые объекты учета; в государственном Кадастре недр дается первичная оценка их экономической значимости, доходности для общества и государства.

Таким образом, программно-целевое планирование воспроизводства минерально-сырьевой базы — это сложнейший и ответственный процесс, регулирование которого возможно только при использовании инновационных подходов. В их числе:

1) минерально-сырьевое районирование регионов с использованием минерагенических и геолого-экономических критериев;

2) специализированные карты полезных ископаемых МСЦ масштаба 1:500 000 с необходимыми базами данных, как общедоступная основа будущего недропользования в их пределах;

3) Кадастр недр, ведущийся на основе расчетов и учета доходов от прогнозируемого ввода в разработку того или иного месторождения, и, создающий состязательную основу при принятии решения о вводе в недропользование того или иного объекта и, в целом, минерально-сырьевого центра экономического развития;

4) «Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые)», адаптированное к современным условиям ведения работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых в Российской Федерации;

5) прогнозно-целевое планирование всех мероприятий геологического изучения недр и воспроизводства МСБ в пределах минерально-сырьевых центров экономического развития с учетом пунктов 1—4.

В связи с изложенным, на взгляд авторов, необходимы не косметические меры, а коренные преобразования как в воспроизводстве минерально-сырьевой базы, так и в добывающем секторе страны, которые бы способствовали их консолидации и росту конку-

рентоспособности на международном рынке. Для этого следует разработать и внедрить новую систему управления МСК, включающую:

1. Стратегию развития и модернизации всего минерально-сырьевого комплекса (а не его отдельно взятой части — МСБ), построенную на программно-целевых принципах в полной гармонии с программными документами социально-экономического развития отдельных субъектов Российской Федерации, регионов и России в целом.

2. Систему государственного учета ожидаемых доходов от использования недр через систему кадастровой оценки запасов месторождений полезных ископаемых и их учета государственной казной, что позволит эффективно управлять будущими и текущими сырьевыми доходами бюджета страны, регулировать и контролировать любые операции с продукцией МСК, а также даст реальные рычаги средне- и долгосрочного планирования мероприятий социально-экономического развития разного уровня.

3. Систему программно-целевого планирования и финансирования геологоразведочных, научно-исследовательских и геотехнологических работ, консолидирующих средства государства и внебюджетных источников в их «привязке» к отдельным центрам экономического развития (кластерам, территориально-производственным комплексам, промышленно-сырьевым узлам и др.) через рациональную и социально сбалансированную систему налогов и платежей со стороны добывающих компаний. Такие средства целесообразно консолидировать и распределять из единого фонда воспроизводства минерально-сырьевой базы.

Решение этих задач под силу только единой вертикально интегрированной структуре, эффективно координирующей и управляющей процессами воспроизводства минерально-сырьевой базы и развития минерально-сырьевого комплекса, способной решать задачи полного цикла — от регионального изучения недр до постановки запасов полезных ископаемых на государственный учет, от разработки современных технологий поисков до инновационных технологий разработки передаваемых в освоение месторождений и предельно возможного извлечения полезных компонентов.

Особенности применения традиционных методов поисков месторождений рудного золота в сложных горно-таежных ландшафтах

А.И.ИВАНОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Рассмотрены проблемы поисков рудного золота в сложных горно-таежных ландшафтах: в условиях залежных, заболоченных, покрытых курумниками склонах и водоразделах. Предложена методика использования наиболее экспрессных методов изучения делювиальных отложений (обломочный, шлиховой и литохимический) с целью поисков золоторудных объектов в таких условиях. Для создания обнаженности делювия, его изучения и опробования используется проходка шурфов, бульдозерных канав глубиной до 1 м, скважин пневмоударного бурения.

Ключевые слова: информативный слой делювия, шурфы, бульдозерные канавы, скважины пневмоударного бурения, опробование делювия.

Иванов Анатолий Иннокентьевич, a.ivanov@tsnigri.ru

Application peculiarities of traditional prospecting methods for ore gold deposits in complicated mountain-taiga landscapes

A.I.IVANOV

The problems of prospecting methods for gold ore in complicated mountain-taiga landscapes are described — for forested, swampy, slopes and watersheds covered by large boulders conditions. The technique of using the most fast methods of studying talus deposits is offered: elastic, placer and lithochemical methods for search of gold-bearing objects in such conditions. To exposure talus deposits and its studying and sampling the following works are produced: pit excavation, heavy crawler dozer trenching with depth of 1 m, air percussion wells drilling.

Key words: information layer of talus deposits, pits, dozer trenches, air percussion wells drilling, sampling talus deposits.

С древних времен с целью поисков месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (золота, касситерита, вольфрамит, тантало-ниобатов и др.) производилось изучение делювиально-элювиальных отложений. Во многих учебных пособиях и ряде методических руководств [8, 9 и др.] охарактеризованы такие методы изучения делювия, как обломочный (оконтуривание делювиальных свалов рудных тел), копушение (шлиховой), литохимический.

Метод оконтуривания делювиальных свалов рудных тел предполагает поиски и оконтуривание свалов рудных тел в маршрутах путем систематического исхаживания перспективной площади и «должен сочетаться с другими методами поисков — геологической съемкой, шлиховым методом, с копушением и обломочно-речным... Если склоны закрыты мхом, задернованы, то нужно произвести расчистки, просеки, снять в некоторых участках моховой покров и произвести наблюдения над делювиальным шлейфом с целью констатации в нем обломков рудных тел или обломков измененных вмещающих пород» [9, с. 166, 167].

Копушение производится для отбора шлиховых проб из «...рыхлых элювиально-делювиальных отложений с целью констатации в них устойчивых к выветриванию минералов. Оно широко должно быть применено в том случае, когда рудное тело не фиксируется ни в коренном залегании, ни в виде обломков в делювии... Размер копушей, которые задаются с целью взятия из них пробы, зависит от состава делювиального материала, его мощности и глубины залегания слоя, обогащенного искомым минералом... Если копушение проводится на склоне, покрытом рыхлым материалом (дресва, глина, мелкая щебенка), то вполне достаточно копуши делать размером 0,6 0,6 0,6 м. Если на склоне делювий состоит из крупных обломков... копуши должны иметь такую глубину, чтобы был вскрыт мелкий и рыхлый материал...» [9, с. 170—174], или «пробы отбирают с горизонтов появления песчано-глинистых примазок, способствующих концентрации зерен тяжелых минералов» [8, с. 16]. Шлиховые пробы подвергаются минералогическому анализу и, в необходимых случаях, минералого-геохимическому изучению [8].

Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в стандартном случае производится из копушей глубиной 15—20 см. Однако известно, что для выявления оптимального горизонта отбора проб необходимо провести опытно-методические работы — должен проходить шурф глубиной до 2,5 м для опробования каждого слоя почвенного профиля [6].

Однако стандартное применение всех этих методов поисков затруднено в условиях преобладания сложных горно-таежных ландшафтов, которыми характеризуются многие сибирские и северные области Российской Федерации. Одним из примеров таких площадей является Бодайбинский рудный район (Ленская золотonosная провинция), в пределах которого в бассейнах многих золотonosных рек преобладают залесенные, задернованные, заболоченные склоны и водоразделы (рис. 1). В таких условиях стандартными методами поисковые признаки не выявлялись, и перспективы этих территорий на обнаружение золоторудных месторождений оценивались отрицательно. В результате в связи с исчерпанием фонда перспективных участков к началу 1990-х годов положительные прогнозные оценки в Бодайбинском рудном районе имелись лишь для флангов известных объектов.

Проведенный в 1990-е годы металлогенический анализ всех материалов по золотonosности Бодайбинского рудного района позволил обосновать, на основе представлений о многоэтапном формировании золоторудных месторождений [3, 4, 5], перспективы ряда участков, характеризующихся преобладанием залесенных, задернованных и заболоченных склонов и водоразделов, и считавшихся ранее не пер-

спективными. Прогнозирование при этом основывалось на выделении по комплексу геологических, геофизических, геохимических, космогеологических, геоморфологических и других признаков основных рудоконтролирующих структур — синскладчатых зон расщепления (продольных разломов) с проявлением интенсивных золотonosных метасоматических процессов (железomagнезиальной карбонатизации и пиритизации). В их пределах в качестве перспективных были намечены узлы, где зоны пересекают литологически благоприятные горизонты и деформируются разломными и купольными структурами регионально-метаморфического и сингранитного этапов.

При выделении перспективных участков значительная роль отводилась также анализу материалов по россыпной золотonosности (размерность, морфология, пробность, цвет и другие физические особенности золота, линейная продуктивность россыпей, геологическое строение коренного плотика, результаты литохимического опробования по первичным ореолам коренных пород плотика и др.). В результате в северной части Бодайбинского рудного района было выделено несколько первоочередных участков (в ранге перспективного рудного поля), а в их пределах — перспективные узлы.

В связи с тем, что участки, выделенные при прогнозировании новых золоторудных объектов в условиях горно-таежных ландшафтов, характеризуются преобладанием залесенных, задернованных и заболоченных склонов и водоразделов (см. рис. 1) с развитием многолетнемерзлых моховых и гумусовых слоев значительной мощности, стала очевидной невозможность их изучения стандартными методами. Для



Рис. 1. Залесенные, задернованные и заболоченные склоны и водоразделы в пределах Мараканского рудного узла (видна р.Маракан)

таких территорий характерно отсутствие на поверхности или небольшой (доступной для исследования с помощью геологического молотка) глубине обломков пород, особенно относительно более подверженных процессам выветривания, гидротермально-измененных и рудоносных. При литохимическом опробовании по вторичным ореолам рассеяния отсутствует возможность отбора проб из глинистой фракции делювия, тем более из его информативного слоя.

Поэтому возникла необходимость разработки эффективной методики поисков в таких условиях, для чего были проведены специальные опытно-методические работы. Для этого был выбран Мараканский рудный узел Бодайбинского рудного района, где известна одна их богатейших в регионе россыпей золота. Она считалась дальнеприносной по двум основным причинам: из-за расположения среди высокометаморфизованных пород, где, по мнению многих исследователей [1, 2, 7 и др.], золотое оруденение не могло формироваться; из-за отсутствия здесь поисковых признаков золотого оруденения несмотря на проведение неоднократных поисково-съемочных, геофизических и геохимических работ. На этой территории в результате металлогенического анализа и прогнозной оценки были выделены потенциально-рудоконтролирующие структуры, а изучение разведочных данных по россыпи р. Маракан позволило сделать уверенный вывод о наличии достаточно контрастных рудных источников и локализовать участки ее питания.

Для применения наиболее экспрессных методов поисков: обломочного (оконтуривание делювиальных свалов рудных тел), шлихового и литохимических необходимо было создать профильную или пло-

щадную обнаженность делювиальных отложений, что и было сделано с помощью горных выработок и скважин. На начальном этапе опытных работ проводилось изучение разрезов делювиально-солифлюкционных отложений путем проходки шурфов и поинтервального их шлихового и литохимического по вторичным ореолам рассеяния опробования. Одна из основных проблем при проходке шурфов вручную — повсеместное развитие многолетней мерзлоты, в связи, с чем их можно было пройти только путем многократной зачистки оттаявшего слоя делювия. Однако обычно это не приводило к успеху — шурфы просто заполнялись водой, которая не уходила иногда и в следующем полевом сезоне. Поэтому методика была скорректирована; предварительно в таких участках стали проходить бульдозерные канавы для снятия мохово-гумусового слоя, обнажения верхнего слоя делювия, его протайки. Постепенно канавы углублялись до 1 м, затем в их полотно проходились шурфы. В результате изучения и опробования разреза делювиально-солифлюкционных отложений в канавах и шурфах было выяснено, что информативный слой повсеместно перекрыт кроме мохово-гумусово- торфяного слоя дальнеприносным делювием даже на крутых склонах.

Установлено, что при мощности делювиально-солифлюкционных отложений в 2—4 м обычно информативный слой делювия (в т.ч. с рудными обломками) перекрыт дальнеприносным делювием мощностью не менее 0,8—1,0 м, а при большой мощности делювиально-солифлюкционных отложений он может залегать на глубине нескольких метров (рис. 2).

Впоследствии аналогичная ситуация установлена на Светловском рудном поле Бодайбинского рудного



Рис. 2. Месторождение Ожерелье, рудная зона № 4 (вскрыта в полотно канавы):

делювий: 1 — рудный, 2 — дальнеприносной

района, и в других районах — Западном Прибайкалье и Восточном Саяне на Аройском и Игнокском рудных полях. Причем на двух последних рудных полях гидротермально-измененные породы и рудные зоны перекрываются крупноглыбовым курумником, перемещенным на многие сотни метров вниз по склону. При этом в его составе сохранились наименее измененные породы. Соответственно и вторичные ореолы рассеяния золота, серебра и мышьяка во всех таких случаях выявляются только опробованием в шурфах из бульдозерных канав глубиной до 1 м (рис. 3).

Итогом проведения опытных работ явилось включение на первой стадии поисков в комплекс работ (наряду с традиционными методами): проходки в элювиальных и делювиально-солифлюкционных отложениях шурфов глубиной 1 м и более с комплексом опробования (шлиховое, точечное, литохимическое по первичным (ПО) и вторичным ореолам рассеяния); проходки на залесенных, задернованных, заболоченных, закрытых курумовыми развалами склонах и водоразделах бульдозерных канав глубиной до 1 м и более с последующей проходкой в интервалах проявления рудоносных процессов шурфов с комплексом опробования для локализации контрастных шлиховых и литохимических ореолов для последующего их изучения канавами. В участках с повышенной мощностью делювиально-солифлюкционных отложений (до 10—25 м) для определения мест выхода на

поверхность коренных пород оказалось эффективным ударно-канатное и пневмоударное бурение.

Основная цель проходки шурфов, бульдозерных канав глубиной до 1 м и буровых скважин — **изучение делювиально-солифлюкционных отложений** — выявление в них обломков гидротермально-измененных и рудоносных пород, шлиховое и литохимическое опробование по первичным и вторичным ореолам рассеяния. В связи с этим в большинстве случаев на первом этапе изучения отсутствует необходимость добивки до коренных пород шурфов и бульдозерных канав глубиной до 1 м, что значительно ускоряет и удешевляет процесс поисков. Конечная цель проходки шурфов, бульдозерных канав глубиной до 1 м — оконтуривание выхода золотоносных зон на поверхность коренных пород для дальнейшего их целенаправленного изучения минимальным объемом канав и скважин.

В результате для выявления золоторудных объектов в сложных горно-таежных ландшафтных условиях был разработан **экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах**, апробация которого в Мараканском рудном узле привела к открытию месторождений Ожерелье и Ыканское, запасы которых поставлены на государственный баланс и где ведутся добычные работы. Применение этой методики прогноза и поисков позволило за несколько лет выявить так-

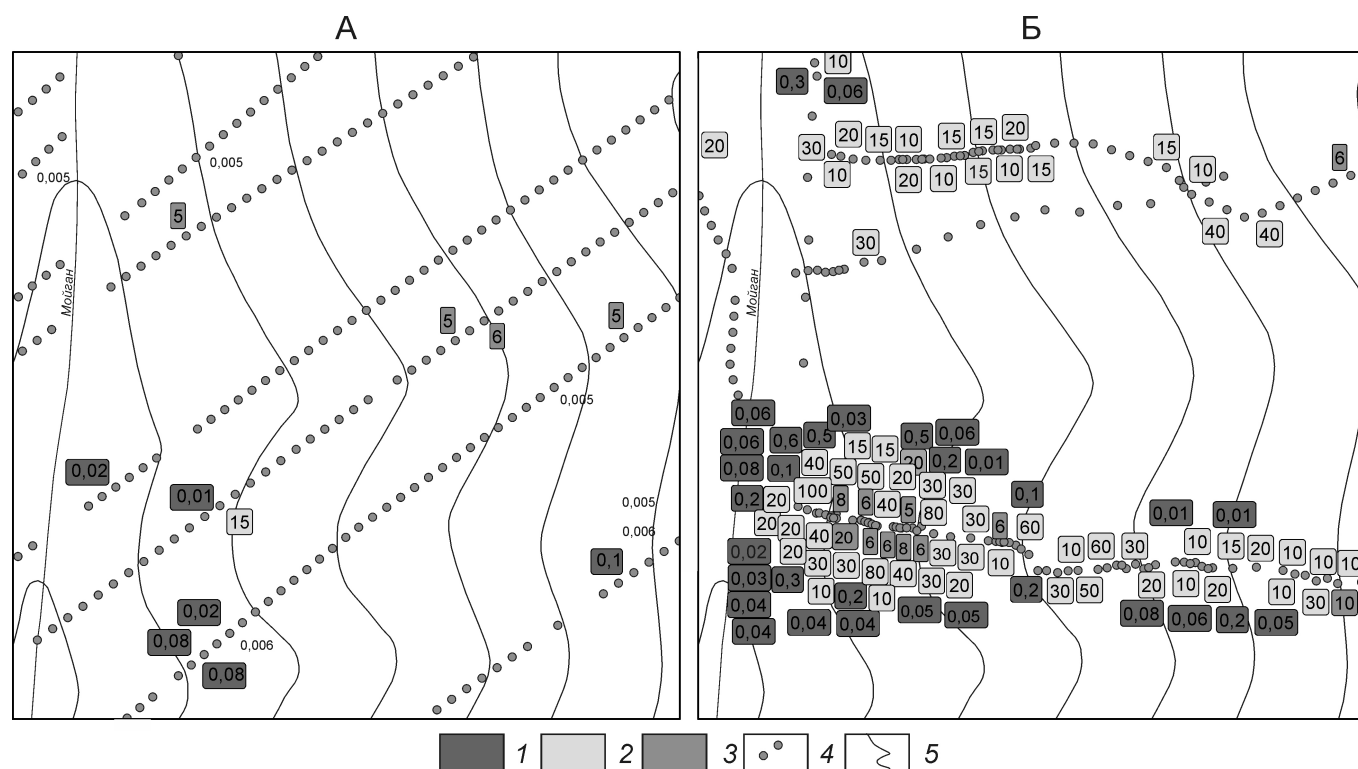


Рис. 3. Результаты литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния по профилям (А) и из шурфов по бульдозерным канавам глубиной до 1 м (Б) в пределах Мойганского участка Игнокского рудного поля:

1 — золото, г/т; 2 — мышьяк, 10⁻³%; 3 — серебро, 10⁻⁵%; 4 — точки отбора проб; 5 — изолинии рельефа

же месторождение Верхне-Угаханское (отчет с подсчетом запасов подготовлен недропользователем для передачи в государственную комиссию по запасам полезных ископаемых), рудные поля Светловское, Атырканское, Зоринско-Широкинское, Петровское с установленными рудными зонами и апробированными прогнозными ресурсами категорий P_1 и P_2 . Эта методика также была применена в Восточных Саянах, где в результате открыто Аройское месторождение (запасы поставлены на государственный баланс), и Западном Прибайкалье (выявлено Мало-Миндейского рудопроявления).

Характеристика рекомендуемых видов работ при поисках рудного золота в сложных ландшафтных условиях. Проходка шурфов. Цель проходки шурфов при документации — изучение делювиальных отложений для обнаружения слоев информативного делювия, выявление гидротермально-метасоматически-измененных пород, проведение шлихового, литохимического (по ПО и ВОР) и точечного опробований. Шурфы на первой стадии поисков имеют глубину 1 м (в необходимых случаях и более) и в большинстве своем не добиваются до коренных пород. Проходятся они с шагом 200—40—10 м, который зависит от конкретных условий и задач. Шурфы проходятся вручную в относительно крутосклонных условиях. После вскрытия многолетнемерзлого делювия шурф оставляется на оттайку, потом возможна его добивка до необходимой глубины. В местах с повышенной мощностью делювиально-солифлюкцион-

ных отложений, на залесенных и заболоченных склонах и водоразделах, курумниках предварительно проходятся бульдозерные канавы глубиной до 1 м для снятия верхнего малоинформативного слоя делювия, обнажения и оттайки мерзлых пород для последующей проходки шурфов (рис. 4).

По бульдозерным канavam глубиной до 1 м или линиям шурфов «по целикам», в случае выделения потенциально-рудоносных зон по обломкам гидротермально-измененных пород или по данным шлихового опробования, проходятся детализационные более глубокие шурфы с шагом 20—10 м по возможности до коренных пород (без крепления в устойчивых породах — до 2 м). Их основной целью также является изучение делювия — для определения мест вскрытия потенциально-рудоносных зон канавами до коренных пород и(или) скважинами.

Проходка бульдозерных канав глубиной до 1 м. При изучении рудоносных структур на участках поисковых работ, где распространена многолетняя мерзлота (залесенные, задернованные и заболоченные склоны и водоразделы) и курумовые развалы, проходка шурфов в значительной степени затруднена. В таких условиях площадным опробованием по профилям ВОР золота могут устанавливаться только в благоприятных условиях — на отдельных водоразделах. После проходки бульдозерных канав глубиной до 1 м, оттайки делювия, проходки шурфов и их опробования выявляются контрастные вторичные ореолы рассеяния и шлиховые ореолы золота (см. рис. 3).



Рис. 4. Проходка шурфов глубиной 1 м (залиты водой) по бульдозерной канаве глубиной до 1 м после оттайки делювия (Атырканская площадь)

Проходятся бульдозерные каналы глубиной до 1 м для пересечения предполагаемых рудоносных структур или, на первой стадии поисков таких структур, в нижних частях склонов долин золотоносных рек. Бульдозерная канава глубиной до 1 м вскрывает многолетнемерзлые делювиальные отложения (см. рис. 4), после оттайки документируется, проводится опробование измененных пород, геохимическое опробование по ВОР (шаг 20 м) и выделяются интервалы для проходки шурфов (шаг 20—40 м) с комплексом опробования.

Таким образом, бульдозерные каналы глубиной до 1 м проходятся для изучения элювиально-делювиальных отложений, выявления и локализации потенциально-рудных зон и **в большинстве случаев не вскрывают коренные породы**. Последующая проходка канав для вскрытия и опробования коренных пород целенаправленно осуществляется только в тех частях бульдозерных канав глубиной до 1 м, где или выявлены контрастные шлиховые и литохимические по ВОР и ПО аномалии золота, уровень содержания которого свидетельствует о возможности выявления рудных пересечений, или визуально при документации выявляются очевидно потенциально-рудные интервалы. Поэтому значительно сокращается объем канав, необходимых для вскрытия рудных зон в коренном залегании, что существенно удешевляет поисковые работы.

Следует отметить, что проходка бульдозерных расчисток эффективна на ранних стадиях поисковых работ и в крутосклонных ландшафтных условиях с широ-

ким развитием курумниковых развалов, где проходка шурфов затруднена. Так как курумники сложены наименее измененными породами и перекрывают зоны гидротермально-измененных пород, проходка бульдозерных расчисток глубиной 1,0—1,5 м позволяет вскрыть делювий ближнего сноса, провести его опробование, в случае необходимости пройти по расчистке шурфы и в дальнейшем вскрыть канавой потенциально-рудные интервалы. Именно таким образом выявлено большинство рудоносных зон на Аройском золоторудном месторождении (рис. 5).

Пневмоударное бурение. Представленная на рис. 1 ландшафтная обстановка (выположенные залесенные, задернованные и заболоченные склоны) характеризуется значительной мощностью делювиальных и делювиально-солифлюкционных отложений (до 10 и более метров). В таких условиях проходка шурфов, даже из бульдозерных расчисток, не позволяет вскрыть слой рудоносного или просто делювия ближнего сноса для его изучения и опробования и, соответственно, не позволяет выявить рудоносные зоны. Такая ситуация наглядно представлена на рис. 2 — мощность многолетнемерзлого делювия 8 м, а рудоносный делювий рыжего цвета (1) перекрыт несколькими «слоями» безрудного (2), что исключает возможность выявления рудной зоны геохимическими методами.

Для поисков рудоносных зон под мощным чехлом многолетнемерзлых делювиально-солифлюкционных отложений применяется пневмоударное бурение, которое осуществляется диаметром 132 мм однометровыми



Рис. 5. Выявление перекрытых курумником рудных свалов в делювии при документации бульдозерной канавы глубиной до 1 м (Аройское рудное поле)

интервалами. Каждый интервал документируется, включая обязательную фотодокументацию (рис. 6) и опробуется. Все пробы из делювия промываются (вес пробы 28—36 кг) и шлихи направляются на минералогический анализ. Коренные породы документируются, особое внимание уделяется гидротермально-метасоматическим изменениям. Материал проб из потенциально-рудных интервалов направляется сразу на полное дробление с последующим отбором навесок для аналитических работ и промывкой всего оставшегося материала с получением тяжелой фракции для минералогического анализа. По результатам бурения составляются разрезы с разносткой аналитических данных и сведений по проявлению гидротермально-метасоматических процессов, в т.ч. в делювиальных обломках, и составляется геологическая карта поверхности коренных пород с выносом на нее рудоносных зон. На рис. 2 представлена канава, вскрывшая рудную зону, выявленную скважинами пневмоударного бурения, по золотоносности делювия (шлиховое опробование) и в коренных породах.

Следует отметить, что пневмоударное бурение, эффективное по многолетнемерзлым породам, затруднено в таликовых разрезах и неэффективно при значительных водопитоках. В таких случаях возможно использование ударно-канатного или колонкового бурения.

Опробование. Шлиховое опробование элювиально-делювиальных отложений традиционно является одним из ведущих методов при поисках рудоносных зон [8, 9]. Наличие в делювии значительных содержаний золота свидетельствует о существовании его устойчивого рудного источника и о возможности ло-

кализации этого источника шлиховым методом. Эффективность его применения значительно возрастает при использовании полевого минералогического экспресс-анализа. Это позволяет выявлять шлиховые ореолы золота в рыхлых отложениях в течение короткого периода времени и оперативно определять места для вскрытия и изучения минерализованных зон. Поэтому шлиховому опробованию делювиальных отложений при проходке шурфов уделяется особое внимание, и главным требованием при этом является опробование всех слоев делювиальных отложений с целью выявления среди них собственно рудоносного, что позволяет более целенаправленно планировать поисковые работы следующей стадии. При обнаружении слоистости делювиальных отложений соответственно в каждом слое при его изучении производится опробование обломков измененных пород и отбор проб по вторичным ореолам рассеяния. Объем шлиховых проб обычно составляет 0,01 м³, что соответствует методическим рекомендациям [8, с.17] и, по опыту работ, является достаточным для выявления минерализованных зон и рудных пересечений. Из шурфов пробы отбираются задириковым способом: при глубине шурфа 1 м — из призабойной части; из более глубоких шурфов при отсутствии слоистости делювия — из призабойной части в случае остановки шурфа в рыхлых отложениях или над коренными породами; при наличии слоистости опробуется каждый слой.

По материалам шлихового опробования делювия из шурфов золотоносные минерализованные зоны практически на всех типах руд и ландшафтов трассируются шлиховыми ореолами золота с содержаниями



Рис. 6. Фотодокументация однометрового интервала пневмоударного бурения в приемном бункере

выше 0,01—0,1 г/м³, а рудные пересечения — более 0,5—1 г/м³.

При пневмоударном и ударно-канатном бурении опробование производится одномоетровыми пробами, объем проб составляет 0,013—0,015 м³.

Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния производится из всех шурфов совместно со шлиховым из забоя или над коренными породами (в случае их вскрытия) и из всех слоев делювия. В пределах частей бульдозерных «расчисток», где по результатам их документации на первом этапе не предполагается проходка шурфов, пробы по вторичным ореолам рассеяния отбираются с шагом 20 м с полотна бульдозерных канав глубиной до 1 м.

В пробы отбирается песчано-глинистая фракция элювиально-делювиальных отложений. Масса проб 150—200 г. Контроль опробования стандартный 3%.

По опыту работ, минерализованные зоны выделяются содержаниями золота 0,01—0,1 г/т, а рудные зоны 0,5 г/т. При содержаниях золота 1 г/т обычно велика вероятность вскрытия канавами рудных пересечений.

Литохимическое опробование по первичным ореолам (сколковое) проводится во всех горных выработках и скважинах пневмоударного бурения. При документации бульдозерных канав глубиной до 1 м сколки отбираются из всех пород, измененных гидротермально-метасоматическими процессами, с максимальным шагом 40—50 м. Из шурфов, вскрывших коренные породы, сколковые пробы отбираются из коренных пород, не охваченных точечным или бороздовым опробованием и из обломков минерализованных пород делювия и элювия. При пневмоударном и ударно-канатном бурении проба получается путем многократного деления (на делителе Джонса). Масса проб 150—200 г.

По опыту работ, минерализованные зоны выделяются содержаниями золота 0,01—0,1 г/т, а рудные зоны 0,5—1 г/т.

Точечное опробование применяется для геохимической и минералогической характеристики всех типов минерализованных гидротермально-метасоматически измененных пород, установленных в делювии и в коренном залегании, вскрытом бульдозерными канавами глубиной до 1 м и шурфами.

Точечные пробы весом 2—5 кг отбираются методом отбора отдельных кусочков из однотипных пород. После дробления до 1 мм и отбора навески на спектральный и другие анализы, оставшийся материал («хвост») промывается на лотке для получения шлиха для минералогического анализа.

Последовательность (методика) поисков золоторудных месторождений в сложных ландшафтных условиях. Геологоразведочные работы включают в себя ряд стандартных стадий, первыми из которых являются:

металлогенический анализ геолого-геофизической и геохимической информации и прогнозирование (выбор территории под поисковые работы);
поисковые работы.

Металлогенический анализ геолого-геофизической и геохимической информации должен осуществляться исходя из того, что отрицательные результаты поисков рудных объектов предшествующими работами на ряде участков могут быть обусловлены преимущественно двумя факторами — плохой облаженностью территории (прежде всего, рудных зон) и приоритетом при прогнозировании рудных объектов наличие поверхностных вторичных ореолов рассеяния золота. Поэтому участки, где вторичные ореолы золота отсутствовали или были слабо контрастными, относились к бесперспективным. В результате анализа и последующей прогнозной оценки должны выделяться предполагаемые рудоносные структуры, участки питания аллювиальных россыпей золота для локализации перспективных площадей и концентрации в их пределах поисковых работ.

Поисковые работы. В связи с тем, что при металлогеническом анализе и прогнозировании в пределах каждой перспективной территории выделяются локальные участки для концентрации поисковых работ, она в целом изучается неравномерно. Поиски проводятся в три стадии.

На *первой стадии* в комплекс работ входят: геологические маршруты по относительно облаженным местам, проходка шурфов глубиной 1 м, опробование — шлиховое, точечное, литохимическое по первичным и вторичным ореолам рассеяния, площадные геофизические работы.

Важнейшей нетрадиционной составляющей этого этапа является проходка шурфов глубиной 1 м, которая проводится по поисковым профилям для пересечения рудоносных структур в наиболее перспективных узлах в их пределах. Шаг шурфов 40 м, с детализацией до 20—10 м. Из шурфов отбираются пробы: шлиховый, по вторичным ореолам рассеяния (с 1 м), литохимические (сколковые) из всех измененных пород, точечные из потенциально рудоносных пород. При наличии «слоистого» делювия отбор всех проб осуществляется из каждого слоя.

В тех случаях, когда при металлогеническом анализе не удается локализовать рудоконтролирующие структуры, проходка шурфов осуществляется на первой стадии в нижних частях бортов долин. Шаг проходки шурфов составляет 200—40 м и меняется в зависимости от взаимной ориентировки долины и предполагаемых рудоносных структур.

Если на склонах из-за развития многолетней мерзлоты, крупноглыбовых курумников проходка шурфов значительно затруднена, или мощность делювиально-солифлюкционных отложений превышает 3 м, предварительно проходятся бульдозерные канавы глубиной до 1 м. Они проходятся или в нижних час-

тях пологих заболоченных склонов, или пересекают предполагаемые рудоносные структуры. После документации этих канав в необходимых интервалах проходятся шурфы со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования.

На *второй стадии* для локализации эпицентров выявленных шлиховых и геохимических ореолов проходятся шурфы до коренных пород со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования. В случае, когда мощность делювиально-солифлюкционных отложений превышает 4—6 м и их верхние доступные для изучения шурфами слои представлены дальнепринесенными породами, для изучения нижних его слоев и локализации минерализованных зон в коренных породах используется пневмоударное, ударно-канатное или другие виды бурения со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования.

На *третьей стадии* выявленные эпицентры ореолов вскрываются канавами, установленные минерализованные или рудные зоны прослеживаются по простиранию канавами и на глубину скважинами колонкового бурения с проведением соответствующего стандартного комплекса опробования.

В заключение следует отметить, что методика была разработана и апробирована при изучении Мараканского рудного узла, где выявлены месторождения Ожерелье и Ыканское. В дальнейшем методика успешно применена в Иркутской области при выполнении государственных контрактов по проведению поисково-оценочных работ в пределах Аройского и Светловского рудных полей, поисковых работ в северной части Кропоткинского рудного поля, на

Атырканской площади и в юго-восточной части Нирундинского рудного узла.

Эта методика применена и при ревизионно-поисковых работах на вольфрам, олово в Бодайбинском горнорудном районе, в процессе которых установлены перспективные рудопроявления.

В настоящее время данная методика апробируется в четырех проектах на проведение поисковых работ ФГУП ЦНИГРИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурак В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. — Новосибирск: Наука, 1975.
2. Бурак В.А. Метаморфизм и золотое оруденение // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. — М.: Наука, 1981. С. 31—48.
3. Иванов А.И. Закономерности формирования линейной складчатости северной части Байкало-Патомского нагорья // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Иркутск, 1984.
4. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. 2004. № 8—9. С. 17—23.
5. Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. — М.: Недра, 1995.
6. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. — М.: Недра, 1983.
7. Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. и др. Ленский золотonosный район. В 2 т. // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 85. Т. 1 / Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотonosности. — М.: Недра, 1971.
8. Поиски золоторудных месторождений шлиховым минералого-геохимическим методом. — М., 1986.
9. Руководство по ведению геологоразведочных работ. — Магадан, 1949.

Редкометалльные, редкоземельные элементы в оловорудных месторождениях разных генетических типов Сихотэ-Алиня

А.А.ШНАЙДЕР, Д.В.АВДЕЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, д.65)

Впервые определены содержания редкоземельных элементов в продуктах различных стадий формирования оловорудных месторождений двух разных генетических типов (плутоногенном грейзенового типа и вулканогенном — оловянно-порфирового). Месторождения олово-порфирового типа следует считать комплексными: помимо Sn и попутчиков II и III групп (Cu, Pb, Zn, Bi, Rb) выявлены повышенные стабильные содержания легких редкоземельных элементов (La, Ce, Nd), Y во всех продуктивных на олово породах. На месторождениях грейзенового типа рекомендовано попутно извлекать редкоземельные элементы.

Ключевые слова: олово, редкоземельные элементы, месторождения, вулканогенные, плутоногенные, генетические типы, грейзеновый, редкометалльное оруденение, рекомендации.

Шнайдер Алевтина Александровна, schneider@itig.as.khb.ru

Авдеев Даниил Вадимович, d_avdeev@itig.as.khb.ru

Rare metal and rare earth elements in the Sikhote-Alin tin deposits of different genetic types

A.A.SHNAIDER, D.V.AVDEEV

For the first time, REE contents were assessed in tin deposits of different genetic types (plutonic greisen-type, volcanogenic unconventional) at different stages of their formation and compared. Recommendations are given. Unconventional type deposits should be considered complex: in addition to Sn and accompanying elements of groups II and III (Cu, Pb, Zn, Bi, Rb) there are ascertained stable high contents of light REE (La, Ce, Nd, Y) in all rocks productive for Sn. It is recommended to simultaneously extract REE at greisen-type deposits.

Key words: tin, rare earth elements, deposits, volcanogenic, plutonic, genetic types, greisen-type, rare metal mineralization, recommendations.

Исследование распределения редкометалльных, редкоземельных и радиоактивных элементов в оловорудных месторождениях Сихотэ-Алиня проведено на месторождениях двух генетических типов: 1) плутоногенное месторождение грейзенового типа с комплексными оловянно-молибден-вольфрамовыми рудами касситерит-кварцевой формации, приуроченное к гранитоидам (месторождение Тигриное); 2) вулканогенное месторождение, нетрадиционного, нового типа, отнесенное к оловянно-порфировому типу, генетически связанное с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии (месторождение Мопан). Оба месторождения находятся в Сихотэ-Алинском орогенном поясе: Мопан расположено в его северной части, в Бута-Коппинском районе Хабаровского края, Тигриное — в западной части Арминского рудного района Приморского края. Подробная характеристика месторождений освещена в ряде работ [1, 2, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 16].

Для исследования на обоих объектах отбирались пробы из разновременных минеральных ассоциаций, характеризующие процессы минералообразования во времени. Пробы анализировались на редкометалльные, редкоземельные и радиоактивные элементы в Хабаровском инновационно-аналитическом центре

при Институте Тектоники и Геофизики им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН. Определение содержания редких металлов, редкоземельных и радиоактивных элементов в рудных образцах проводилось методом ИСП масс-спектрометрии на приборе Elan DRC II PerkinElmer (США). Пробоподготовка осуществлялась кислотным разложением в микроволновом поле. Содержание петрогенных элементов определялось методом рентгено-флюоресцентной спектрометрии аналитиком Л.М.Ильиным. В работе также использовались результаты анализов монопроб минералов, пранализированных в ДВИМС аналитиками В.М.Самышкиной и С.Г.Ромашкиной.

Обсуждение результатов исследований по месторождению Тигриное. Рудная минерализация на Тигрином месторождении пространственно и генетически связана с гранитоидным штоком редкометалльных литий-фтористых гранитов с оловянно-вольфрам-молибденовым оруденением. Месторождение образовывалось на протяжении 56 млн.лет [9]. В процессе формирования гранитов выделено две субфазы: ранняя (протолитионитовых гранитов), слагающих верхний Малый шток — залежь Тигренок, в котором сосредоточено около 20% запасов месторождения, и поздняя (порфировидных гранитов), сфор-

мировавших субпараллельный штокверк Тигриный, прослеженный до глубины более 650 м. Процесс минералообразования рассмотрен авторами ранее с обоснованием выделения этапов, стадий и их последовательности [2, 10, 11, 14]. Здесь же ограничимся их перечислением от ранних стадий процесса к поздним. I этап: 1-я молибденит-кварцевая, 2-я пегматоидная и 3-я автогрейзеновая стадии (формируется конформное тело грейзенов, залежь Тигренок); II этап: 4-я слюдисто-кварцевая и 5-я топаз-полевошпат-кварцевая стадии (формируется субпараллельный штокверк Тигриный); III этап: формируются рудоносные брекчии и хлорит-сульфидные жилы 6-й и 7-й стадий и продукты 8-й карбонатной стадии. По данным химических анализов во всех перечисленных стадиях преобладает K над Na ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 0,01—0,7), лишь в минерализации 1-й молибденит-кварцевой стадии это отношение равно 1. В поздних минеральных ассоциациях повышаются содержания Fe от 12,32 до 25,69%. При сравнении химического состава автогрейзеновой стадии со штокверковой минерализацией в штокверке отмечаются более высокие содержания K (K_2O до 1,9%) и Fe (Fe_2O_3 до 5,8%). Для автогрейзеновой стадии характерна пересыщенность глиноземом (Al_2O_3 21,93%) за счет интенсивной каолинизации, развивающейся по полевым шпатам и слюде. В штокверке содержание Al_2O_3 колеблется от 2,8 до 6,89%. В связи с тем, что процесс формирования месторождения был длительным, сложным, в разные стадии с растворами поступали полезные компоненты в неодинаковых количествах, придающие рудам комплексность, это проявилось и в распределении редких металлов и редкоземельных элементов. В целом на месторождении наблюдаются высокие содержания РЗЭ (TR составляет 780,57 г/т). При формировании месторождения проявлены два максимума накопления РЗЭ: в топаз-полевошпат-кварцевую стадию (TR 327,18 г/т) и в карбонатную (TR 207,97 г/т). На других стадиях концентрации РЗЭ на один или два порядка меньше. По-видимому, это зависело от активности проявления процессов.

Наиболее продуктивным был процесс становления штокверковой минерализации в топаз-полевошпат-кварцевую стадию, при формировании которой гидротермальные растворы с высокими содержаниями F привносили не только больше редких (Li, Sn, W, Nb, Rb) и цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Bi), но и повышенные содержания легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd), а также Y и Sc. Концентратором Sc были касситериты и вольфрамиты (по данным 15 монопроб касситерита содержание Sc колеблется от 46 до 520, в среднем 254 г/т). Такие концентрации Sc могут рассматриваться как попутчики группы III. Кристаллизация минералов осуществлялась из гидротермальных растворов: T_f кварца от 320 до 275 °C, гомогенизация проходила по типу I (в жидкость). Молибденит-кварцевая стадия представлена кварц-молибденитовыми про-

жилками с висмутовой минерализацией и небольшим количеством сульфидов, развивающимися по системам контракционных трещин, образовавшихся вокруг интрузива в процессе его остывания [8]. Содержания РЗЭ в этих прожилках ниже кларковых. Для данной стадии характерны повышенные содержания Mo и Bi, сконцентрированные в висмутине, висмуте самородном, теллуридах висмута и молибдените — попутчиках группы II. По данным T_f кварца температуры колеблются от 420 до 300 °C. Гомогенизация высокотемпературных включений происходит по типу II (в газ), более низкотемпературных — по типу I (в жидкость). Это свидетельствует о том, что растворы были пневматолитово-гидротермальные. В процессе становления гранитоидного штока в участках его пологих контактов с нижнемеловыми осадочными породами сформировались зоны пегматитов мощностью до 25 м. Кристаллизация минералов в эту стадию происходила из пневматолитового «расплава—раствора» при температуре от 650 до 450 °C. В пегматитах наряду с газовой-жидкими включениями, гомогенизирующимися в газ, наблюдаются затвердевшие (расплавные) включения. На основании экспериментальных данных установлено, что кристаллизация таких «расплавов—растворов» начинается при высоких температурах и завершается при температурах довольно низких, с переходом эвтектики в гели [4]. Присутствие в подобных «расплавах—растворах» Li и F (даже в долях %) понижает температуры конца кристаллизации данной эвтектики. В пегматитовой стадии содержание Li 69,55 г/т. Как и для предыдущей стадии характерны высокие содержания Mo и Bi (попутчиков группы II), небольшое количество S и Se (в виде гуанохуатита $\text{Bi}_2(\text{Se},\text{S})_3$). По сравнению с другими стадиями здесь несколько больше Ta и Nb (попутчиков III группы), благодаря вхождению их в виде изоморфной примеси в касситериты. В данной ассоциации также присутствует U 12,99 г/т, что в 3 раза выше кларка. Содержание редкоземельных элементов в пегматитах ниже кларковых.

В автогрейзеновую стадию сформирована конформная залежь Тигренок, для которой характерны невысокие количества РЗЭ. В качестве изоморфной примеси в касситеритах привлекает внимание только Sc (на уровне 2K). Концентраторы Sc — протолитионит [9], а также касситерит и вольфрамит в качестве попутчиков группы III. Среднее содержание Sc в касситеритах 940, а в вольфрамитах 1700 г/т (данные 10 монопроб). Установлены повышенные содержания Sn, W, Li, Nb и Bi. Концентраторами Bi и Li являются висмутин и протолитионит, Nb — касситерит. Содержание ниобия в 5 монопробах касситерита от 1800 до 4400, среднее 3100 г/т. Так же отмечены небольшие количества Cu, Zn, Pb (на уровне 2—4 K) — попутчиков группы II. Кристаллизация минералов данной стадии происходила из расплава—раствора при температуре гомогенизации кварца 650—300 °C. Здесь

также, как и в пегматоидах, наряду с газовой-жидкими включениями, наблюдаются затвердевшие (расплавные), в которые погружены кристаллы касситерита и вольфрамита. Газово-жидкие включения гомогенизируются по типу II (в газ). Для этапа трех стадий (молибденит-кварцевая, пегматоидная и автогрейзеновая) установлена четкая корреляционная связь между Mo и Bi [2]. Кристаллизация происходила из высокотемпературных пневматолитовых и пневматолитово-гидротермальных растворов раньше кристаллизации W и Sn минерализации.

Процесс формирования субпараллельного штокверка начался со становления прожилков слюдисто-кварцевой стадии, в которых преобладают минералы: кварц, циннвальдит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит. На контактах с вмещающими породами эти прожилки сопровождаются грейзеновыми оторочками, мощность которых в роговиках от 1 мм до первых сантиметров. В гранитоидах более проницаемых, чем роговики, мощность оторочки грейзенизации большая — от 1 до 10 см. В отличие от предыдущего процесса здесь циннвальдитовые слюды характеризуются меньшими содержаниями Si, Fe, Mg. Количество РЗЭ самое минимальное, не заслуживающее внимания. Данная стадия обеднена и редкометалльными компонентами: здесь только повышенные содержания Zn и небольшое количество Li.

T_f кварца колеблется от 480 до 300 °C. Растворы гидротермальные: вакуоли в кварце гомогенизировались по типу I (в жидкость). В рудоносных брекчиях, имеющих взрывно-гидротермальную природу, рудная минерализация развивается в цементе брек-

чий. Содержания РЗЭ в брекчиях низкие: превалирует в небольших количествах Sc (2,5 К), как изоморфная примесь в касситерите и вольфрамите. Вольфрамит обогащен гюбнеритовой молекулой и включает высокие содержания MnO 15,50—18,91% [15]. В небольшом количестве появляются сульфидные минералы (табл. 1). Из редких металлов наблюдаются в повышенных содержаниях Li и Rb, концентратом которых является циннвальдит, небольшие количества Nb, Ta — изоморфные примеси в касситеритах и вольфрамитах.

Хлорит-сульфидная стадия является более поздней среди продуктивных. Она представлена жилами мощностью от нескольких сантиметров до 1,8 м, протяженностью первые сотни метров и секущими штокверковую минерализацию. Отличительная особенность жил — обилие в них сульфидных минералов, интенсивная хлоритизация, более низкие температуры (T_f кварца 245—165 °C) и присутствие Sn в трех формах: сульфидной (станнин), гидратной (варламовит) и окисной (супергенный касситерит) при преобладании станнина. При окислении происходит разложение станнина на халькопирит, супергенный касситерит и варламовит. По содержанию редких металлов и РЗЭ данная стадия резко отличается от других: здесь отмечаются высокие концентрации Sn, Cu, повышенные содержания Zn, Ag, из РЗЭ — повышенные содержания Sc и Eu. Концентратом серебра является станнин, в котором выявлено Ag от 300 до 1864 г/т (по данным химического анализа 4-х монопроб станнина). Немного повышены содержания W и Bi (см. таблицы 1, 2, 3).

1. Вещественный состав руд месторождения Тигриное. С использованием материалов работы [14]

Стадии минералообразования	Минералы
Молибденит-кварцевая	Кварц, молибденит , висмутин, висмут самородный, теллуриды висмута (халькопирит, арсенопирит, сфалерит — очень мало)
Пегматоидная	Кварц, полевой шпат, молибденит , касситерит, гуанохуатит, висмутин, мусковит , сфалерит (мало)
Автогрейзеновая	Кварц, топаз, калиевый полевой шпат, протоитионит, вольфрамит (Wt), касситерит , ильменит, молибденит, висмутин, арсенопирит, флюорит, станнин, сфалерит , пирит, апатит, циркон
Слюдисто-кварцевая	Кварц, циннвальдит, касситерит, вольфрамит (Wt), арсенопирит , топаз, флюорит, берилл, апатит, сфен
Топаз-полевошпат-кварцевая	Кварц, полевой шпат, топаз, вольфрамит (F), касситерит , арсенопирит, флюорит, станнин, сфалерит, апатит, серицит, леллингит, берилл, сфен, циркон, халькопирит и галенит (мало)
Рудоносных брекчий	Кварц, касситерит, вольфрамит (H), арсенопирит, пирит, циннвальдит, сфалерит, станнин , халькопирит, галенит, родохрозит (мало)
Хлорит-сульфидная	Кварц станнин, сфалерит хлорит, халькопирит, пирит, леллингит, родохрозит , вольфрамит (H), галенит, мельниковит-пирит, джемсонит, марказит, касситерит (супергенный), варламовит, золото самородное сафлорит, скородит и другие гипергенные минералы Fe, Cu, Zn, Pb
Карбонатная	Кальцит , флюорит, пирит, хлорит, пирротин, галенит, халькопирит, серицит

Примечание. Типы вольфрамита: Wt — вольфрамит, F — ферберит, H — гюбнерит; выделенные минералы преобладают.

2. Распределение редкоземельных элементов на месторождении Тигриное, в г/г

Стадии минералообразования	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Sc	TR
Молибденит-кварцевая	1,68	4,90	0,56	1,79	0,43	0,03	0,33	0,04	0,19	0,03	0,08	0,01	0,10	0,01	0,46	1,81	12,45
Пегматитовая	1,59	5,79	0,83	3,58	2,38	0,04	2,24	0,56	3,40	0,51	1,34	0,21	1,59	0,21	3,70	7,94	35,91
Автогрейзеновая	5,68	17,32	1,74	4,45	1,27	0,03	0,97	0,14	0,80	0,15	0,54	0,11	1,07	0,16	2,47	12,86	49,76
Слюдисто-кварцевая	0,084	0,237	0,029	0,091	0,028	0,001	0,024	0,004	0,021	0,004	0,012	0,002	0,019	0,003	0,23	5,82	6,60
Топаз-полевошпат-кварцевая	42,81	108,10	11,75	49,02	8,33	0,11	9,75	1,43	8,53	1,67	5,52	0,86	6,48	1,00	63,36	8,46	327,18
Рудоносных брекчий	7,12	17,28	2,10	4,52	2,03	0,15	1,93	0,25	1,28	0,22	0,64	0,09	0,62	0,10	6,44	14,82	59,59
Хлорит-сульфидная	1,24	2,69	0,45	2,20	0,65	0,33	1,16	0,20	1,62	0,40	1,45	0,22	0,76	0,27	18,43	48,85	80,92
Карбонатная	37,20	86,58	8,55	33,89	6,69	0,75	6,47	0,68	3,27	0,53	1,67	0,21	1,62	0,23	16,79	2,84	207,97
Итого TR																	780,39

Примечание. Содержания элементов не нормированы.

Карбонатная стадия (T_f кварца 235—145 °C) завершает процесс формирования месторождения. В растворах преобладали Fe, K, Mg, Ca, F и небольшое количество Cs, Rb, Pb; в повышенных содержаниях присутствуют La, Ce, и Eu.

Повышенные содержания Eu в хлорит-сульфидной стадии можно объяснить окислительной обстановкой при их формировании. Об этом свидетельствуют присутствующие здесь минералы: мельниковит-пирит, марказит, варламовит, скородит и другие (см. табл. 1).

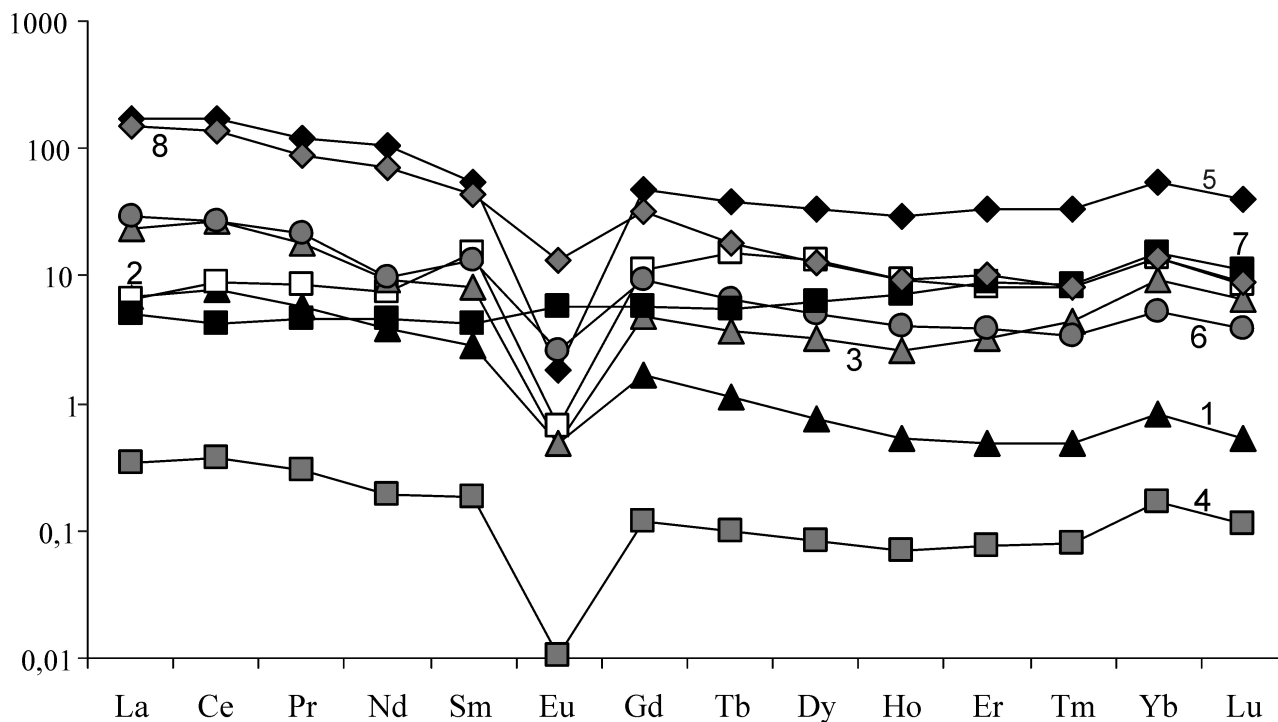
Изучение графиков распределения РЗЭ показало постепенное понижение кривых от La до Lu, от более повышенных значений легких элементов (La, Ce, Pr, Nd) к более низким значениям тяжелых элементов (Er, Tm, Yb, Lu) с резко выраженным Eu минимумом (рис. 1). Исключение составляет хлорит-сульфидная стадия, в которой происходит плавный подъем от легких РЗЭ в сторону тяжелых. Наличие Eu аномалии связано с его поливалентностью. В восстановительной обстановке преобладает двухвалентная форма, а в окислительных условиях европий находится в трехвалентной форме и ведет себя также как и другие редкоземельные элементы [5]. Причины возникновения аномалии Eu вызваны тем, что в двухвалентном состоянии он активнее входит в структуру некоторых минералов, особенно полевых шпатов, происходит накопление его в этих минералах и дает положительную аномалию (избыток Eu), если эти минералы удалялись из раствора (фракционировали), возникала порода с отрицательной Eu аномалией [3]. В таблице на рис. 1 приведены данные по отношениям некоторых редкоземельных элементов: $(La/Lu)_n$, $(La/Yb)_n$ и (Eu/Eu^*) для разных стадий процесса формирования месторождения Тигриное. Степень дифференцированности породы по отношению легких РЗЭ к тяжелым выражается через $(La/Lu)_n$. В более дифференцированных породах это отношение выше, чем в менее дифференцированных. Для кварц-молибденитовой и карбонатной стадии характерна высокая степень дифференцированности от 12,94 до 16,87, слабо дифференцированные хлорит-сульфидная и пегматитовая стадии, в которых это отношение колеблется от 0,46 до 0,76. Аналогичный результат получен через отношение $(La/Yb)_n$. Для разных стадий Тигриногo месторождения отмечается большой разброс данного отношения, которое колеблется от 0,340,48 до 8,26—10,96. По-видимому, это связано с длительностью формирования месторождения, происходящего из различных порций раствора неодинакового состава: от высокотемпературного пневматолитово-гидротермального процесса до гидротермального низкотемпературного, при которых происходило то слабое фракционирование РЗЭ — низкие $(La/Yb)_n$, то более интенсивные проявления фракционирования — высокие $(La/Yb)_n$. Расчет глубины Eu аномалии произведен по формуле

$$Eu / Eu^* = Eu_n / (Sm_n \cdot Gd_n)^{1/2}$$

3. Содержание редких элементов и цветных металлов, урана и тория на месторождении Тигриное, в г/т

Стадии минералообразования	Li	Be	P	Ti	Cu	Zn	Rb	Zr	Nb	Mo	Sn
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Молибденит-кварцевая	88,66	0,52	24,52	94,76	160,45	83,49	48,19	1,30	1,18	16 640,22	61,96
Пегматонидная	69,55	0,76	23,11	36,93	241,71	830,12	230,57	8,92	36,84	10 8074,80	140,58
Автогрейзеновая	674,94	0,87	138,09	20,12	279,59	268,13	326,50	29,58	18,29	8,08	836,39
Слюдисто-кварцевая	598,86	0,82	259,73	29,67	60,50	3148,81	448,21	0,74	2,01	24,98	597,90
Тоназ-полевошпат-кварцевая	1013,98	1,45	79,57	111,34	2727,77	6170,79	427,55	74,20	16,64	55,49	2529,94
Рудоносных брекчий	3364,99	7,52	20,00	569,70	90,59	126,93	1179,81	9,72	5,08	77,43	180,42
Хлорит-сульфидная	7,53	3,03	82,92	17,03	6025,59	805,41	3,59	4,32	9,80	14,04	53 815,31
Карбонатная	555,73	1,67	225,50	1288,29	255,58	409,85	993,19	59,29	27,10	45,38	132,93

Стадии минералообразования	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Pb	Bi	Th	U	Th/U
1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Молибденит-кварцевая	2,85	13,63	0,12	0,11	26,64	44,30	18 506,31	1,44	0,14	
Пегматонидная	4,19	14,34	1,95	7,45	181,06	94,07	27 828,9	2,34	12,99	
Автогрейзеновая	11,25	55,20	5,70	0,38	108,93	58,12	3,75	11,58	5,53	2,09
Слюдисто-кварцевая	11,70	11,07	0,06	0,21	26,92	45,04	34,57	0,23	0,60	
Тоназ-полевошпат-кварцевая	18,96	22,13	5,58	1,38	253,28	1090,37	22,96	29,27	9,83	2,98
Рудоносных брекчий	57,81	46,67	0,56	0,99	16,51	3,01	7,38	6,22	1,44	
Хлорит-сульфидная	1,07	14,37	0,81	2,22	540,35	24,90	312,33	0,71	1,85	
Карбонатная	300,33	183,95	2,69	1,65	41,82	117,52	114,44	11,43	4,65	



Стадии минералообразования	Eu/Eu*	(La/Lu) _n	(La/Yb) _n
1	0,23	12,82	8,27
2	0,05	0,76	0,48
3	0,08	3,51	2,53
4	0,07	2,99	2,07
5	0,04	4,37	3,15
6	0,24	7,56	5,46
7	1,2	0,46	0,34
8	0,35	16,87	10,96

Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов и их некоторых отношений на месторождении Тигриное (нормировано по хондритам [17]):

стадии минералообразования: 1 — молибденит-кварцевая, 2 — пегматоидная, 3 — автогрейзеновая, 4 — слюдисто-кварцевая, 5 — топаз-полевошпат-кварцевая, 6 — рудоносные брекчии, 7 — хлорит-сульфидная, 8 — карбонатная

Расчеты показывают, что самая глубокая отрицательная Eu аномалия проявлена в топаз-полевошпат-кварцевой стадии (0,04), менее глубокая (0,35) в карбонатной стадии. В хлорит-сульфидной стадии наблюдается положительная Eu аномалия.

В отношении радиоактивных элементов заслуживают внимание три стадии: автогрейзеновая (Th 11,58 г/т — 1,2К; U 5,53 г/т — 1,4К; Th/U 2,09), топаз-полевошпат-кварцевая (Th 29,27 г/т — 3К; U 9,83 г/т — 2,5К; Th/U 2,98) и пегматоидная, в которой U 12,99 г/т на уровне 3К, содержания Th низкие.

Обсуждение результатов исследований на месторождении Мопану. Месторождение Мопану характеризуется следующими особенностями [16]: локализуется в вулканогенных породах (лавы, лавобрекчии, туфы, риолиты, игнимбриты и др.); сформирова-

лось в K₂—P; приурочено к очаговой субвулканической структуре (тесно связано с жерловыми аппаратами); парагенетически имеет связь с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии. На месторождении широко развиты оруденелые дайки кислого, среднего и основного составов, которые прорывают вулканы. Дайки кислого состава (фельзиты липариты) серицитизированы; среднего состава (андезиты, андезиты-дациты) хлоритизированы. Поздними являются интенсивно хлоритизированные дайки диабазовых порфиритов, завершающие магматическую деятельность на месторождении. Генетическая особенность месторождения — широкое развитие эксплозивно-гидротермальных брекчий с рудной минерализацией в цементе, с двумя периодами их внедрения: первый проявляется после формирования даек

кислого состава, второй сопровождает дайки среднего состава. Состав цемента брекчий в обоих случаях соответствует составу даек.

Оруденение представлено двумя морфологическими типами: штокверковым и жильным. Штокверковая минерализация пространственно и генетически связана с дайками кислого и среднего составов, которые сформировались в течении K_2 (75—86 млн.лет) [6]. Минерализация накладывается на дайки и образует ореолы штокверков в самих дайках и их экзоконтактовых зонах. Формированию жил предшествовало внедрение даек диабазовых порфиров P возраста (46 млн.лет) [6]. В это время происходило образование зон дробления (зон милонитизации мощностью до 4,5 м, протяженностью до 1 км), к которым приурочены жилы, завершающие процесс формирования месторождения. В этот период понижаются температуры, изменяется состав раствора, появляется большое количество сульфидов. Основная доля олова сосредоточена в штокверке при небольшом его содержании 0,2—0,3%, но значительной площади развития на поверхности (450 170 м) и глубине до 340 м. Штокверковые руды на месторождении легкообогатимы с извлечением Sn в концентрат 73—80% (по данным ДВИМС и ЦНИИОлово).

По результатам химических анализов для большинства минеральных ассоциаций на месторождении Мопану преобладает K над Na (Na_2O/K_2O 0,01—0,09). Исключение составляют эксплозивно-гидротермальные брекчии, в которых содержание достигает Na_2O до 4,74%, K_2O 2,99%, Na_2O/K_2O 1,58% и кварц-серицитовые лавобрекчии — Na_2O до 5,04%, K_2O 3,18%, Na_2O/K_2O 1,58%.

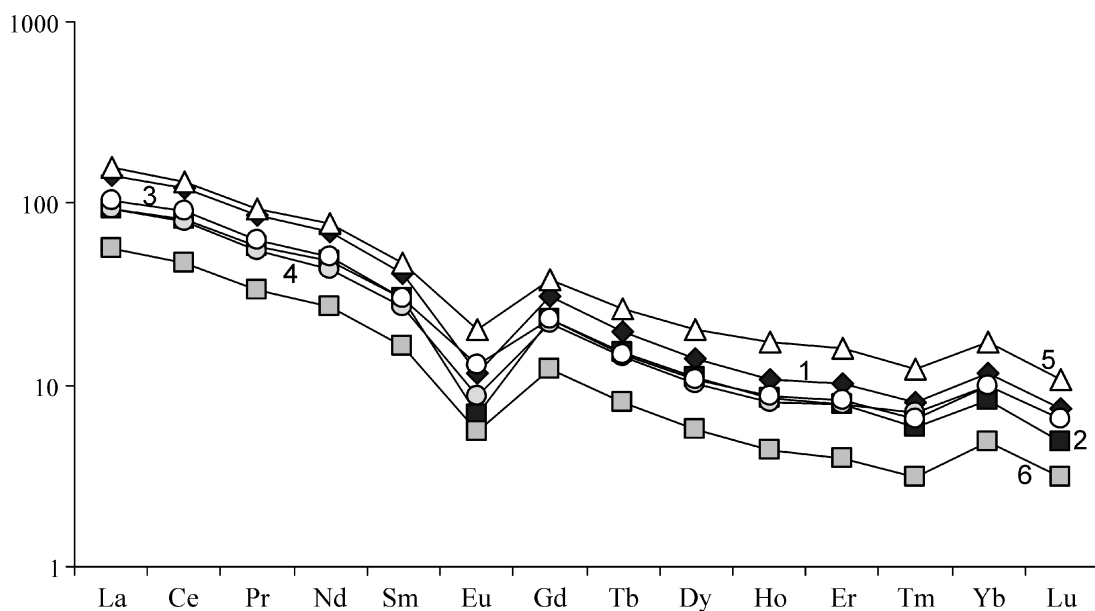
Содержания редкоземельных элементов на месторождении Мопану несколько выше, чем на Тигрином ($TR_{\text{Мопану}}$ составляет 910,54 г/т). На всех стадиях формирования месторождения Мопану редкоземельные элементы распределены равномерно при небольшом повышении в эксплозивно-гидротермальных брекчиях до 216,22 и в минерализованных кварц-серицитовых лавобрекчиях до 192,21 г/т (табл. 4). По-видимому, активность процессов при формировании месторождения от ранних стадий к поздним была одинаковой с незначительным увеличением в перечисленных стадиях. Во всех продуктивных на олово породах устойчиво присутствуют легкие редкоземельные элементы: La, Ce, Nd примерно в одинаковых количествах (десятки г/т). В дайках фельзитов и андезитов-дацитов установлены небольшие содержания скандия (на уровне 1,6—1,8K), в виде изоморфной примеси в касситеритах.

На нормированных графиках распределения редкоземельных элементов наблюдается постепенное понижение всех РЗЭ от La до Lu, от легких к тяжелым с незначительным Eu минимумом (рис. 2). Расчеты показывают, что Eu аномалии одинаковы для большинства стадий (Eu/Eu^* 0,26—0,49), менее глу-

4. Распределение редкоземельных элементов на месторождении Мопану, в г/т

Стадии процессов формирования месторождения	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Sc	TR
1	34,44	77,57	8,26	32,91	6,34	0,68	6,34	0,72	3,55	0,60	1,70	0,21	1,37	0,19	14,02	3,31	192,21
2	22,93	51,68	5,62	23,07	4,66	0,40	4,74	0,56	2,79	0,48	1,29	0,15	0,96	0,12	12,39	1,24	133,08
3	22,93	50,50	5,29	20,78	4,15	0,50	4,43	0,53	2,60	0,45	1,32	0,18	1,17	0,16	12,01	10,65	137,65
4	25,63	58,24	6,08	24,09	4,59	0,74	4,67	0,54	2,73	0,49	1,37	0,17	1,16	0,16	11,46	9,52	151,64
5	38,35	84,45	9,01	36,58	7,20	1,17	7,66	0,96	5,14	0,95	2,64	0,32	2,03	0,27	23,82	5,67	216,22
6	13,98	30,06	3,16	12,77	2,50	0,32	2,53	0,30	1,44	0,25	0,66	0,08	0,57	0,08	6,65	4,39	79,74
Итого TR																	910,54

Примечание. Содержание элементов не нормированы; см. услов. обозн. к рис. 2.



Стадии процессов формирования месторождения	Eu/Eu*	(La/Lu) _n	(La/Yb) _n
1	0,33	18,97	12,03
2	0,26	19,34	11,35
3	0,36	14,25	9,39
4	0,49	15,99	10,54
5	0,48	14,69	9,02
6	0,39	18,32	11,68

Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов и их некоторых отношений на месторождении Монау (нормировано по хондритам [17]):

стадии процессов формирования месторождения: 1 — кварц-серицитовые лавобрекчии с вкрапленностью касситерита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, 2 — дайки липаритов с вкрапленностью и прожилками кварца— арсенопирита—касситерита, с небольшим количеством сульфидов (халькопирит, блёклые руды, сфалерит), 3 — дайки фельзитов с вкрапленностью и прожилками кварца—арсенопирита—касситерита с небольшим количеством сульфидов (халькопирит, блёклые руды), 4 — дайки андезито-дацитов с вкрапленностью и прожилками кварца—турмалина—касситерита с большим количеством сульфидов (халькопирит, пирротин, пирит), 5 — explosивно-гидротермальные брекчии с андезитовым цементом с кварцем, турмалином, касситеритом, большим количеством сульфидов (халькопирит, пирротин, пирит), 6 — дайки диабазовых порфиритов с жилой кварца—станина—деревянистого олова—касситерита (супергенного) с обилием сульфидов (халькопирит, арсенопирит, блёклые руды, пирротин)

бокая Eu аномалия в дайке андезито-дацитов (Eu/Eu* 0,49).

Очевидно, что растворы очень слабо фракционировали во всех стадиях из-за их быстрого остывания. Об этом свидетельствуют отношения (La/Yb)_n, которые примерно одинаковы во всех стадиях (от 9,02 до 12,03). Степень дифференциации пород незначительная, (La/Lu)_n изменяется от 14,25 до 19,34 с незначительным повышением в дайках липаритов.

Наиболее высокие содержания редкоземельных элементов в explosивно-гидротермальных брекчиях и в кварц-серицитовых лавобрекчиях, самые низкие содержания РЗЭ в дайках диабазовых порфиритов с жилами кварц-сульфидного состава, что подтверждается TR.

Ниже проведен анализ распределения редких, цветных металлов, урана и тория на месторождении. Кварц-серицитовые лавобрекчии — наиболее ранние вулканогенные образования, перекрывающие осадочные породы. По данным Е.И.Бондаренко их абсолютный возраст датируется 88—77 млн.лет. Лавобрекчии содержат вкрапленность касситерита, пирротина, арсенопирита, халькопирита и сфалерита. Заслуживают внимание повышенные содержания Pb 190,44 г/т и Bi (табл. 5).

Рудная минерализация, определяющая промышленную ценность месторождения, приурочена к дайкам липаритов. Она представлена обильной вкрапленностью, гнездами и прожилками кварц-арсенопирит-касситерит-пирротин-вольфрамитового состава

5. Содержание редких элементов и цветных металлов, урана и тория на месторождении Мопау, в г/т

Стадии процес- сов формиро- вания мес- тороже- ния	Li	Be	P	Ti	Cu	Zn	Rb	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Pb	Bi	Th	U
1	71,3	7,11	228,20	1235,61	204,72	205,93	211,96	76,06	12,19	24,13	155,20	26,70	333,28	1,93	0,80	13,55	190,44	3,11	9,91	1,57
2	110,05	2,84	56,85	555,38	4757,37	195,26	253,66	46,26	41,53	6,31	1637,13	21,14	65,48	1,24	5,24	1658,55	4,36	2,87	5,76	0,86
3	128,66	4,75	279,11	1115,15	3276,86	219,37	533,68	76,31	8,21	11,52	199,41	49,01	189,92	1,97	0,69	14,06	11,08	23,52	6,81	1,41
4	159,66	8,07	692,61	3100,32	943,58	112,10	479,85	43,45	10,46	3,89	284,48	51,41	210,37	1,35	1,03	52,48	8,74	2,69	8,94	1,30
5	89,95	3,68	476,63	1607,98	22,36	222,42	209,41	86,91	9,27	38,08	207,84	13,06	474,07	2,38	0,78	7,69	130,12	13,73	10,11	1,89
6	52,71	2,13	142,28	622,01	15226,11	503,25	242,66	31,71	3,98	2,66	147,66	21,28	85,11	0,84	0,34	7,38	16,77	89,57	3,24	0,60

Примечание. См. услов. обозн. к рис. 2.

с небольшим количеством халькопирита, блёклых руд и сфалерита. Здесь высокие содержания (в г/т): Sn 1637,13, W 1658,55, Ta 5,24, Cu 4757,37, а также Nb, Rb, Bi.

Дайки фельзитов содержат вкрапленность и прожилки аналогичные по составу минерализации даек липаритов. Отличительные особенности минерализации даек фельзитов — высокие содержания Rb, Cs, Bi и Cu, отсутствие вольфрамита и низкие содержания Sn, Nb, Ta.

В дайках андезито-дацитов с вкрапленностью и прожилками кварц-турмалин-касситеритового состава с большим количеством сульфидов (халькопирит, пирротин, пирит) отмечаются повышенные содержания Rb, Cs, Bi, W (3,3K), Ta (4K) и Cu.

В эксплозивно-гидротермальных брекчиях повышенные содержания Mo (3,8K), Ba, Bi, Ta (3K) и Pb. Содержание тория на уровне кларкового.

Дайки диабазовых порфиритов приурочены к линейно-вытянутым зонам дробления и милонитизации, в которых развиваются жилы мощностью более 10 см и гнезда с сульфидной минерализацией (халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, блёклые руды). Оловянная минерализация представлена станнином, деревянистым оловом при небольшом количестве супергенного касситерита, возникшего при разложении станнина. Жилы завершают процесс формирования месторождения: понижаются температуры до 260—210 С, изменяется состав раствора, появляется большое количество сульфидов, резко повышаются содержания Cu до 15226,11 г/т, Zn, Bi, устойчиво ведет себя Rb (на уровне 3K), а W, Nb, Sn, наоборот, понижаются.

Сопоставление объектов и выводы.

1. Рассматриваемые оловорудные месторождения разные по формационным типам, генетическим особенностям, температурным обстановкам, пространственно-временным особенностям, связи с магматизмом, динамике процессов рудообразования — все это повлияло на качественную и количественную оценку редкоземельного, редкометалльного и уранового оруденения в них. Формирование месторождения Мопау проходило без перерывов во времени в спокойной обстановке. Процесс формирования месторождения Тигриное был сложный, пульсационный, многоактный, в широком температурном интервале, при различных *PTX*-условиях.

2. Для минерализации этапа I Тигриногo месторождения характерна генетическая связь с гранитоидами редкометалльной специализации материнской магмы: Sn, W, Mo, Bi, As, Ta, Li, Nb, а также U (1,4—3K), сформировавшими молибденит-кварцевую, пегматоидную и автогрейзеновую стадии. Кристаллизация минералов происходила из пневматоли-тово-гидротермальных растворов. Для минерализации этапов II и III связь с гранитоидами была парагенетическая, кристаллизация минералов происходила

из низкотемпературных, гидротермальных растворов [11]. Из редкометалльных элементов в слюди-кварцевую стадию кроме Sn поступали Li, Rb, а также Zn; в топаз-полевошпат-кварцевую стадию помимо перечисленных элементов поступали в больших количествах W, Cu, и Pb. Для рудоносных брекчий характерны повышенные содержания Li, а также Rb, Nb, Ta — попутчики группы III. Хлорит-сульфидная стадия богата оловом (в форме станнина, варламовита при небольшом количестве переотложенного касситерита), а также Cu, Zn и Ag, находящегося в виде изоморфной примеси в станнине. В карбонатной стадии отмечаются повышенные содержания Rb, Cs, Pb, а также Ca, F, K, Mn при малом количестве рудных минералов.

3. По содержанию радиоактивных элементов заслуживают внимание продукты формирования трех стадий Тигриногo месторождения: автогрейзеновая, топаз-полевошпат-кварцевая и пегматоидная. В случае селективной отработки месторождения радиоактивные элементы можно рассматривать как попутчики группы II или III. Для этого желательно провести дополнительные исследования по выявлению радиоактивных минералов и форм нахождения U и Th. Места локализаций перечисленных стадий в объеме месторождения Тигриное уже установлены [8, 10, 11, 14]. Содержания радиоактивных элементов на месторождении Мопау не заслуживают внимания.

4. Оба месторождения привлекательны на наличие редкоземельных элементов в качестве сопутствующих. На месторождении Мопау TR несколько выше, чем на Тигрином и составляет 910,54 г/т. Для Мопау характерно примерно одинаковое распределение содержаний TR в продуктах всех стадий этого объекта, кроме стадии, завершающей формирование месторождения, в которой TR на порядок ниже. На данном месторождении во всех продуктивных на олово породах повышенные содержания легких редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd) и Sc (в виде изоморфной примеси в касситеритах в дайках фельзитов и андезитов-дацитов — попутчика группы III).

Пульсационность процесса формирования Тигриногo месторождения отразилось на резком колебании концентрации TR в продуктах отдельных стадий. Для минерализации топаз-полевошпат-кварцевой и карбонатной стадий фиксируются повышенные содержания TR с преобладанием легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd), а также Y и Sc — попутчиков группы III, находящихся в вольфрамитовых и касситеритовых. В рудоносных брекчиях, автогрейзеновой стадии и хлорит-сульфидной из редкоземельных элементов представляет интерес Sc — попутчик группы III (изоморфная примесь в касситерите, вольфрамите). Перечисленные РЗЭ могут извлекаться как попутные компоненты при раздельной отработке месторождения. В карбонатной стадии несколько повышенные содержания La, Ce и Eu.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН проекта 12-I-П27-07 программы №27 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Семяк Б.И. О генезисе оловорудного месторождения Тигриное (Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. № 3. С. 249—264.
2. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. —Владивосток: Дальнаука, 2010.
3. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 2. С. 26—34.
4. Маракушев А.А. Проблема рудоносности гранитов // Геология рудных месторождений. 1984. Т. XXVI. № 5. С. 3—15.
5. Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618—631.
6. Родионов С.М., Макеев Н.П. Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. —Владивосток, 1983. С. 136—152.
7. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. —М.: Наука, 2005.
8. Родионов С.М., Шнайдер А.А., Романовский Н.П. и др. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. № 4. С. 321—333.
9. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные граниты Приморья. —М., 2006.
10. Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. и др. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 85—88.
11. Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. и др. Геохимическая эволюция рудно-магматической системы на одном из оловянно-вольфрамовых месторождений грейзенового типа (Приморье) // Геохимия рудообразующих систем и металлогенетический анализ. —Новосибирск: Наука, 1989. С. 144—150.
12. Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. О минералогической зональности на некоторых месторождениях олова Северного Сихотэ-Алиня // Геология и минеральные ресурсы восточной части Байкало-Амурской магистрали. —Хабаровск, 1975. С. 51—56.
13. Шнайдер А.А. Прогнозирование оловянного оруденения глубоких горизонтов и флангов месторождений на основе комплексного минералогического изучения руд // Зап. ВМО. 2004. Вып. 3. С. 25—36.
14. Шнайдер А.А., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. и др. Комплексная минерализация крупных рудных месторождений Дальнего Востока (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. № 2. С. 158—174.
15. Шнайдер А.А. Вольфрамиты оловянно-вольфрамового месторождения Тигриное (Приморье). 2011. № 5. С. 64—76.
16. Шнайдер А.А. Нетрадиционные генетические типы оловорудных месторождений // Отечественная геология. 2012. № 4. С. 3—10.
17. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. Pp. 1199—1212.

Геолого-структурные особенности и перспективы золотоносности Адамихинского рудно-россыпного узла Верхнего Приамурья

А.В.МЕЛЬНИКОВ (Институт геологии и природопользования АмурНЦ ДВО РАН; 675000, г.Благовещенск, пер.Речной, д.1), В.А.СТЕПАНОВ (Научно-исследовательский геолого-технологический центр ДВО РАН; 683002, г.Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе, д.30, а/я 56)

Произведен детальный анализ геолого-структурного строения и золотоносности Адамихинского рудно-россыпного узла Северо-Буреинской металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции. Установлено, что рудно-россыпному узлу отвечает интрузивно-купольное поднятие средней степени эродированности. Россыпи и рудопроявления золота концентрируются на периферии узла. Рудопроявления золота представлены золотополиметаллическим и золото-кварц-сульфидным типами. Выделены две группы россыпей, отличающихся по типоморфным особенностям самородного золота. Определены перспективы узла на золотое оруденение близповерхностного золотосеребряного, золотосульфидно-кварцевого, золотополиметаллического, золотокварцевого и золотосодержащего скарнового типов.

Ключевые слова: золотоносный узел, интрузивно-купольное поднятие, рудопроявление, россыпь, самородное золото.

Мельников Антон Владимирович, anton_amur@mail.ru

Степанов Виталий Алексеевич, vitstepanov@yandex.ru

Geological and structural features and prospects of gold-bearing ore-placer Adamihinsky node in the top site of Priamurya

A.V.MELNIKOV, V.A.STEPANOV

Gives a detailed analysis of geological structure and gold-bearing ore and placer Adamihinsky node of the North Bureinskaya gold metallogenic zone Amur province. Found that the ore-placer node responds plutonic uplift moderate erosion. Placer and gold occurrences concentrate on the periphery of the node. Ore occurrences of gold are gold-polymetallic and gold-quartz-sulfide types. Two groups of placer differing in typomorphic features of the native gold. The prospects of a node on the near-surface gold-silver mineralization, gold-quartz-sulfide, gold-polymetallic, gold-quartz and gold-bearing skarn types.

Key words: gold-bearing node, plutonic uplift, ore occurrence, placer, native gold.

Адамихинский золотоносный рудно-россыпной узел расположен на восточном фланге Северо-Буреинской металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции [1], в верховьях рек Орловка и Адамиха. Плановые геологические исследования на территории узла начались в конце 1930-х годов, после открытия к западу от описываемой территории Октябрьского золоторудного узла. На территории узла проведена государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000 [2] и групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 (В.Н.Карнаушенко и др., 1990). Многие исследования велись с целью поисков россыпного и рудного золота партиями и отрядами треста «Амурзолото» (Н.В.Харитонов, А.С.Куприенко, Б.А.Тихонов, В.Д.Глотов, С.И.Борзистая). Прогнозные минерагенические исследования на рудное и россыпное золото проводил коллектив Амурнедра (А.И.Лобов, Л.В.Савенко и др.). Поиски привели к открытию ряда промышленных золотоносных россыпей по рекам Орловка, Адамиха, ручьям Таборный, Базисный и др. Промышленная эксплуатация россыпей началась в 1960 г., с тех пор добыто около

3 т золота. В связи с нацеленностью большинства работ на россыпное золото, многочисленные мелкие рудопроявления и точки минерализации золота слабо изучены. Цель работы — переоценка перспектив узла на рудное и россыпное золото на основе новой интерпретации его геологической структуры.

Геологическое строение и структура узла. В геологическом строении узла принимают участие следующие стратифицированные образования: метаморфизованные известняки, метагравелиты, метаконгломераты позднего рифея; риолиты и их туфы октябрьской толщи ордовика и пространственно связанные с ними песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, пепловые туфы мамынской свиты силура; песчаники, алевролиты, глинистые сланцы орловской толщи среднего-позднего девона; трахиандезиты, трахибазальты, трахидациты манегрской толщи позднепермского-раннетриасового возраста; андезиты, дациты, туфоалевролиты, туфопесчаники талданской свиты раннего мела; плиоцен-плейстоценовые рыхлые образования белогорской свиты (пески, глины, галечники), а также аллювиальные отложения

квартера. Они развиты преимущественно на периферии узла.

В центральной его части преобладают интрузивные образования, представленные в основном гранитами и лейкогранитами средне-, позднекаменноугольного возраста, а также гранитами и гранодиоритами ордовикского возраста. В качестве крупных ксенолитов в них отмечаются граниты, гранодиориты и плагиограниты древнебуреинского комплекса среднего архея. Ограниченно развиты на восточной окраине узла сиениты и граносиениты позднепермского—раннетриасового возраста. Наиболее молодыми являются граниты и гранодиориты, небольшие интрузии которых тяготеют к центральной части узла, а также многочисленные дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров верхнеамурского комплекса раннего мела.

Адамихинский рудно-россыпной узел представляет собой интрузивно-купольное поднятие изометричной формы (рис. 1). Структура узла хорошо дешифрируется на аэрофотоматериалах в виде серии концентрических и сопряженных с ними радиальных разломов (рис. 2). Один из крупных разломов северо-западного направления, разделяющий узел по диаметру, проходит под долиной р. Орловка Правая.

Кроме того, узел выражен в геофизических и геохимических полях. Адамихинскому узлу отвечает знакопеременное преимущественно отрицательное магнитное поле. Отдельные небольшие положительные аномалии до 800 нТл расположены на окраине узла, очерчивая его округлую форму (В.В. Шиханов, 1982).

По данным литохимического опробования донных

осадков масштаба 1:200 000, в пределах рассматриваемой территории выявлены контрастные ореолы рассеяния золота, серебра, свинца, цинка и меди. Это позволяет выделить аномальное геохимическое поле ранга рудного узла. По геохимическим данным,

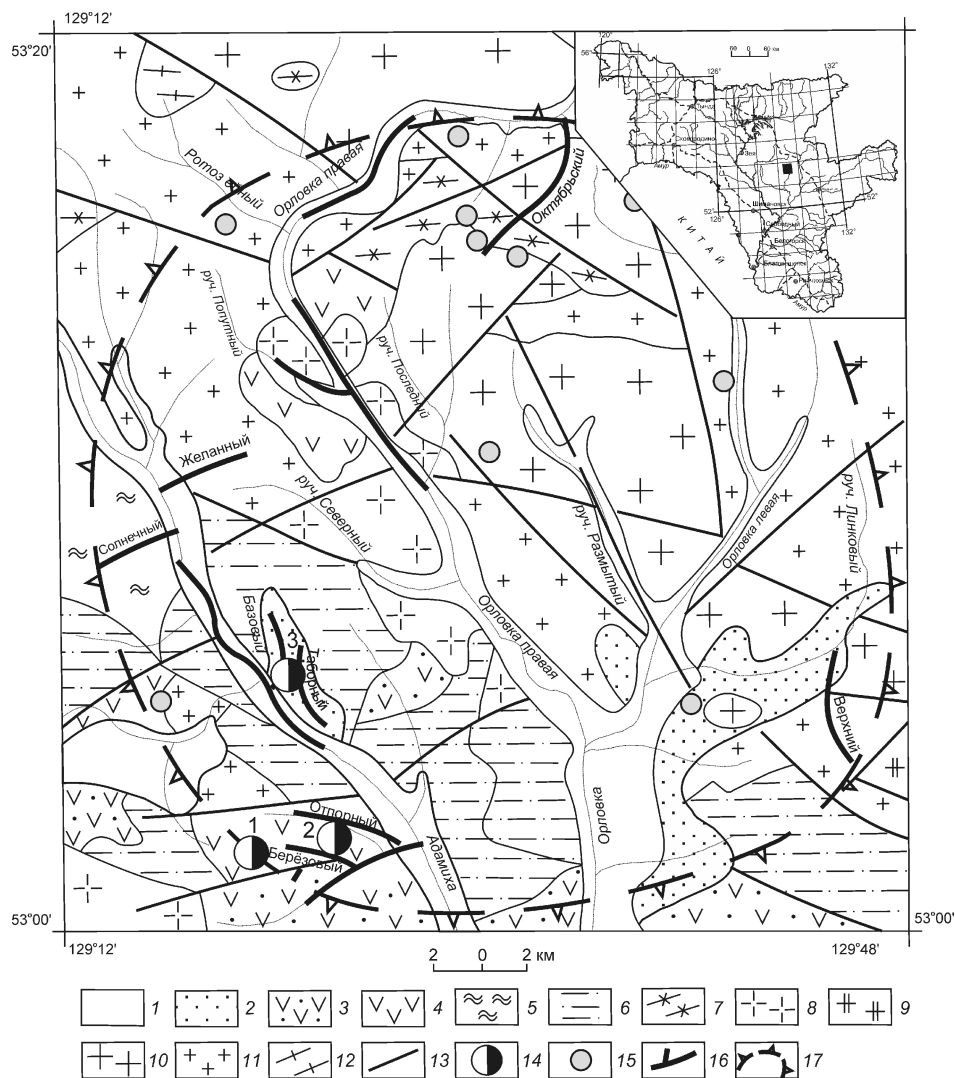


Рис. 1. Геологическое строение и золотоносность Адамихинского узла:

1 — аллювиальные отложения квартера; 2 — плиоцен-неоплейстоценовые образования белогорской свиты: пески, глины, галечники; 3 — андезиты, дациты, туфоалевролиты, туфопесчаники талданской свиты раннего мела; 4 — трахиандезиты, трахибазальты, трахидациты манегрской толщи позднепермского-раннетриасового возраста; 5 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы орловской толщи среднего-позднего девона; 6 — песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, алевролиты, пепловые туфы мамынской свиты силура, а также риолиты, дациты и их туфы октябрьской толщи ордовика; 7 — известняки метаморфизованные, метагравелиты, метаконгломераты позднего рифея (?); 8 — граниты, гранодиориты верхнеамурского комплекса раннего мела; 9 — сиениты, граносиениты позднепермского-раннетриасового возраста; 10 — граниты, лейкограниты средне-позднекаменноугольного возраста; 11 — граниты, гранодиориты ордовикского возраста; 12 — граниты, гранодиориты плагиограниты древнебуреинского комплекса среднего архея; 13 — разломы; 14 — рудопроявления золота (1 — Галенистовое, 2 — Отпорное, 3 — Таборное); 15 — точки минерализации золота; 16 — россыпи золота; 17 — граница рудно-россыпного узла; черный квадрат на врезке — положение Адамихинского узла в Амурской области

Адамихинский узел перспективен на выявление гидротермального золотокварцевого и серебро-полиметаллического типов оруденения, менее — на медно-молибден-порфировое оруденение (Д.Л.Вьюнов и др., 2002).

Степень эродированности интрузивно-купольной структуры узла средняя. Это определяется преобладанием в его приядерной части крупных интрузивных массивов. Возраст интрузий колеблется от ордовика до раннего мела, что указывает на длительную многоэтапную историю формирования узла. Вмещающие интрузии породы развиты на периферии узла. На южной и юго-западной периферии расположены преимущественно терригенные и вулканогенно-осадочные образования ордовика и силура, а на северной — метаморфизованные известняки, метагравелиты и метаконгломераты позднего рифея, в мень-

шей степени вулканы манегрской толщи позднепермского-раннетриасового возраста.

Золотоносность узла. В пределах узла известны промышленные россыпи, рудопроявления и точки минерализации золота, приуроченные главным образом к периферии узла, где в терригенных и терригенно-карбонатных толщах широко развиты малые потенциально рудоносные интрузии и дайки раннемелового возраста, а также структуры экранирования, благоприятные для локализации золотого оруденения.

Рудное золото. Рудопроявления золота Галенитовое, Отпорное и Таборное расположены на лево- и правобережье р.Адамиха, в юго-западном секторном блоке узла.

Золотополиметаллическое рудопоявление Галенитовое выявлено на правобережье р.Адамиха, на водоразделе ручьев Отпорный и Галенитовый. Район

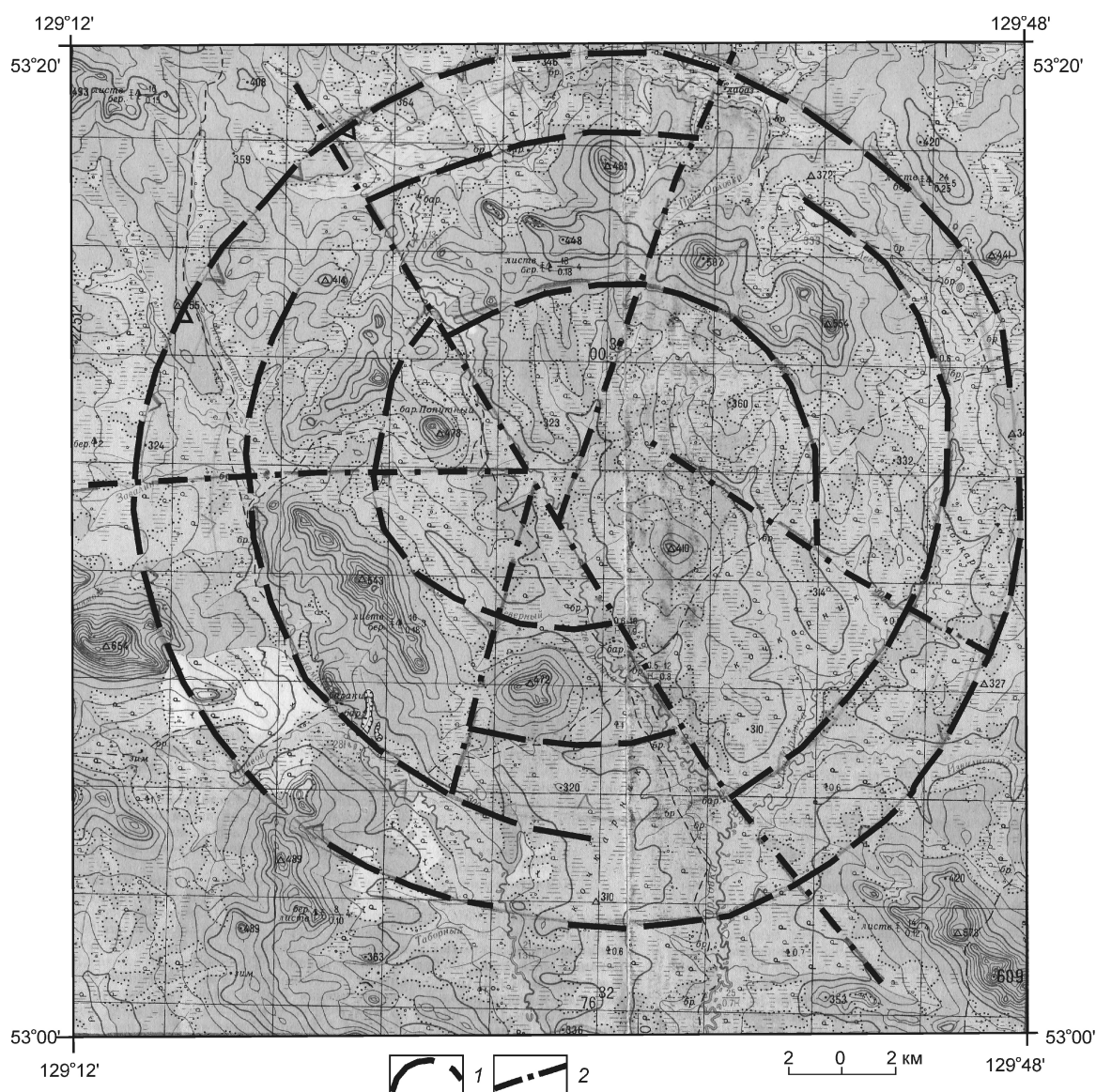


Рис. 2. Схема дешифрирования Адамихинского узла:

разломы: 1 — концентрические, 2 — радиальные

рудопроявления сложен алевролитами и песчаниками мамынской свиты, а также туфами андезитов талданской свиты, прорванными штоком кварцевых диоритов верхнеамурского комплекса (рис. 3). К югу от штока расположены ороговикованные песчаники мамынской свиты силура, а затем широкое поле гидротермально измененных вулканитов талданской свиты раннего мела. Туфы андезитов эпидотизированы, хлоритизированы, лимонитизированы, метасоматически окварцованы, в зонах тектонических нарушений проявлена аргиллизация. В гидротермально измененных туфах установлена зона прожилкового окварцевания и сульфидной вкрапленности субширотного простирания. Мощность зоны от первых метров до 66 м. Общая протяженность 1600 м. Основное золотополиметаллическое оруденение приурочено к осевой части жильно-прожилковой зоны, которая сложена массивным кварцем с примесью барита и неравномерным пятнистым расположением сульфидов до 10—30, в среднем около 5%. Среди сульфидов преобладают галенит и халькопирит. Присутствуют пирит, халькозин, ковеллин, киноварь, единичные знаки золота, самородного висмута, самородного свинца и самородной меди. Вторич-

ные минералы — церуссит, малахит, азурит, куприт, пироморфит, псиломелан и пиролюзит. По данным химического анализа, средневзвешенное содержание в рудной зоне (в %): Cu 0,7; Pb 0,65; Zn 0,3. Содержание Au по данным спектрохимического анализа 0,01—0,1 г/т. Сопутствующими элементами являются Ag 1—40 г/т; Mo 0,00001—0,04; Bi 0,004—0,2 и Sb 0,01—0,1% (В.Н.Карнаушенко, 1990; О.Д.Лысенко, 2011).

Рудопроявление золота Отпорное находится в верховье одноименного ручья. Оно было выявлено при обследовании плотика золотоносной россыпи во время проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 (В.К.Кузьменко, 2002). В штучных пробах, отобранных из окварцованных, лимонитизированных конгломератов и песчаников перемыкинской свиты, установлены содержания золота 0,4—1,6 г/т. Бороздовым опробованием расчисток в конгломератах и зонах брекчирования по ним выявлены содержания золота до 2,2 г/т на метровый интервал и 0,25 г/т на 0,25 м. Дальнейшими работами среди терригенных пород перемыкинской свиты была обнаружена минерализованная зона субширотного простирания, прослеженная канавами на протяжении 800 м,



Рис. 3. Геологическое строение рудопроявлений золота Галенитовое и Отпорное:

1 — аллювиальные пески, галечники, глины, илы, торф квартера; 2 — мамынская свита: алевролиты и песчаники аркозовые, $S_{1-2}mt$; перемыкинская свита: 3 — верхняя пачка (песчаники с прослоями алевролитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, андезитов, брекчиевых лав андезитов, K_1), 4 — нижняя пачка (конгломераты, прослои песчаников, алевролитов, конгломератов и базальтов, K_1); 5 — талданская свита: туфы андезитов, андезибазальты, андезиты, K_1 ; 6 — дайки и тела андезитов, K_2 ; 7 — кварцевые диориты, диориты, K_1 ; 8 — гранодиориты порфировидные, гранодиорит-порфиры, K_1 ; 9 — зона прожилково-вкрапленной золотополиметаллической минерализации Галенитовая; 10 — золоторудное тело зоны Отпорной; 11 — зоны прожилкового окварцевания и сульфидизации; 12 — промышленные россыпи золота; 13 — пункты минерализации золота с содержанием 0,1—1,4 г/т (а), свалы кварца в делювии (б), штучные пробы с содержанием золота 1 г/т (в), протолочные пробы из делювия с золотом (г), шлиховые пробы из делювия с золотом (д); см. услов. обозн. к рис. 1

а по свалам на 2000 м (см. рис. 3). Падение зоны крутое 60—65° на юг. Она содержит брекчированные породы с кварцевым цементом темно-серого до темно-бурого цвета с прожилками и жилками кварца мощностью до 10—15 см. Рудные минералы: пирит, халькопирит, арсенопирит и ковеллин. В зальбандах брекчий отмечаются интенсивно раздробленные серицит-кварцевые метасоматиты мощностью до 3 м. Зона окварцевания и сульфидизации пересечена единичными скважинами. В одной из них на глубине 29,2—32,3 м средневзвешенное содержание золота составило 2,77 г/т (максимум 8,7 г/т) на видимую мощность 3,1 м. В двух других пересечениях (39,4—39,9 и 66,6—67,2 м) содержания золота составили 0,46 г/т на 0,5 м и 0,34 г/т на 0,6 м. Первый интервал сопоставляется с рудным интервалом на поверхности мощностью 5 м при содержании золота 1,64 г/т. Второй рудный интервал на глубине 39,9 м коррелирует на поверхности со вторым рудным интервалом, средневзвешенное содержание золота в котором составляет 19,64 г/т на 3 м мощности. Несмотря на высокое содержание золота в отдельных интервалах, ресурсы золота невелики и объекту дана отрицательная оценка (О.Д.Лысенко, 2011).

Рудопроявление золота Таборное расположено в нижней части ручьев Таборный и Базисный. Участок сложен терригенно-карбонатными образованиями среднего-позднего девона, прорванными небольшим штоком и многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, диоритов и диоритовых порфиров верхнеамурского комплекса. Реже встречаются дайки андезита базальтов небольшой мощности (рис. 4). В 1995 г. старателями артели Заря-1 отрабатывалась россыпь по руч. Таборный. В плотике была вскрыта минерализованная зона мощностью 46 м. По результатам пробирного анализа, содержание Au в рудах составило от 15 до 120 г/т, Ag до 1200 г/т. В дальнейшем, при проведении поисковых работ в 2001 г. в долине ручья выявлены окварцованные, серицитизированные песчаники с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Они разбиты серией минерализованных, брекчированных зон дробления субширотного простирания (В.К.Кузьменко, 2002). Мощность таких зон до 2 м. Они сложены перетертым кварц-сульфидным материалом с каолинитом, серицитом. Общая мощность зоны измененных пород на вскрытой полигоном площади составляет не менее 120 м. Расчистками было вскрыто несколько зон дробления. Содержание золота в них от 15 до 0,4 г/т при мощности от 0,4 до 2 м. Поисковыми работами 2005—2010 гг. при обследовании головки россыпи по руч. Таборный выявлена зона сульфидизированных алевролитов (галенит, пирит, арсенопирит) северо-западного простирания. Зона прослежена канавами на расстояние 1300 м и представлена слабо окварцованными, аргиллизированными риолитами. Мощность зоны от 1 м до 26 м.

Золотоносность ее невысокая. Максимальные содержания Au составляют 1,93 г/т на однометровую мощность и 1 г/т на 5-метровую мощность (О.Д.Лысенко, 2011). При детализации зоны в правом борту ручья вскрыта сульфидная (галенитовая) зона, видимая мощность ее 15 м. Зона локализуется в аргиллизированных риолитах, представлена вкрапленностью и небольшими по протяженности (до 1 м и мощностью до 34 см) мономинеральными жилами галенита. Азимут простирания зоны 180°. В ней выявлены содержания Au от 0,2 до 5,8 г/т, средневзвешенное содержание Au на мощность 6 м составило 1,35 г/т. Содержания в этом же интервале (в %): Cu 0,37; Pb 12,4 и Zn 5,36. Максимальное содержание Ag 215 г/т.

Кроме того, в северо-западном и юго-западном секторах узла известен ряд точек минерализации золота среди карбонатных пород позднего рифея, песчано-сланцевых образований силура и на границе их с интрузиями и дайками пестрого состава преимущественно раннемелового возраста. Они слагают обломки в делювии кварца и окварцованных пород с содержанием Au от 0,2 до 1 г/т (С.И.Борзистая, 1993).

Рудопроявления золота Адамихинского узла представлены золотополиметаллическими (рудопроявление Галенитовое) и золотосульфидно-кварцевыми (рудопроявление Отпорное и Таборное) минерализованными зонами, расположенными среди вулканогенных пород раннемелового возраста или на контакте с дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиров того же возраста. Рудопроявления слабо изучены. Определенный поисковый интерес на рудное золото могут представлять рудопроявления Таборное и Отпорное.

Россыпи золота расположены главным образом на западной периферии Адамихинского узла в бассейнах рек Орловка Правая и Адамиха. Их можно объединить в две группы: россыпи бассейна р. Адамиха в юго-западном секторном блоке узла и бассейна р. Орловка Правая в северо-западном. Обособленно расположена россыпь руч. Верхний на окраине юго-восточного секторного блока узла. Описание россыпей приведено по С.И.Борзистой (1993) и Л.В.Савенко (2011).

Россыпи бассейна р. Адамиха. В первую группу входят россыпи р. Адамиха, ручьев Таборный, Базовый, Отпорный, Березовый, Солнечный и Желанный. *Россыпь р. Адамиха* расположена в долине одноименной реки, открыта в 1958 г., разведывалась в 1958—1975 и 1995—1997 гг. В период 1994—2007 гг. добыто 673 кг золота. Длина россыпи 3,5 км, средняя ширина 100 м, мощность массы 5,4 м, содержание Au на массу 177 мг/м³. Россыпь аллювиальная, долинного типа, приурочена к пойме и первой надпойменной террасе. Мощность золотоносного пласта 1—2,5 м. Плотик россыпи — кора выветривания коренных пород, состоящая из щебня, дресвы и глины, на отдельных участках плотик представлен трещиноватыми коренными породами. Фракция золота (массовые доли, %): очень мел-

кое (до 0,3 мм) — 31,7, мелкое (0,3—0,6 мм) — 42,2, среднее (0,6—3 мм) — 24,7, крупное (3 мм) — 1,4. Золото россыпи в основном мелкое и очень мелкое, соломенно-желтого цвета и бледно-желтого с зеленоватым оттенком. Степень окатанности золотинок различная, иногда встречаются почти неокатанные. Форма пластинчатая, комковидная, чешуйчатая, иногда крючковидная и дендритовидная. Пробность золота 700—860, средняя — 800‰. С.И.Борзистой (1993) в шлиховом концентрате россыпи установлены следующие минералы: магнитная фракция — магнетит; электромагнитная фракция — ильменит, монацит, роговая обманка, эпидот, гранат, турмалин, гематит, лимонит; неэлектромагнитная фракция — циркон, анатаз, рутил, сфен,

пирит, лейкоксен, шеелит, галенит. Из полезных минералов циркон встречается от единичных знаков до 90% фракции, ильменит — от зерен до 59%, пирит — от зерен до 55%, галенит — от зерен до 1%, монацит, касситерит, киноварь, шеелит — в единичных зернах.

Россыпь руч.Базисный расположена в долине одноименного ручья, левого притока р.Адамиха. Открыта в 1958 г., разведывалась в 1959—1960, 1993—2002 гг., эксплуатировалась в 1972—2003 гг., добыто 267 кг золота. Длина россыпи 1,9 км, средняя ширина 58 м, мощность массы 4,6 м, содержание Au на массу 600 мг/м³. Россыпь аллювиальная, долинного типа, приурочена к пойме. В полотно россыпи вскрыты интенсивно ороговикованные и пиритизи-

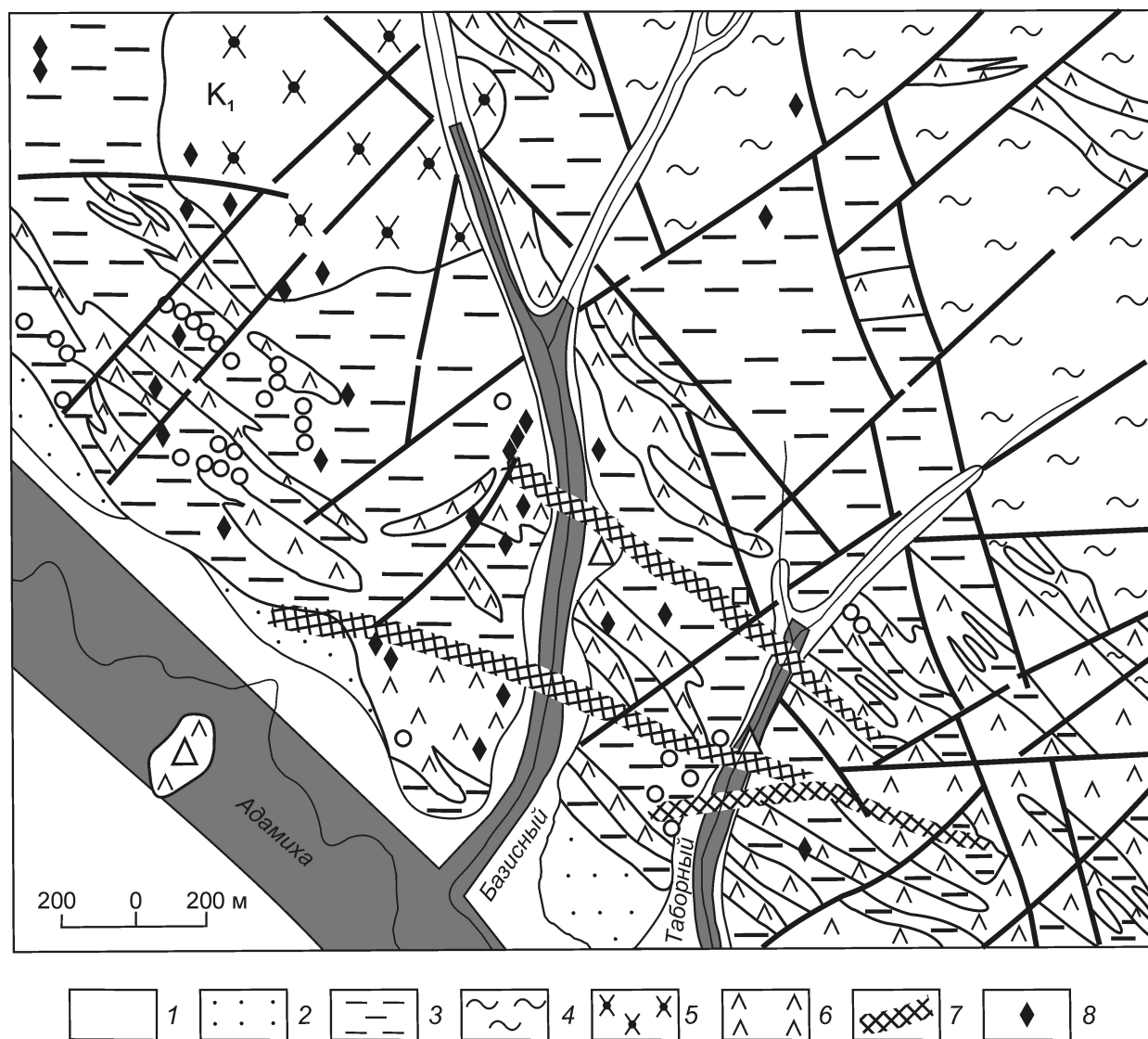


Рис. 4. Геологическое строение рудопроявления золота Таборное:

1 — современные аллювиальные отложения: пески, галечники, торф, валунники; 2 — среднечетвертичные аллювиальные отложения террасы: пески, галечники, глины, илы, торф; 3 — ольдойская свита: алевролиты, прослои песчаников, D_{2-3ol}; 4 — имачинская свита: алевролиты, песчаники, прослои гравелитов, D_{2im}; 5 — гранодиорит-порфиры, K₁; 6 — дайковые тела гранодиорит-порфиров, диоритов, диориовых порфиров, K₁; 7 — рудная зона Таборная; 8 — литохимические пробы с аномальными содержаниями золота; см. услов. обозн. к рисункам 1 и 3

рованные алевриты, прорванные телами гранодиорит-порфиров. Золото в россыпи мелкое, неправильной, дендритовидной и комковидной форм. Средняя проба золота 874‰. В шлиховом концентрате обнаружены ильменит (от единичных знаков до 1,8 г/м³), монацит, рутил, галенит, молибденит, киноварь, пирит (в единичных зернах).

Россыпь руч. Таборный расположена в долине одноименного ручья, левого притока р. Адамиха. Россыпь открыта в 1958 г., разведывалась в 1958—1961, 1989—1993, 1994—1998 гг., эксплуатировалась в 1993—2003 гг., добыто 567 кг золота. Длина россыпи 2,09 км, средняя ширина 84,7 м, мощность массы 6,9 м, мощность торфов 5,8 м, мощность пласта 1,1 м, среднее содержание на массу 322 мг/м³. Золото в россыпи интенсивно лимонитизировано. Оно преимущественно мелкое и очень мелкое (массовые доли, %): 1,2—0,6 мм — 19,7; 0,6—0,4 мм — 14,2; 0,4—0,3 мм — 19,7; 0,3—0,2 мм — 27,5; 0,2—0,15 мм — 16,4; 0,15—0,1 мм — 2,2; 0,1 мм — 0,3. Проба золота 875‰. Кроме золота в шлихах из шурфов и буровых скважин встречаются (в %): ильменит — до 2 электромагнитной фракции, рутил — до 2 и циркон до 80 тяжелой неэлектромагнитной фракции, а также галенит. Геолог ОАО «Регис» В.Н. Мирошкин устно сообщил о пробной добыче старательской арталью Заря-1 золота из шлихового галенита по руч. Таборный в 2001 г. Из отобранного галенита на аффинажном заводе выплавляли 6 кг золота. В местах скопления галенита в россыпи отмечался высокий выход золота, поэтому плотик задирали бульдозерами на значительную глубину. Возможно, при этом вскрывалась и промывалась верхняя, окисленная и обогащенная свободным золотом часть золотосульфидной минерализованной зоны.

Россыпь руч. Солнечный расположена в долине одноименного ручья, правого притока р. Адамиха. Поисково-разведочные работы проводились в 1958—1959, 1996 гг. Эксплуатировалась россыпь в 2001—2002 гг., добыто 69 кг золота. Длина россыпи 1,45 км, средняя ширина 80 м, мощность массы 3,9 м, мощность торфов 2,7 м, мощность песков 1,2 м, содержание Au на массу 212 мг/м³, на пласт 663 мг/м³. Золотоносный пласт приурочен к нижней части разреза. Золото мелкое. Средняя проба золота 870‰, в шлихах встречаются отдельные низкопробные золотины (560 и 740‰).

Россыпь руч. Отпорный расположена в долине одноименного ручья, правого притока р. Адамиха. Открыта в 1941 г. Поисково-разведочные работы проводились в 1942—1943, 1991—1993, 2000 гг. Эксплуатировалась в 1993—2002 гг., добыто 1233 кг золота. Длина россыпи 4 км, средняя ширина 100 м, мощность массы 4,9 м, содержание золота на массу 261 мг/м³, содержание золота на пласт 631 мг/м³. Россыпь долинного типа, аллювиальная. Плотик представлен каолинизированной глиной со щебнем осветленных пиритизированных порфиров. Золото в

россыпи неправильной, комковидной формы, встречалось ноздреватое золото бледно-зеленого цвета, размером в основном 0,3—1 мм, окатанность средняя. Проба золота низкая, в среднем 690‰.

Россыпь руч. Березовый расположена в долине одноименного ручья, левого притока руч. Отпорный. Золотоносность долины установлена в 1942 г. Разведывалась россыпь в 1996—1997 гг., эксплуатировалась в 1999—2000 гг., добыто 39 кг золота. Длина россыпи 1,1 км, средняя ширина 62 м, мощность торфов 1,9 м, мощность пласта 0,9 м, мощность массы 2,8 м, содержание золота на массу 189 мг/м³, содержание золота на пласт 590 мг/м³. Плотик представлен щебнем и дресвой гранитов. Золото в основном мелкое. Доля крупного золота (4—8 мм) составляет в россыпи 1,5%. Средняя проба золота 690‰.

Россыпь руч. Желанный расположена в долине одноименного ручья, левого притока р. Адамиха. Разведывалась в 1951, 1988—1996 гг., эксплуатировалась в 1998—2002 гг., извлечен 71 кг золота. Длина россыпи 1,32 км, средняя ширина 69 м, мощность массы 3,7 м, мощность торфов 2,5 м, мощность песков 1,2 м, содержание золота на массу 212 мг/м³, содержание золота на пласт 631 мг/м³. Золотоносный пласт приурочен к нижней части разреза, проникая в породы плотика на 0,2—0,5 м, иногда до 1 м. Золото мелкое и средней крупности, слабоокатанное. Проба золота 870‰.

Золото в россыпях бассейна р. Адамиха преимущественно мелкое, в головках россыпей дендритовидное, комковатое, неправильной формы, часто в сростках с кварцем. Ассоциирует с цирконом, ильменитом, пиритом, в виде единичных зерен встречаются монацит, рутил, галенит, молибденит, киноварь и касситерит. Проба золота от низкой до средней (690—875‰).

Россыпи бассейна р. Орловка Правая. Вторую группу составляют россыпи р. Орловка Правая и ее притоков — ручьев Попутный и Октябрьский.

Россыпь р. Орловка Правая расположена в долине одноименной реки и делится на три промышленных участка (Нижний, Верхний и Левая терраса), разделенных между собою слабозолотоносными интервалами. Ширина русла от 3 до 6 м в верхнем течении и до 15 м в нижнем. Поисково-разведочные работы проводились в 1942—1943, 1952, 1957, 1960—1961, 1964—1965, 1985—1986, 1994—1995 гг. Эксплуатировалась россыпь в 1995—2006 гг., добыто 374 кг золота. Параметры участков: 1) Нижний — длина 5,2 км, средняя ширина 70 м, мощность массы 4,36 м, содержание золота на массу 380 мг/м³; 2) Верхний — длина 2,5 км, средняя ширина 46 м, мощность массы 4,31 м, содержание золота на массу 320 мг/м³; 3) Левая терраса — длина 0,8 км, средняя ширина 95 м, мощность массы 5,2 м, мощность торфов 4,4 м, мощность песков 0,8 м, содержание золота на пласт 1115 мг/м³. Коренные породы представлены щебнем дресвой и глыбами гранитов, диоритов. Концентрация золота неравномерная от 10 до 40 075 мг/м³. Золото мелкое (до 0,6 мм), слабоока-

танное, комковидное. Проба 875‰. Помимо золота в шлихах из буровых скважин встречаются: шеелит — единичные знаки, касситерит — до 3 мг/м³, ильменит, рутил, циркон, монацит и киноварь.

Россыпь руч.Октябрьский расположена в долине одноименного ручья, левого притока р.Орловка Правая. Россыпь разведывалась в 1988—1989, 1998—1999 гг., эксплуатировалась в 1993—1996 гг., добыто 345 кг золота. Россыпь находится в средней и верхней частях ручья на его левом увале. Протяженность россыпи 2,8 км, ширина 20—120 м, в среднем 69 м. Средняя мощность отложений 5,8 м. Золотоносный пласт приурочен к низам песчано-щебнистого слоя и верхам плотика. Золото средней крупности, слабоокатанное, золотисто-желтого цвета. Проба золота в среднем 890‰.

Россыпь руч.Попутный расположена в долине одноименного ручья, правого притока р.Орловка Правая. Поисково-разведочные работы проводились в 1941—1942, 1960—1961, 1964, 1986—1989 гг. Эксплуатировалась россыпь в 1991—1993 гг., извлечено 83 кг золота. Протяженность долины немногим более 2 км. Долина симметричная. Россыпь аллювиальная, приурочена к руслу ручья. Протяженность промышленной части россыпи 1250 м, средняя ширина россыпи 76 м, мощность массы 3 м, содержание золота на пласт 631 мг/м³. Плотик представлен дресвой гранодиоритов. Золото средней крупности, комковатое, пластинчатое, реже копьевидное с неровной поверхностью, бледно-желтого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, хорошей окатанности. Проба золота 876‰.

Золото россыпей бассейна р.Орловка Правая мелкое, реже средней крупности (0,2—0,6 мм, изредка до 2 мм), слабо скатанное, комковидное, пористое. Отдельные зерна неокатаны, в сростках с кварцем. Золото ассоциирует с цирконом, ильменитом, иногда в виде отдельных зерен наблюдаются касситерит, рутил, монацит и киноварь. Проба его средняя 870—890‰.

Россыпь руч.Верхний расположена на юго-восточной периферии узла в долине одноименного ручья, левого притока руч.Линковый. Разведывалась в 1941—1942, 1957, 1991 гг., эксплуатировалась в 1992—1993 гг., добыто 200 кг золота. Длина россыпи 1,6 км, средняя ширина 81 м, мощность массы 4,3 м, содержание золота на массу 292 мг/м³. Россыпь аллювиальная, долинная. Золото мелкое, пластинчатое, окатанное, золотисто-желтого цвета. Проба золота в среднем 880‰. Минеральный состав серых шлихов следующий: в электромагнитной фракции содержится гематит от 15 до 25% и сидерит до 5%, лимонит — единичные зерна, ильменит до 2%, гранат — единичные зерна, сфен от единичных зерен до 2%, эпидот 20—30%, турмалин — «следы». В немагнитной фракции отмечаются: пирит — «следы», рутил — «следы», циркон — единичные зерна.

Обсуждение результатов. По данным предшественников, геологическое строение и характер золотоносности Адамихинского узла свидетельствуют о вероятности выявления золотого оруденения двух типов: золотополиметаллического в связи с раннемеловым интрузивным комплексом и золотосеребряного в вулканитах талданской свиты раннего мела. На площади узла рекомендуется проведение поисковых работ. Ресурсы золота Адамихинского рудного узла оценивались в 60 т по категории Р₃ (Л.В.Савенко, 2011). Геохимические данные указывают на перспективы гидротермального золотокварцевого и сереброполиметаллического типов оруденения, менее — на медно-молибден-порфировое оруденение (Д.Л.Вьюнов и др., 2002).

По данным авторов, на территории узла выделяются два секторных блока: юго-западный и юго-восточный, перспективы которых на золотое оруденение различны. На площади юго-западного секторного блока развиты терригенные отложения палеозоя, вулканиты талданской свиты, а также конгломераты и песчаники перемыкинской свиты раннего мела. Они прорваны серией небольших интрузий и многочисленных даек пестрого состава раннемелового возраста. Золото в россыпях бассейна р.Адамиха преимущественно мелкое, в головках россыпей дендритовидное, комковатое, неправильной формы, часто в сростках с кварцем. Проба его от низкой до средней (690—875‰). Мелкое низкопробное золото, имеющее дендритовидные формы наряду с наличием в шлихах киновари указывает на перспективы выявления оруденения близповерхностного золотосеребряного типа. Золото средней пробы в сростках с кварцем, а также наличие высоких концентраций в шлихах галенита свидетельствует о наличии золотого оруденения золотосульфидно-кварцевого и золотополиметаллического типов. Представителем золотополиметаллического типа служит рудопоявление Галенитовое, а золотосульфидно-кварцевого — рудопоявление Отпорное и Таборное.

Геологическая обстановка в северо-западном секторном блоке несколько другая. Здесь присутствуют известняки, метагравелиты и метаконгломераты позднего рифея, прорванные серией разновозрастных интрузий. Золото в россыпях мелкое, слабо окатанное, комковидное, пористое. Отдельные зерна совершенно не окатаны, в сростках с кварцем. Проба его средняя (870—890‰). В этой части узла прогнозируется золотое оруденение золотокварцевого и золотосодержащего скарнового типов.

В бассейне руч.Верхний развиты интрузии гранитного состава палеозойского возраста. Золото в россыпи мелкое, пластинчатое, окатанное, золотисто-желтого цвета. Проба золота в среднем 880‰. Оно отличается от золота из россыпей бассейна р.Орловка Правая, поэтому перспективы бассейна руч.Верхний связаны с поисками оруденения золотокварцевого типа.

Закономерная приуроченность россыпей золота к периферии Адамихинского узла позволяет прогнозировать новые россыпи. Они могут располагаться по притокам р. Орловка Правая — ручьев Северный и Последний, а также в верховьях р. Орловка Левая.

В заключение следует отметить, что детальный анализ геолого-структурного строения и золотоносности Адамихинского рудно-россыпного узла Северо-Буреинской золотоносной металлогенической зоны показал следующее:

рудно-россыпному узлу отвечает интрузивно-купольное поднятие изометричной формы, которое хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках, выраженное в геофизических и геохимических полях;

степень эродированности интрузивно-купольной структуры узла средняя, что определяется преобладанием в его приядерной части крупных интрузивных массивов, а в периферической — осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Степень эродированности узла определяет размещение россыпей и рудопроявлений золота на его периферии;

рудопроявления золота Адамихинского узла представлены золотополиметаллическими (Галенитовое) и золото-кварц-сульфидными (Отпорное, Таборное) минерализованными зонами. Они располагаются среди вулканогенных и терригенных пород раннего мела, реже среди терригенных пород палеозоя, прорванных малыми интрузиями и дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиров раннемелового воз-

раста. Определенный поисковый интерес на рудное золото имеют рудопроявления Отпорное и Таборное; выделены две группы россыпей: бассейна р. Адамиха в юго-западном секторном блоке узла и бассейна р. Орловка Правая в северо-западном. Обособленно расположена россыпь руч. Верхний на окраине юго-восточного секторного блока узла. Россыпи отличаются по типоморфным особенностям самородного золота и ассоциации его с другими минералами тяжелой фракции шлиха;

перспективными на выявление золотого оруденения являются два секторных блока: юго-западный и северо-западный. Юго-западный перспективен на выявление оруденения близповерхностного золото-серебряного, золотосульфидно-кварцевого и золото-полиметаллического типов, северо-западный — на оруденение золотокварцевого и золотосодержащего скарнового типов. Перспективы бассейна руч. Верхний связаны с поисками оруденения золотокварцевого типа. Новые россыпи золота прогнозируются по притокам р. Орловка Правая—ручьев Северный и Последний, а также в верховьях р. Орловка Левая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. — Благовещенск: АмГУ, НИГТЦ, 2008.
2. Шиханов В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-52-XXVIII. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1982.

Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых

А.П.ЛИХАЧЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Показано, что каждый вид полезных ископаемых имеет собственную общую закономерность в размещении: одни из них тяготеют к немагнитным полям, другие к магнитным. В немагнитных полях находится большинство месторождений золота [9], алмазов, нефти, газа и др. Магнитным свойственны платино-медно-никелевые, платиновые, железорудные, титановые и другие месторождения, обычно связанные с мафит-ультрамафитовыми магматическими образованиями. Рассмотрены причины и условия формирования и существования магнитных и немагнитных полей.

Ключевые слова: размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа, образование магнетита, магнитных и немагнитных полей, перспективные площади.

Лихачев Александр Петрович, alexanderlikhachev@rambler.ru

Reasons and conditions for the existence of magnetic and non-magnetic fields crust that determine the formation and location of the gold, diamonds, oil, gas and other deposits

A.P.LIKHACHEV

It is shown that each species has its own mineral common pattern in their location: some of them tend to be non-magnetic fields, others to magnetic. In the non-magnetic fields is most gold deposits [9], diamonds, oil, gas, etc., and the magnetic characteristic of platinum-copper-nickel, platinum, iron, titanium and other deposits commonly associated with mafic-ultramafic magmatic formations. The causes and conditions of formation and existence of magnetic and non-magnetic fields.

Key words: placement of the gold, diamonds, oil, gas, formation of magnetite, magnetic and non-magnetic fields, promising areas.

В работе [9] было показано существование общей закономерности в размещении месторождений золота, заключающейся в том, что, независимо от возраста и происхождения, большинство известных золоторудных месторождений располагается на площадях, отличающихся низкими магнитными свойствами, по существу, в немагнитных полях. Некоторые месторождения размещаются на границе с магнитными полями и в их краевых частях, но они отсутствуют в основной части положительных магнитных аномалий.

В последующих исследованиях автора выяснилось, что и все другие полезные ископаемые имеют собственную общую закономерность в размещении, причем одни из них тяготеют к немагнитным полям, а другие, наоборот, к магнитным. В немагнитных полях, кроме золота, находится большинство месторождений алмазов, нефти и газа (рис. 1), полиметаллов, медных колчеданов и медных порфиоров [9, рис. 1], урана, редких земель, олова и др., тогда как магнитным свойственны платино-медно-никелевые, платиновые, железорудные, титановые и другие месторождения, во многом связанные с мафит-ультрамафитовыми магматическими образованиями.

Для понимания природы наблюдаемых закономерностей важно установить причины и условия сущест-

вования магнитных и немагнитных полей земной коры, контролирующих размещение месторождений полезных ископаемых.

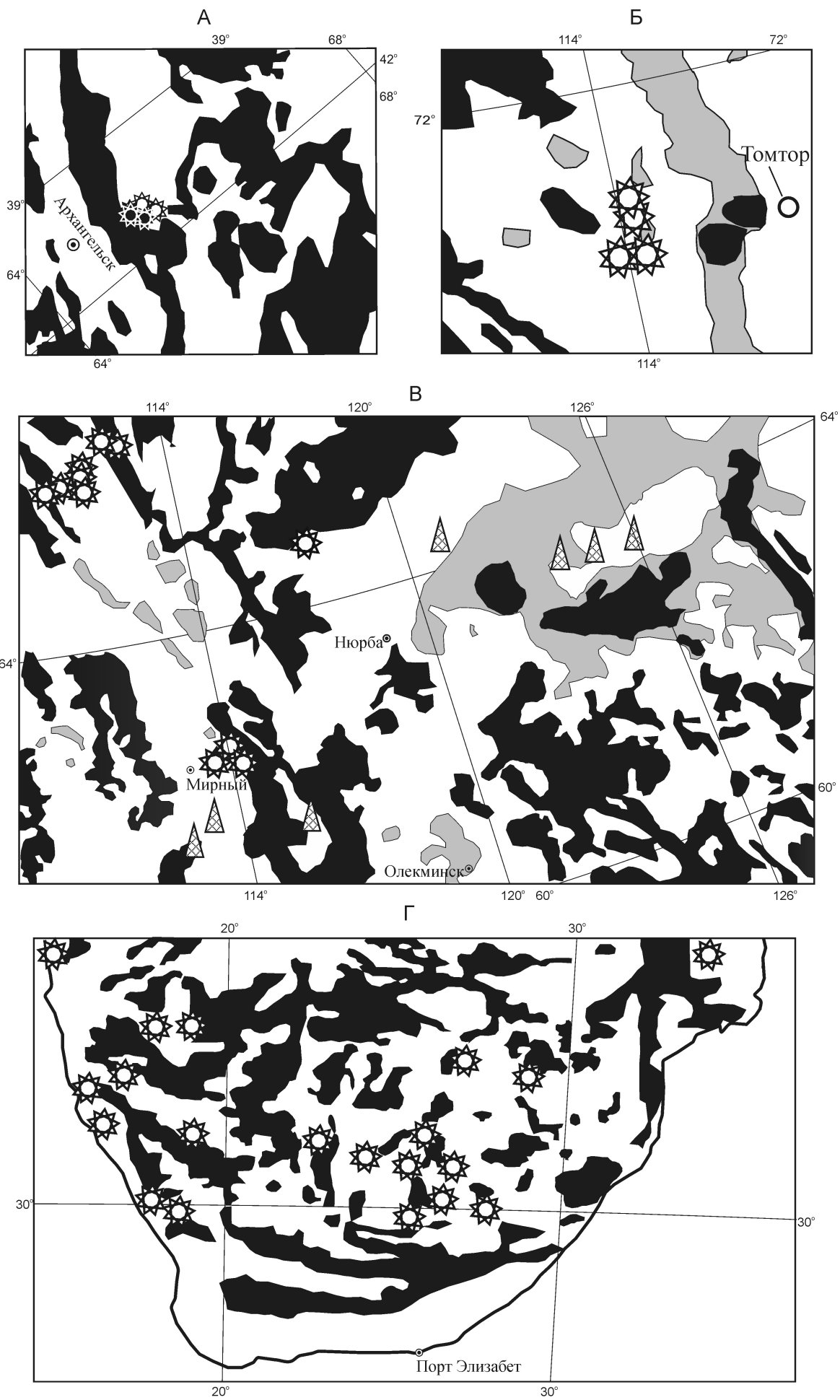
Вопросы происхождения региональных магнитных аномалий земной коры изучались и рассматривались на протяжении многих лет большим количеством исследователей. Обстоятельное обобщение полученных результатов и изложение собственных обширных данных приведены в статье [13]. Из сформулированных Д.М.Печерским и Ю.С.Геншафтом заключений к особо важным относятся следующие:

главным источником региональных магнитных аномалий является магнетит;

причины скопления магнитных минералов в земной коре остаются неизвестными;

приуроченность региональных магнитных полей к зонам растяжения, а немагнитных — к зонам сжатия.

В излагаемых ниже построениях в качестве определяющего используется сделанный автором вывод, состоящий в том, что магнетит, являясь главным источником региональных магнитных аномалий, в природных условиях образуется в основном за счет свободного кислорода. При отсутствии такового железо находится преимущественно в немагнитных и слабо магнитных соединениях — гидроокисных, силикат-



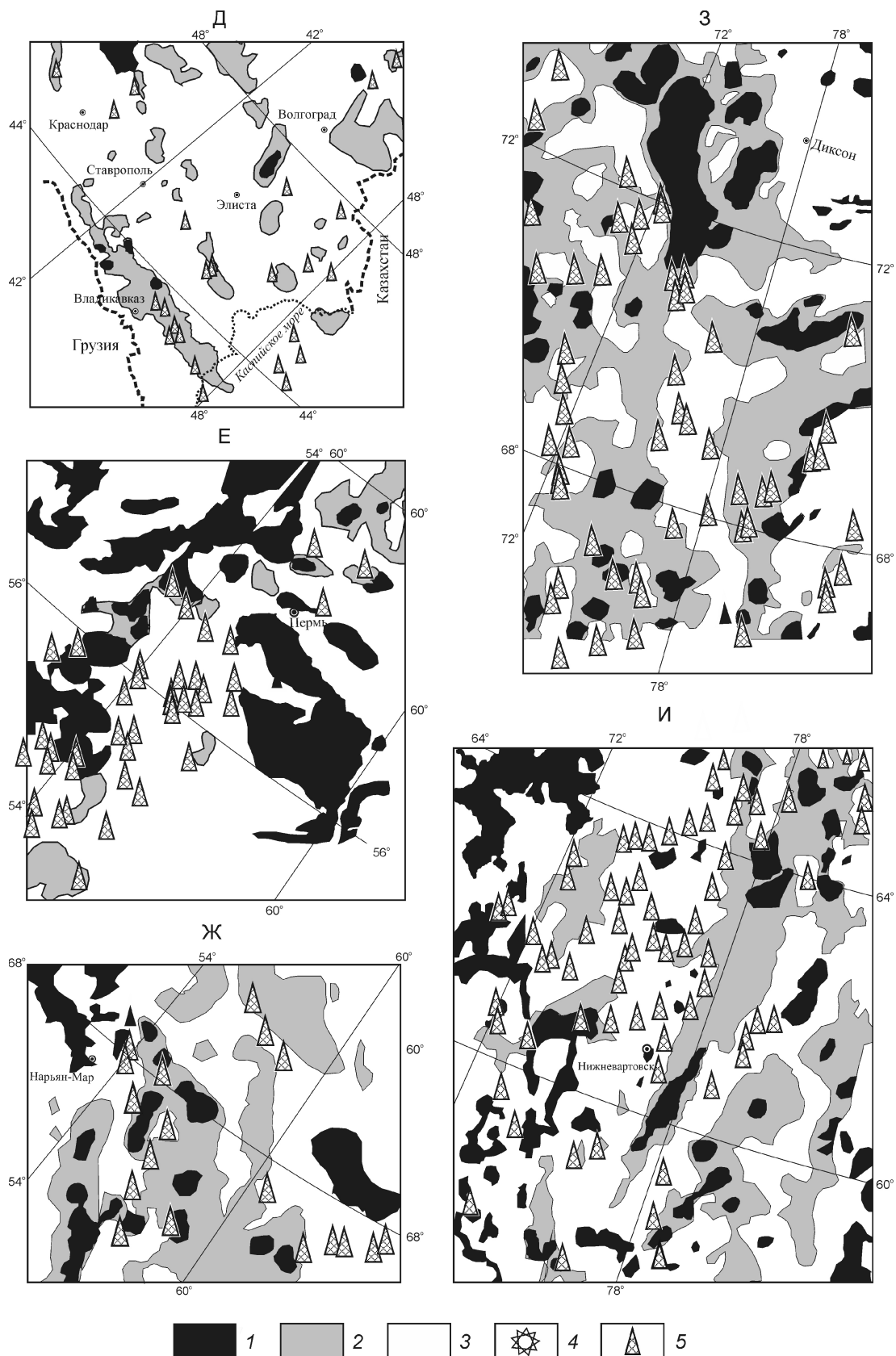


Рис. 1. Размещение месторождений алмазов, нефти и газа. По работам [3, 4]:

регионы: А — Архангельский, Б, В — Якутский, Г — Южноафриканский, Д — Каспийско-Поволжский, Е — Предуральный, Ж — Пучерский, З — Западно-Сибирский северный, И — Западно-Сибирский южный; значения магнитного поля (T , нТл): 1 — положительные магнитные (50— более 2000), 2 — слабомагнитные (50—100), 3 — нулевые и отрицательные — немагнитные (50—более 1000); месторождения: 4 — алмазов, 5 — нефти и газа

ных, сульфидных, карбонатных и др. Магнитное самородное железо в пределах земной коры возникает в экзотических обстановках и значительных скоплениях не образует.

Основанием для такого вывода послужили авторские и известные в литературе экспериментальные данные, а также результаты анализа нахождения магнетита в геологических объектах.

В экспериментах автора образование магнетита наблюдалось при изучении поведения и состояния сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных ассоциаций в гидротермальных и расплавных условиях [5, 10]. В гидротермальных условиях осуществлялось термоградиентное переотложение минеральных веществ различными водными растворами (NH_4Cl , NaCl , NaOH и др.) от 0 до 5—10%-й концентрации. Исходным материалом служили вкрапленные и массивные руды и породы (габбро-долериты) норильских платино-медно-никелевых месторождений. Опыты проводились в удлинённых (до 40 см) кварцевых ампулах внутренним диаметром до 20 мм, помещаемых в запаённом виде в стальные автоклавы, и непосредственно в удлинённых (от 40—60 см до 1,5 м) металлических (в основном титановые) реакторах объёмом до 2-х и более литров (в большом стальном автоклаве 25 л). Температура в горячей зоне (зона растворения) составляла 350—600 °С, а в холодной (зона кристаллизации) на 20—100 °С ниже. Заполнение реактора водным раствором обычно не превышало 60% свободного пространства. Остальная его часть в большинстве случаев была занята воздухом. Давление в реакторе достигало 10 МПа, длительность опытов — до 5 суток. В некоторых случаях производилась откачка (эвакуация) воздуха свободного пространства. Расплавные эксперименты осуществлялись преимущественно с теми же материалами обычно в вакуумированных кварцевых ампулах.

Во всех экспериментах как гидротермальных, так и расплавных, магнетит в существенных количествах выделялся только в случае наличия в системе воздуха, то есть свободного кислорода. При этом четко прослеживалась постоянная закономерность: чем больше объём воздуха, заполняющего свободное пространство, тем больше образуется магнетита. Во всех кислородсодержащих случаях как в сульфидных, так и силикатных системах процесс кристаллизации новообразований в холодной зоне начинался с магнетита, выделение которого прекращалось после исчерпания кислорода воздуха свободного пространства. Далее шла кристаллизация сульфидов железа, а также сульфидов цветных и благородных металлов. При отсутствии воздуха (свободного кислорода) железо кристаллизовалось в виде сульфидов и силикатов. При наличии воздуха магнетит кристаллизовался не только в холодной зоне, но и замещал сульфиды исходного вещества в горячей зоне. Примеры синтезированных в опытах выделений магнетита приведены на рис. 2, I.

Подтверждением образования магнетита в основном за счёт свободного кислорода могут служить также многочисленные эксперименты (300) Б.Майсена и А.Бэтчера по изучению вопросов плавления и кристаллизации водосодержащей мантии [12]. Во всех их опытах по плавлению и кристаллизации различных (четырёх) типов перидотитов в водной среде, проводившихся в закрытых ампулах в широком диапазоне температур (700—1220 °С), давлений (770—2500 МПа), времени (3—73 час) и содержаний воды (8—36,9%) в условиях магнетит-гематитового (МН) буфера, магнетит отсутствовал. Среди продуктов этих опытов находились оливин, ортопироксен, клинопироксен, амфибол, шпинель, гранат, слюда, стекло и флюидная фаза. Магнетит появлялся лишь в тех экспериментах, которые проводились в открытых ампулах, то есть при доступе воздуха (свободного кислорода).

Возможности выделения магнетита за счёт «несвободного» кислорода, находящегося в ассоциируемых преимущественно силикатных соединениях и воде, в ходе обменных реакций весьма ограничены, в т.ч. в метасоматических и других метаморфических процессах. Причиной являются более прочные связи кислорода в исходном веществе, чем в магнетите. В частности, это проявляется в разнице величин свободной энергии образования силикатных соединений ($G_{(298)}^0$ от 264 до 3147 ккал/моль) и магнетита (242,7 ккал/моль).

Откуда же берётся свободный кислород и как он попадает в земную кору? Поступление свободного кислорода из мантии практически невозможно, так как в исходном мантийном веществе он в основном находится в кремнекислородных тетраэдрах силикатов, отличающихся прочной связью элементов, не разрушающейся в реакциях магматических процессов. Маловероятно получение достаточного количества свободного кислорода и за счёт воды, в случае её появления в системе. Переходя в паро- и газообразное состояние, вода преимущественно сохраняет свою целостность, то есть в ней не разрывается связь кислорода с водородом и, следовательно, не появляется свободный кислород в значительных количествах.

Остается один источник свободного кислорода — атмосфера Земли. Возможно, именно с этим связан тот факт, что кислород магнетита большинства пород и руд имеет изотопный состав (от 2 до 6‰), близкий к изотопному составу кислорода атмосферы (^{18}O 4... 4‰) и постоянно более лёгкий по сравнению с кислородом ассоциирующих оксидных и силикатных минералов (^{18}O более +4‰). Это может объясняться тем, что ассоциирующие с магнетитом кислородсодержащие минералы при своей кристаллизации используют «силикатный» кислород кремнекислородных тетраэдров основной массы системы, а магнетит — «атмосферный». Если нет атмосферного кислорода, то магнетит отсутствует. Тогда по изо-

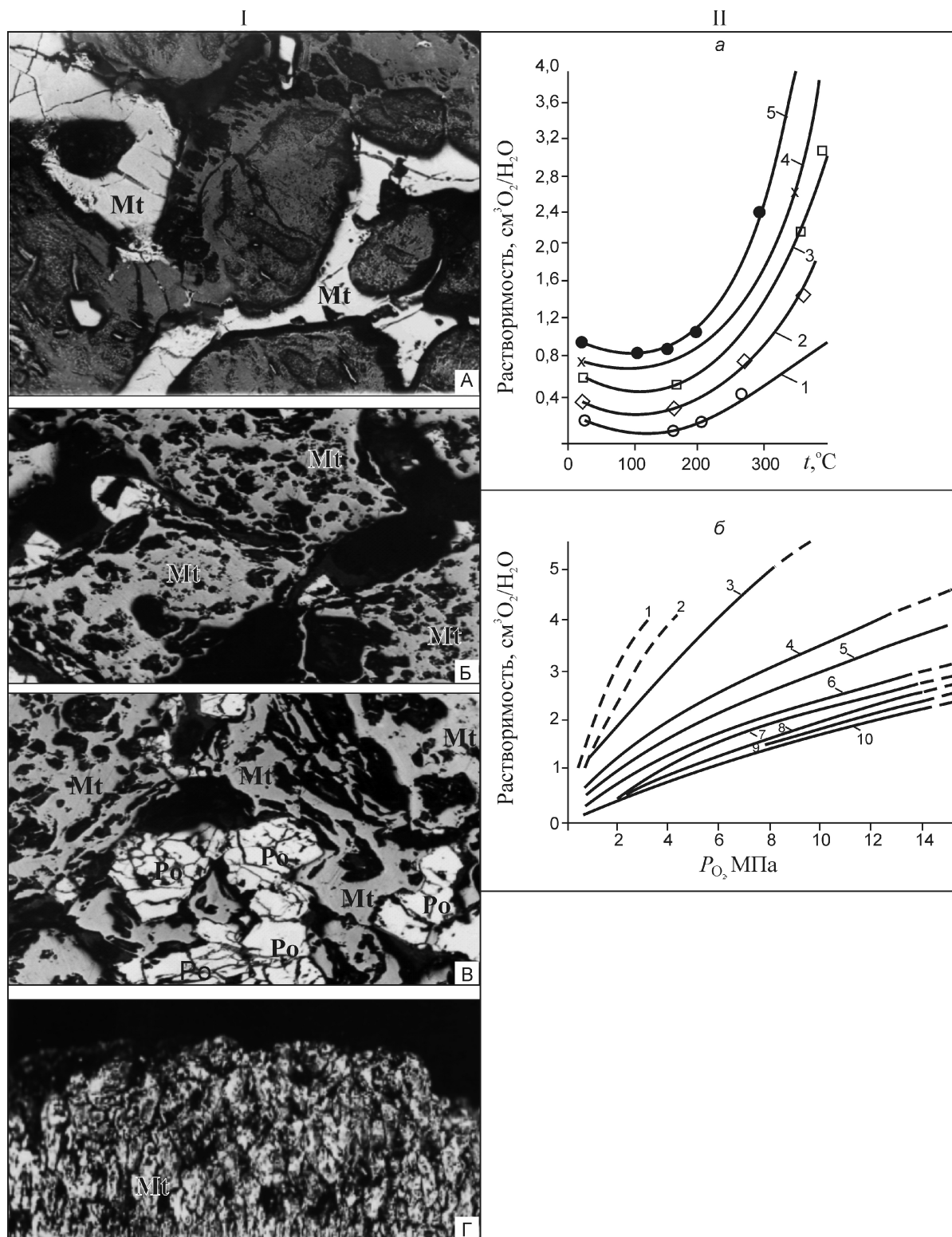


Рис. 2. Формы выделения синтетического магнетита (I) и диаграммы растворимости кислорода в воде (II):

А — метасоматический магнетит, заместивший пирротин, основная масса — силикаты исходного вещества (клинопироксен, оливин и др.), «горячая зона» (зона растворения), ув.110 раз, Б — преимущественно магнетитовая ассоциация «холодной» зоны (зона кристаллизации), ув.90 раз, В — пирротин-магнетитовая ассоциация «холодной» зоны, ув.90 раз, Г — магнетитовый агрегат «холодной» зоны, 1:1; зависимость растворимости кислорода в воде: а — от температуры при различном парциальном давлении кислорода P_{O_2} (опыты Прея), в МПа: 1 — P_{O_2} 0,1; 2 — P_{O_2} 1,4; 3 — P_{O_2} 2,1; 4 — P_{O_2} 2,8; 5 — P_{O_2} 3,5, б — от парциального давления кислорода при различной температуре воды (°C): 1 — 544; 2 — 316; 3 — 216; 4 — 204; 5 — 240; 6 — 37,8; 7 — 121,1; 8 — 148,8; 9 — 93,4; 10 — 65,5 (данные интернета); Mt — магнетит, Po — пирротин

топному составу кислорода магнетита можно судить об изотопном составе кислорода атмосферы времени его формирования.

Каким же образом атмосферный кислород достигает глубин земной коры? Самостоятельно он сделать этого не может. Возможен только один способ — опускаться вместе с поверхностной водой в растворенном виде.

Судя по имеющимся в литературе сведениям [14 и др.], растворимость кислорода в воде может достигать 10 мл/л (1%) с проявлением признаков ее понижения по мере увеличения температуры и солёности воды. Однако снижение растворимости кислорода с повышением температуры происходит только до 100 °C. Далее она сменяется на повышение в количествах, зависящих от парциального давления O_2 , то есть от содержания свободного кислорода (см. рис. 2, II).

Проникновение поверхностной воды возможно до глубин 40 км и более [11 и др.], вплоть до верхней мантии. Достигая этих уровней и провоцируя зарождение в них магматических очагов путем снижения температуры плавления веществ, вода поставляет в магмы свободный кислород, который при кристаллизации расплавов приводит к образованию магнетита. Образование магнетита возможно и в случае внедрения мантийных магм в насыщенные водой и кислородом горизонты земной коры, как и при излиянии магм на земную поверхность.

Поверхностная вода, насыщенная кислородом, опускаясь вниз земной коры в сравнительно холодном виде, может подниматься оттуда в нагретом бескислородном состоянии (потратив кислород на образование магнетита) и создавать тем самым поверхностно-коровую водную конвекцию.

Предельной границей опускания и начала возвращения (подъема) воды служит ее критическая температура (374 °C), при которой вода теряет гравитационную способность опускаться вниз. Эта температура может достигаться как за счет геотермического тепла, так и под воздействием поднимающихся магматических масс.

При опускании кислородсодержащей воды в пределы температур 250 °C и выше происходит гидратация (в т.ч. серпентинизация) породообразующих минералов вмещающих толщ, сопровождающаяся выделением магнетита под воздействием привнесенного кислорода, а также его образование посредством замещения сульфидных ассоциаций (когда они присутствуют). Последнее может приводить к уничтожению ранее сформированных сульфидов цветных и благородных металлов. Магнетитизации подвергаются различные содержащие железо породы с формированием единого магнитного поля. С этим процессом может быть связано нередко наблюдаемое наложение одной магнитной аномалии на различные по составу и возрасту породы и структуры.

Восходящая бескислородная ветвь, поднимаясь вверх, растворяет на пути движения золото и цветные металлы вмещающих пород с последующим их отложением на более высоких горизонтах и в приповерхностных условиях и образованием гидротермальных золоторудных, полиметаллических и других месторождений.

Таким образом, магнитные поля представляют собой места опускания и нахождения кислородсодержащей воды, а немагнитные — подъема и наличия бескислородной. Области опускания воды приурочены к зонам растяжения, а подъема к нейтральным и в некоторой мере к сжатым участкам. Возможно, что в единой зоне растяжения могут существовать обе ветви конвекционной ячейки — опускания и подъема.

Магнитные аномалии могут быть вызваны любыми железосодержащими породами, формировавшимися в присутствии свободного кислорода, обеспечивающего выделение магнетита: магматическими (эффузивные и интрузивные), осадочными и метаморфическими. Образование этих пород возможно на всех уровнях, где существует свободный кислород — на земной поверхности (осадочные и эффузивные), близповерхностных (эффузивно-интрузивные) и глубинных (интрузивные и метаморфические). Максимальная глубина нахождения магнитных аномалий ограничивается уровнем проникновения вниз кислородсодержащей воды, во многом определяемым температурой ее перехода из жидкого в газообразное состояние (374 °C).

Фундамент континентальной коры, формировавшийся в доархейское бескислородное время (более 3800 млн. лет назад, до возвращения воды из атмосферы на земную поверхность) [8], первоначально не содержал магнетита и был немагнитным. Магнетитсодержащие магнитные фрагменты в нем и на нем стали появляться в архейский и последующие периоды, после возвращения воды на поверхность Земли, насыщения ее затем появившимся свободным кислородом и проникновения в таком виде в литосферу.

Материалом для образования магнитных участков могли служить как первичные породы фундамента коры, так и внедрившиеся в него мантийные магматические массы, находившиеся в расплавленном или уже застывшем состоянии.

При магнетитизации пород и превращении их в магнитные происходит разубоживание вплоть до уничтожения ранее образованных в них сульфидных и других рудных ассоциаций, устойчивых в восстановительных условиях. Наибольшее количество первичных магматических сульфидов сохраняется лишь при кристаллизации сульфидсодержащих магм, формирующих платино-медно-никелевые месторождения. Причиной является большая избыточность серы по отношению к свободному кислороду и сравнительно быстрое охлаждение внедренных магматических масс.

Магнетитизация обычно не повторяется в одном и том же месте в последующие периоды геологического времени. Территории и участки, однажды превратившиеся в магнитные, в большинстве своем остаются таковыми навсегда, поддерживая окислительную обстановку в себе и вокруг себя, и влияя на более поздние процессы, в т.ч. и на рудообразующие.

В некоторых случаях эти территории и участки могут подвергаться последующим метаморфическим процессам, приводящим к выносу железа (гранитизация) и кислорода (сульфуризация), вызывающим исчезновение магнитных свойств пород и связанных с ними положительных магнитных аномалий. Причем наряду с уничтожением намагниченности пород могут формироваться вторичные сульфидсодержащие рудные скопления (месторождения), образующиеся и остающиеся устойчивыми в восстановительных условиях.

Следовательно, в любом варианте (первичном или вторичном) восстановительные условия являются наиболее благоприятными для образования и сохранения рудных месторождений, а места их нахождения надежно опознаются геофизическими методами по отсутствию магнитных аномалий.

Восстановительная обстановка необходима не только для накопления рудных ассоциаций, но и для образования и сохранения алмазов, нефти и газа. Кимберлиты, внедренные в кислородсодержащие толщи, не сформируют и не сохранят алмазы, как и не могут образоваться и сохраниться в таких толщах нефть и газ. Это хорошо подтверждается реальными наблюдениями (см. рис. 1).

Из рис. 1, Д—И видно, что известные месторождения нефти и газа, подобно месторождениям золота [9] и алмазов (см. рис. 1, А—Г) в большинстве своем размещаются в немагнитных полях и участках, реже в слабомагнитных и краевых зонах магнитных, которым свойственны восстановительные условия. Но они вовсе отсутствуют в основных частях интенсивных магнитных аномалий, характеризующихся окислительными условиями.

Можно предполагать, что независимо от генезиса нефти (органического или неорганического), ее образование происходило в бескислородной (восстановительной) среде при температуре не ниже 300—400 °С, соответствующей низкотемпературному пиролизу органических веществ. При таких условиях нефть сравнительно легко синтезируется, например, как это наблюдалось в опытах по термической переработке различных видов органических материалов [7].

В природной обстановке эти температуры и условия достигаются в областях повышенного теплового потока на обширных площадях и сравнительно небольшой глубине (5—10 км). При этом возможно активное воздействие образующихся горячих восстановительных газов на окружающую среду с превращением магнетита (в случае его присутствия в ней) в

сульфидные и другие немагнитные соединения и переходом этой среды из магнитной (если она была таковой) в немагнитную.

Таким образом процессы нефте- и газообразования могут сопровождаться исчезновением исходной намагниченности вмещающих и окружающих пород, проявляя и фиксируя тем самым места формирования и нахождения нефти и газа, характеризующихся отсутствием магнитных аномалий. Не исключена некоторая миграция нефти и газа от места их образования. Но, как следует из реального нахождения нефтяных и газовых месторождений, располагающихся преимущественно в немагнитных участках (см. рис. 1), величина миграции сравнительно небольшая.

Факт возможности образования нефти и газа за счет геотермического тепла при температурах 300—400 °С свидетельствует о том, что это тепло в других обстановках может приводить к формированию месторождений гидротермального генезиса, так как температуры 300—400 °С являются наиболее продуктивными в отношении экстракции, переноса и отложения (концентрации) рудных компонентов водными растворами [5].

Образование алмазов также требует существования восстановительной (бескислородной) среды. Как показали наши эксперименты по воздействию сфокусированного лазерного излучения на углеродсодержащие и другие вещества [6], алмазы способны формироваться не только в пределах мантии, но и в коровых условиях. Такое возможно в случае резкого проникновения высокотемпературных мантийных магм в насыщенную бескислородной водой углеродсодержащую земную кору и проявления при этом термогидравлического эффекта, создающего высокие давления, достаточные для образования алмазов [2]. Но, независимо от способов образования алмазов, нахождение их месторождений присуще в основном немагнитным полям и участкам земной коры (см. рис. 1, А—Г).

Таким образом, региональные магнитные поля фиксируют собой области проникновения поверхностной воды в глубины земной коры и насыщения их свободным кислородом. Они характерны для зон растяжения и не свойственны зонам сжатия, в которых затруднено перемещение воды в глубокие горизонты. Глубина и уровни насыщения кислородом земных толщ ограничиваются критической температурой воды (374 °С), во многом контролируемой геотермическим градиентом.

Немагнитные поля представляют собой части земной коры, в которые практически не проникала вода, насыщенная свободным кислородом.

Возможны следующие варианты образования магнитных и немагнитных полей, происходящие в континентальных, океанических и островодужных обстановках.

В континентальных условиях образование магнетитсодержащих пород и создающих ими магнит-

ных полей (аномалий) в основном приурочено к областям растяжения земной коры, возникновение которых обусловлено влиянием ротационных сил вращения планеты [8].

Растяжение земной коры приводит к прогибанию ее поверхности, сопровождающемуся формированием депрессионных структур, заполняемых водой, осадочным и магматическим материалами (рис. 3). Происходит это в основном в условиях свободного доступа кислорода воздуха, обеспечивающего выделение значительных количеств магнетита, за счет которого формируются региональные магнитные аномалии наложенных структур. К осадочным образованиям такого типа можно отнести железорудные формации (см. рис. 3, А), а к магматическим — проявление

наземного преимущественно мафитового магматизма рифтогенных зон (см. рис. 3, Б—В).

В зонах растяжения осуществляется также проникновение насыщенной кислородом воды в фундамент земной коры, что создает в нем кислородсодержащую среду, благоприятную для выделения магнетита в магматических и вмещающих их породах и для формирования глубинных магнитных аномалий (см. рис. 3, Б—В).

При достижении глубоких сравнительно высокотемпературных уровней (до 374 °C), опустившаяся вода, потратив некоторое количество на гидратацию минералов вмещающих пород и потеряв свободный кислород, в нагретом бескислородном состоянии образует обратный поток восстановительного свойства

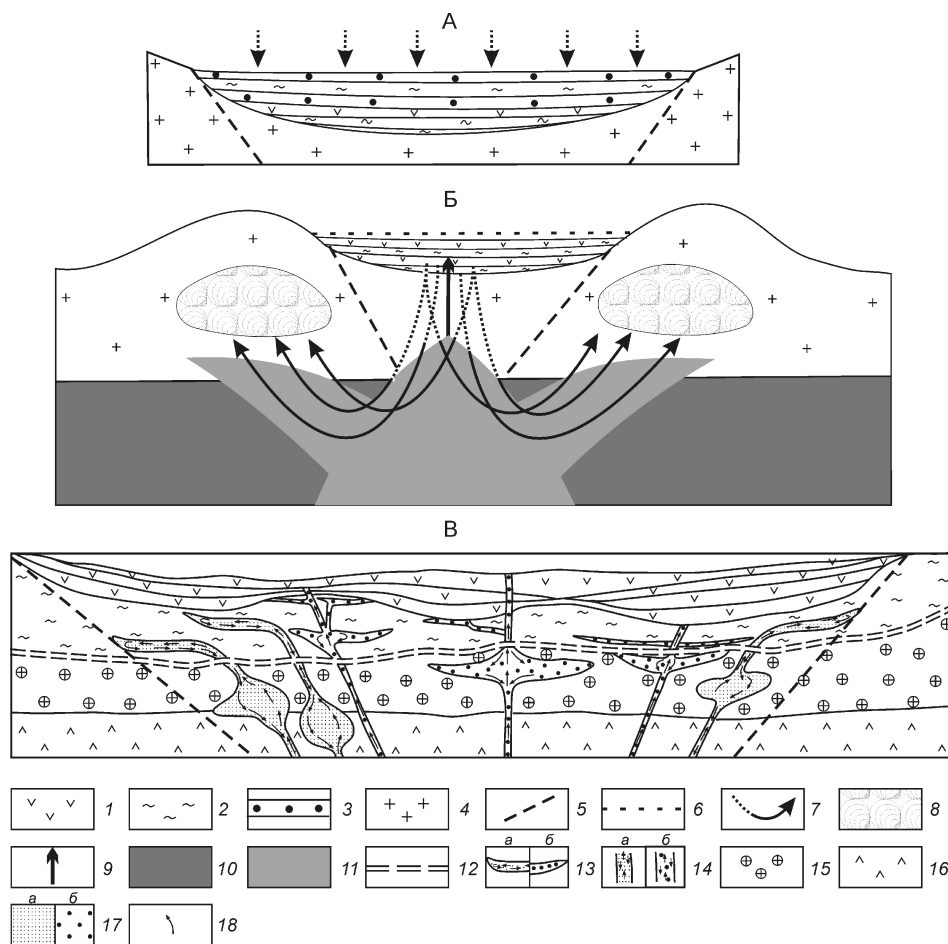


Рис. 3. Схемы образования континентальных структур, формирующих магнитные и немагнитные поля:

А — магнитные структуры и поля железорудных формаций; Б — магнитные осадочно-вулканогенные структуры и обрамляющие их немагнитные поля; В — магнитные структуры траппового магматизма (фрагмент схемы траппового магматизма Тунгусской синеклизы); 1 — вулканы; 2 — осадочные образования; 3 — слои железорудной формации; 4 — фундамент континентальной коры; 5 — разрывные нарушения, которые можно рассматривать как внешние границы магнитных полей — границы зон насыщения кислородсодержащей водой и образования в них магнетита; 6 — поверхность воды; 7 — направление движения кислородсодержащей (пунктир) и бескислородной воды; 8 — гранитоидные образования; 9 — направление подъема магмы; 10 — мантия; 11 — магматический расплав; 12 — условная линия разрыва толщ коры; 13 — интрузии: а — рудоносные, б — безрудные; 14 — каналы магм: а — сульфидоносных, б — бессульфидных; слои: 15 — «гранитный», 16 — «базальтовый»; 17 — расплавы: а — сульфидоносные, б — бессульфидные; 18 — направление течения магматических расплавов

(см. рис. 3, Б). Он производит растворение (экстракцию) и концентрацию в растворе рудных компонентов вмещающих сред на нижних горизонтах и отложение их на более высоких с образованием золотых и других месторождений гидротермального генезиса.

Нагретая возвращающаяся вода в боковых частях зон активного мафит-ультрамафитового магматизма может способствовать плавлению (под воздействием магматического тепла) коровых толщ и проявлению среднего и кислого («гранитоидный») магматизма (см. рис. 3, Б), вызывающего демагнетизацию коровых толщ и сопровождающегося экстракцией и концентрацией рудных компонентов с образованием немагнитных полей и сформированных в них гидротермальных золотых и других рудных месторождений.

В зонах спрединга океанического дна формируются так называемые полосчатые (линейные) магнитные аномалии, проявляющиеся в параллельном чередовании магнитных и немагнитных полос (участков), симметричных относительно линии подъема магматических масс. Существование в этих зонах немагнитных участков объясняется обратной полярностью магнитного поля, а чередование полос — периодической сменой этой полярности [1, 15]. Однако такое объяснение не является однозначным. Подобное возможно и в случае того, что океаническая кора состоит из чередующихся блоков очень сильно и очень слабо намагниченного в одном и том же направлении материала [1, 15].

Исходя из рассмотренных условий образования магнетита — основного источника магнитных аномалий — последний вариант более реалистичен и причина существования линейных магнитных аномалий может состоять в неодинаковой возможности образования магнетита в поднимающейся магматической массе, обуславливающей формирование магнетитосодержащих (магнитных) и безмагнетитовых (немагнитных) участков. Осуществление этих процессов можно представить следующем образом (рис. 4, А).

В связи с узко концентрированным подъемом магм, насыщенная кислородом морская вода в основном опускается на периферии воздымающейся магматической массы, а поднимается, потеряв растворенный кислород, в центральной (над магматическим выступом) части. Опускаясь, вода проникает в магматический выступ, достигает его середины и поднимается вверх над ним. При этом на первой (внешней) половине пути в магматическом объеме водой теряется растворенный в ней кислород, который поступает в магму и за счет которого в последующем образуется магнетитосодержащие (намагниченные) породы. Далее, к центральной части и вверх по ней, вода перемещается в бескислородном состоянии, производя растворение рудных компонентов и их отложение в восстановительных потоках типа немаг-

нитных черных курильщиков, в которых отсутствуют существенные выделения и скопления магнетита.

При поступлении (подъеме) новых порций магмы процесс повторяется (см. рис. 4, А). В результате образуется неоднородность поднимающейся магматической массы зон океанического спрединга, выражающаяся в параллельном чередовании магнитных и немагнитных полос — участков. Подъем воды во внешней части магматического диапира приводит к метаморфизму океанических толщ и образованию белых курильщиков.

В островодужных зонах (см. рис. 4, Б) происходит выделение бескислородной воды из опускающихся гидратированных толщ магматической плиты и кислородсодержащей из осадочного слоя. Бескислородная вода участвует в проявлении островодужного магматизма и связанного с ним гидротермального рудообразования, а кислородсодержащая — в формировании магнитных коллизионных призм. Поэтому в зонах субдукции области проявления магматизма представлены немагнитными полями, а их тыловые части — полями региональной магнитности (см. рис. 4, Б). При последовательном смещении (отступлении) зоны погружения океанической плиты в островодужном комплексе возникает чередование немагнитных полей с магнитными, подобно тому, как это происходит в пределах Камчатки [9].

Таким образом, из изложенного материала можно сделать следующие основные выводы:

1. Все территории земной коры (континентальные, океанические и островодужные) состоят из магнитных и немагнитных участков (полей).

2. Существование магнитных и немагнитных полей земной коры связано, соответственно, с наличием и отсутствием значительных количеств (1%) магнетита в слагающих ее толщах.

3. Значительное количество магнетита образуется в основном за счет свободного кислорода, доставляемого в земную кору водой из атмосферы и гидросферы планеты.

4. Глубина проникновения в земную кору свободного кислорода, а, следовательно, и образования в ней магнетита, как и положительных магнитных аномалий, в основном ограничивается критической температурой (374 °C), привносящей кислород воды.

5. В пределах магнитных полей, характеризующихся окислительными (кислородсодержащими) условиями, формируются те месторождения, рудное вещество которых поступает в земную кору вместе с преимущественно мантийными магмами. Кристаллизация и эволюция таких магм определяются собственными материальными и энергетическими ресурсами с добавлением свободного кислорода вмещающих сред, вызывающего образование магнетита. Примером являются платино-медно-никелевые и платиновые месторождения, а также месторождения железных руд, связанные с мафит-ультрамафитовы-

ми магматическими образованиями. В этих же полях находятся осадочные, осадочно-вулканогенные и скарновые месторождения железа.

6. Немагнитным полям свойственна восстановительная (бескислородная) обстановка, благоприятная для образования и нахождения большинства известных месторождений полезных ископаемых, в т.ч. месторождений золота, алмазов, нефти, газа и др. Они формируются в основном вследствие преобразования коровых сред под воздействием геотермического и магматического тепла, вызывающего экстракцию и концентрацию ценных компонентов преимущественно бескислородными водными растворами.

7. В континентальных условиях магнитные поля в основном приурочены к первично депрессионным структурам, заполняемым мантийным мафит-ультрамафитовым эффузивным и интрузивным материалом и железосодержащим осадочным веществом, а также к крупным стратифицированным магматическим комплексам. Магнитные поля формируются за счет магнетита, образующегося вследствие поступления в область становления магматических и осадочных пород свободного кислорода, привносимого поверхностной водой.

8. В пределах океанической коры магнитные поля и аномалии создаются в зонах спрединга океанической

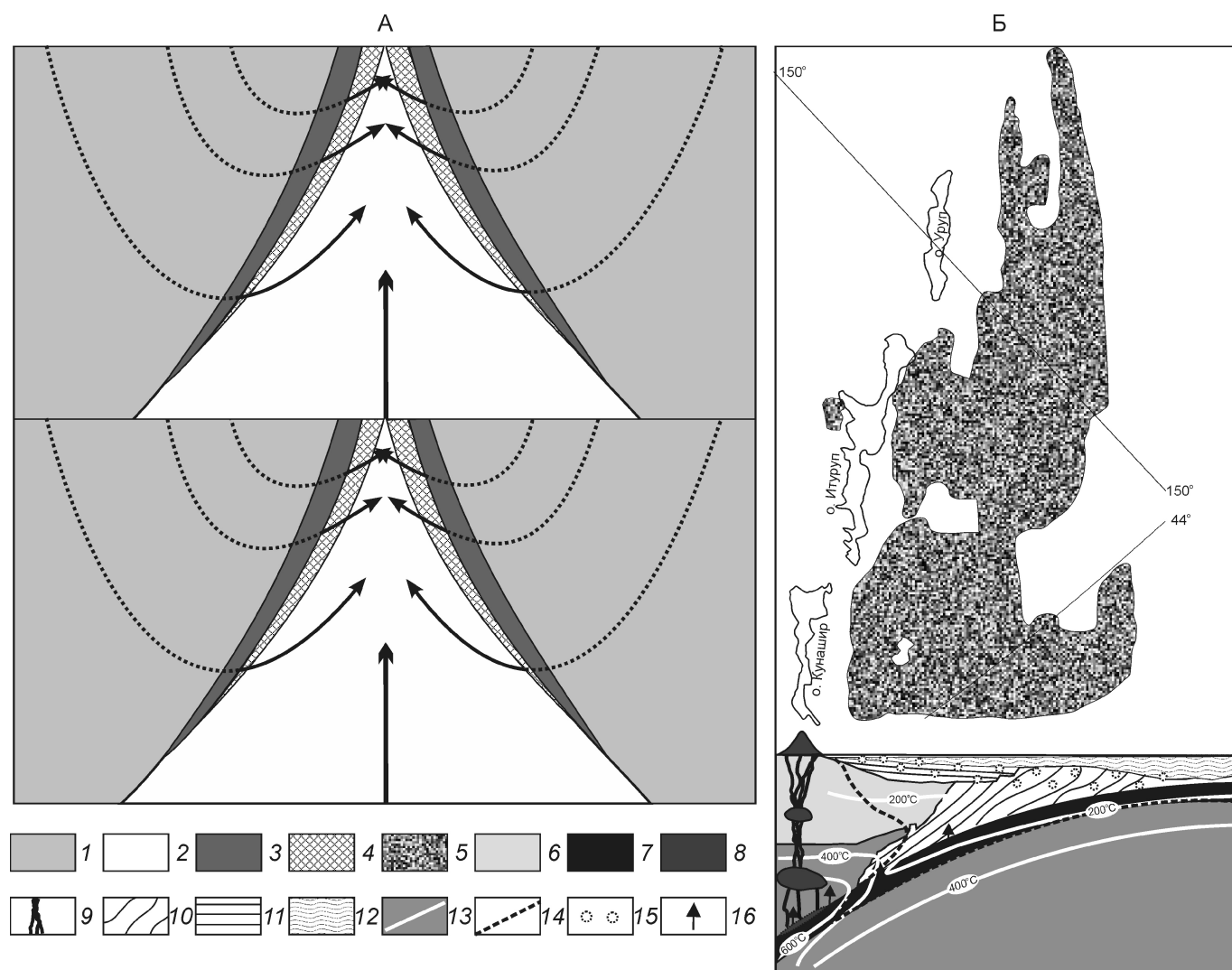


Рис. 4. Схемы образования магнитных и немагнитных полей в зонах спрединга (А) и субдукции (Б) океанического дна:

1 — океаническая кора; 2 — магма; 3 — магнитная зона; 4 — немагнитная зона; 5 — магнитные поля; 6 — континентальная кора; 7 — океаническая плита; 8 — мантия; 9 — магма островной дуги; 10 — образования коллопсирующей призмы; 11 — осадочные образования; 12 — вода океана; 13 — изотермы; 14 — нижняя граница опускания кислородсодержащей воды; 15 — области насыщения свободным кислородом; 16 — направление движения воды, выделяемой в процессе дегидратации пород океанической плиты; см. услов. обозн. к рис. 3

кого дна. Их проявление также связано с наличием магнетита, образующегося вследствие поступления в область кристаллизации магм свободного кислорода вместе с морской водой.

9. Полосчатая структура магнитных аномалий океанического дна обусловлена не сменой магнитной полярности, как принято считать, а чередованием участков содержащих и не содержащих магнетит. Магнетитсодержащие участки возникают под воздействием на магмы опускающегося кислородсодержащего потока воды, а безмагнетитовые — поднимающегося, бескислородного.

10. В островодужных зонах магнитные поля возникают в преддуговой области, где происходит погружение океанической плиты и коллапс ее верхнего слоя, насыщенного свободным кислородом, обеспечивающим образование магнетита и формирование магнитной аномалии. В более глубоких участках погружения плиты осуществляется плавление бескислородных коровых толщ и части плиты, приводящее к проявлению магматических и гидротермальных процессов, формирующих немагнитные островные дуги и свойственные им месторождения полезных ископаемых.

11. Установленная закономерность предпочтительного формирования и размещения месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых в немагнитных полях и участках земной коры позволяет до половины и более сократить поисковые площади и кардинально повысить эффективность геологоразведочных работ.

12. Известное проявление в земной коре образований железистых (магнетитовых) кварцитов возрастом более 3760 млн. лет (район Исуа в западной Гренландии) свидетельствует о том, что в это раннее время в атмосфере Земли уже существовал свободный кислород, изотопный состав которого был близок таковому кислорода магнетита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами / Новая глобальная тектоника (тектоника плит). — М.: Мир, 1974. С. 32—37.
2. Годлевский М.Н., Лихачев А.П. Условия образования и эволюции рудоносных ультраосновных магм // ЗВМО. 1981б. Вып. 6. С. 646—655.
3. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий (T_a) масштаба 1:5 000 000. — С-Пб: ВСЕГЕИ, 2004.
4. Карта полезных ископаемых Российской Федерации масштаба 1:5 000 000. — С-Пб: ВСЕГЕИ, 2007.
5. Лихачев А.П. О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. 1975б. № 10. С. 1459—1474.
6. Лихачев А.П. Лазерный способ исследования веществ при сверхвысоких температурах и давлениях // Геохимия. 1978в. № 10. С. 1554—1557.
7. Лихачев А.П. Способ переработки органического мусора // Роспатент. 1994. Патент № 2011119.
8. Лихачев А.П. Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 55—63.
9. Лихачев А.П. Общая закономерность размещения месторождений золота по глубинным геофизическим данным // Отечественная геология. 2012. № 6. С. 13—29.
10. Лихачев А.П., Кукоев В.А. О плавлении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах // Геология рудных месторождений. 1973. № 5. С. 32—45.
11. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3—11.
12. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. — М.: Мир, 1979.
13. Печерский Д.М., Гениафт Ю.С. Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий: обзор // Российский журнал наук о Земле. 2001. № 2.
14. Хорн Р. Морская химия. — М.: Мир, 1972.
15. Vine F.J., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges // Nature. 1963. № 4897. Pp. 947—949.

Особенности условий локализации золоторудной минерализации Гошинского золотоколчеданного месторождения (Малый Кавказ)

Г.С.ГУСЕЙНОВ (НИИ минерального сырья при Министерстве экологии и природных ресурсов Азербайджана; 1117Az, г.Баку, ул.Натаван, 16), М.И.МАНСУРОВ (Бакинский Государственный Университет; 1073/1 Az., г.Баку, ул.З.Халилова, 23)

Рассмотрены особенности условий локализации золотого оруденения Гошинского месторождения. Выделены существенные элементы для локализации золотого оруденения, среди которых наиболее характерными являются пространственная связь с субвулканическим телом и приуроченность к узлам сопряжения двух разнонаправленных разрывных нарушений различного возраста заложения, протяженности и ориентировки, выраженных на поверхности зоной повышенной нарушенности среди среднеюрских субвулканических, позднеюрских интрузивных тел и дайковых образований.

Ключевые слова: локализация, золото, субвулкан, разрывные нарушения.

Гусейнов Гамет Сары оглы, mineral_xammal@mail.ru

Мансуров Мамой Ибрагим оглы, mamoy_mansurov@mail.ru

Localization conditions peculiarities of the gold-ore mineralization of the Gosha gold-sulphide field (Lesser Caucasus)

G.S.GUSEYNOV, M.I.MANSUROV

The localization conditions peculiarities of the gold mineralization of the Gosha field have been considered. The essential elements of the appropriate localization conditions of the gold-ore mineralization have been defined. The subvolcanic body and steeply dipping conjugated faults are the most characteristic among them. It has been established that Gosha field has been confined to junction of two differently directed discontinuous faults of various age of location, extent and orientation, defined on the surface by high fault zone, enclosing Middle Jurassic subvolcanic, Late Jurassic intrusive bodies and dyke formations.

Key words: localization, gold, subvulkan, faults breaking.

Общая характеристика месторождения. Гошинское золотоколчеданное месторождение, открытое в 1966 г., является типичным представителем вулканогенных месторождений с прогрессивным рудообразованием, связано с непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией и локализуется в сводовой части вулканической постройки. Месторождение является составной частью Гошинской рудно-магматической системы (РМС) одноименного рудного поля, включающей также Иткырыланское, Боюк-Кишлакское, Сафарлинское, Перизаманлинское, Оксюзлинское и другие проявления. Гошинское рудное поле размещено на северо-западном крыле Ахмедабад-Гошинской антиклинали субширотной ориентировки. Сложено преимущественно породами базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, отнесенными к дзегамчайской (нижний байос) и гызылджинской (верхний байос) свитам. Гошинское месторождение расположено в крайней северо-западной части рудного поля (рис. 1). Для понимания закономерностей размещения золоторудного оруденения на площади месторождения целесообразно выделить наиболее существенные элементы соответствующей рудно-магматической системы. Гошинская РМС характеризуется приуроченностью к ло-

кальной очагово-купольной структуре юрского возраста, центральное место в которой занимает вулкано-тектоническая постройка, фиксируемая пересечением крупных региональных разломов северо-западного, субмеридионального и субширотного простираний.

Наиболее характерными элементами РМС, оказывающими влияние на распределение оруденения по площади месторождения, являются субвулканическое тело и крутопадающие нарушения — субширотные и близмеридиональные разломы. Наблюдается тесная пространственная связь между рудной минерализацией и ниже-верхнебайосскими средне-кислыми субвулканическими телами — от андезитов, андезибазальтов до риолитов, риодацитов и дацитов. Соотношения субвулканических образований и эндогенной минерализации РМС во многом таковы, что генетические связи их можно только предполагать. В основном же (в ареалах риолитов) наличие взаимосвязи рудного гидротермального и магматического процессов доказывается геологическими наблюдениями: эндогенная рудная минерализация и риолиты имеют близкий возраст; рудная минерализация и метасоматиты образуют ореолы вокруг субвулканических тел или локализуются в эндоконтактах

их апикальных частей; оруденение эпигенетично по отношению к субвулканическим телам. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что совмещенные с рудными телами и внедрившиеся несколько ранее небольшие по размерам субвулканические тела риодитов служили путями оттока растворов из глубины.

Оруденение золотоколчеданного типа сосредоточено в различно ориентированных жилах выполнения и зонах гидротермальной проработки лавово-пирокластической толщи андезитов нижнего и риодацитовых порфиров верхнего байоса в виде метасоматических тел. Кварцевые жилы по морфологии обычно разномасштабны. Наряду со сравнительно крупными простыми жилами встречаются короткие, не выдержанные по простиранию и падению, со сложным ветвлением по восстанию и переходами в зоны тонкого прожилкования и брекчирования. В общем жилы образуют кулисообразные системы. Рудными телами являются также участки наиболее интенсивно гидротермально-измененных пород, импрегнирован-

ных золотоносными сульфидами продуктивных минеральных ассоциаций — пиритом, халькопиритом и др., которым свойственен прожилково-вкрапленный характер выделения. Четкие геологические границы подобных рудных тел, как правило, не наблюдаются.

Состав субвулканических тел РМС изменяется в различных структурах средних течений рек Асрикчай, Ахынджачай. Выходы субинтрузивов отмечаются в бассейне р. Таузчай и других местах. Преобладают среднеюрские (нижне- и верхебайосские) андезиты, андезибазальты, риодациты, дациты. Для них характерна пестрота текстур и структур. Количество вкрапленников сильно изменяется. В наиболее кислых разностях фенокристаллы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, средним плагиоклазом, реже биотитом, магнетитом. Во вторичных кварцитах, образованных за счет этих вулканитов, кристаллы плагиоклазов пелитизированы, серицитизированы, в основной мелкозернистой массе породы развивается каолин. Наряду с каолином, формиру-

ющимся за счет разрушения плагиоклазов и основной массы, развит хлорит. За счет деанортитизации плагиоклаза во вторичных кварцитах иногда развиваются зерна кальцита, широкое развитие приобретает и вторичный кварц, появляется лимонит и вкрапленники пирита. Образованы они, по-видимому, в основном в связи с эпимагматической деятельностью субвулканических тел, а также более поздних позднеюрских (кимеридж) интрузивов, которые размещаются вдоль разломов регионального протяжения, секущих метасоматически измененные вулканиты, что указывает на определенный разрыв между интрузивным процессом и предшествующим ему вулканизмом. Совместно с ними они образуют вулканоплутоническую ассоциацию.

Геолого-тектоническая позиция. Сложное мозаично-блоковое строение Гошинской

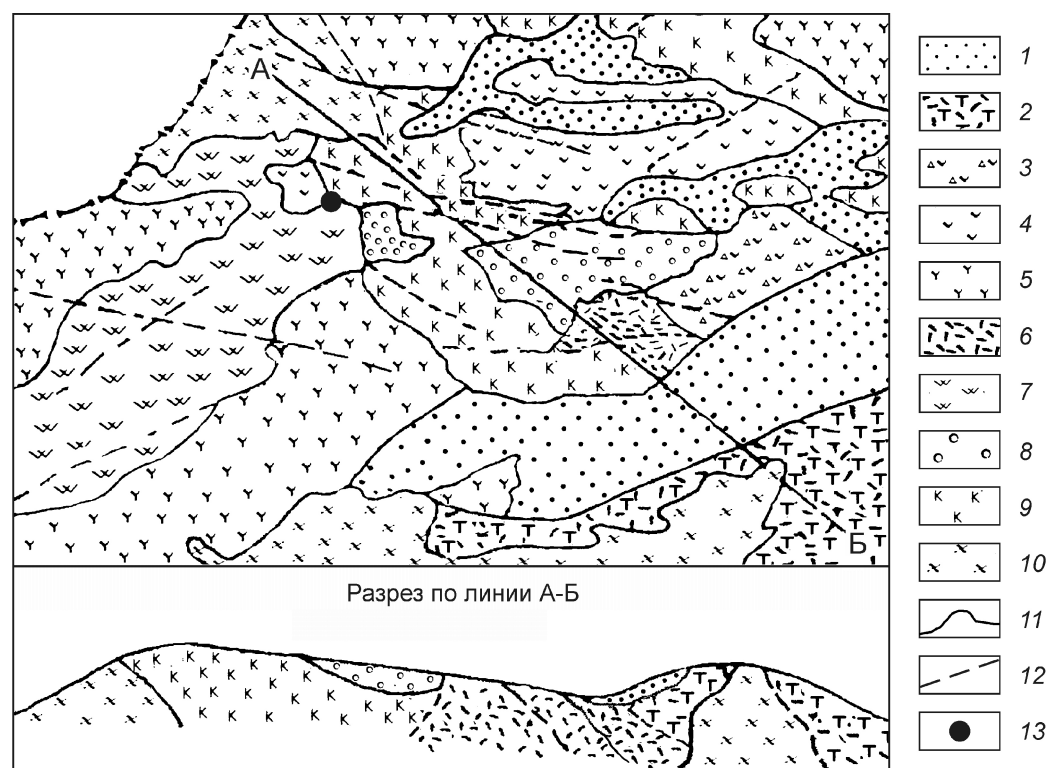


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Гошинского рудного поля. По Э.С. Сулейманову, 1982:

1 — современные отложения; 2 — верхнебайосский подъярус, туфы риодацитов; 3 — нижнебайосский подъярус, туфы ловобрекчии андезитов; 4 — нижнебайосские субвулканические базальт-андезиты; 5 — верхнебайосские субвулканические риодациты; 6 — лавы верхнебайосских риодацитов; 7 — пиритизированные вторичные кварциты, образовавшиеся за счет верхнебайосских риодацитов; 8 — ороговикованные породы; 9 — гидротермальноизмененные серии: притизированные, каолинизированные, окварцованные и сульфидизированные породы; 10 — кварц-плагиопорфиры; 11 — геологические границы; 12 — тектонические нарушения; 13 — месторождение Гоша

РМС с системой разнотипных разломов тесно связано с глубинным строением земной коры. Это подтверждается результатами геофизических исследований (сейсмическое зондирование, гравиметрические и магнитометрические съемки). Для Ахмедабад-Гошинского вулканотектонического поднятия, в современном плане представленного как одноименная антиклиналь близширотного простирания, характерно широкое развитие перемежающихся туфов, туфолав и эруптивных брекчий, сопровождающихся раздроблением и флюидизацией вмещающих пород, потоков игнимбритов, магмы которых, как отмечает А.Стейнер [6], обладали тем же свойством с породами кислых рудоносных субвулканических интрузий-риодацитов и риолитов с многочисленными экструзиями — их корневыми фациями. В центральной части структуры наблюдаются небольшие штоки кварцевых диоритов с грушевидным расширением и ветвлением в верхних частях и дайковые тела преимущественно средне-кислого состава. В пределах рудного поля и, особенно к северу и северо-востоку от села Гоша, широко развиты дайки диабазов. Мощность даек колеблется от 0,1 до 3 м, протяженность

1 км. Простирание даек субмеридиональное и северо-восточное. Этим же направлениям подчиняются трещины, кварцево-рудные жилы и зоны гидротермально-измененных пород. Они как бы упираются в кварц-диоритовый интрузив и продолжают вновь к юго-западу от него, вдоль Гоша-Иткырыланского разлома на расстояние более 3 км вплоть до Иткырыланского золоторудного проявления.

В центральной части РМС выделяется гетерогенная палеовулканическая постройка. Собственно Гошинское месторождение приурочено к узлу сопряжения двух разнонаправленных разрывных нарушений различного возраста заложения, протяженности и ориентировки, выраженному на поверхности зоной повышенной нарушенности, вмещающей среднеюрские субвулканические, позднеюрские интрузивные тела и дайковые образования. Главные из них линейные мажорантские разломы доюрского заложения имеют северо-западное (общекавказское) простирание. Они прослеживаются по осевой полосе Ахмедабад-Гошинской антиклинали, имеющей асимметричное строение — северное крыло крутое (до 45°) по сравнению с южным, имеющим угол падения примерно 20°. Частые ундуляции шарнира антиклинали сопровождаются образованием брахиструктур (антиклинальных и синклинальных), осложняя строение Ахмедабад-Гошинского вулканотектонического поднятия. Наличие разломной зоны отчетливо фиксируется по геологическим, геофизическим и геоморфологическим данным.

Более молодые разрывные нарушения, связанные с формированием вулканотектонической постройки, имеют значительно меньшую протяженность и глубину заложения. Проявление растягивающих напря-

жений обусловило заложение двух систем нарушений — близширотных и поперечных, близмеридиональных сбросового типа, которые разбивают площадь месторождения на ряд геолого-структурных блоков с амплитудами смещения 80—100 м. Оперяющие их более мелкие нарушения во многих случаях являются рудовмещающими. Первая система нарушений, имеющая запад-северо-западное простирание (270—285°) с падением плоскости на юг под крутыми углами (70—80°) до вертикального, и по времени совпадающая с приоткрыванием старых трещин и формированием новых, выражена интенсивной трещиноватостью и дроблением пород с последующим гидротермальным изменением до образования вторичных кварцитов. Значительная мощность (около 100 м и более), интенсивная гидротермальная переработка пород, наличие в швах этой системы разрывов крутопадающих дайковых тел малых интрузий, зон тектонических брекчий катаклазитов и др. свидетельствуют о большой глубине разломной зоны, прослеживаемой по своду Ахмедабад-Гошинского палеовулканического поднятия. При этом тектонические движения возобновлялись многократно, в результате этого разломы имеют несколько плоскостей разлинзования, сопровождаясь с висячего и лежащего блоков сериями эшолонированных локальных трещин, зонами дробления мощностью 2—2,5 м с тектонической глиной и зеркалами скольжения, а суммарная амплитуда перемещений по группе близкорасположенных сместителей трещин составляет 8—10 м. К таким участкам приурочены золотоносные зоны, в частности 1, 2, 3, 5 и др.

Дорудный возраст этих разломных структур говорит о приуроченности к некоторым из них зон прожилково-вкрапленной рудной минерализации и субвулканических тел.

Вторая система разрывов — близмеридиональные, поперечные к общекавказским, северо-западным. Они простираются от субмеридионального (355—10°) до северо-восточного направления (40—50°) с крутыми падениями (70—85°) на запад и восток. Более широко на месторождении представлены субмеридиональные разрывы (в основном сбросы), в отдельных интервалах изгибаясь и приобретая северо-восточное простирание. К этим системам разрывов, точнее их висячим бокам, «заполненным» гидротермально-измененными до вторичных кварцитов породами (мощностью 0,2—2,0 м), приурочены наиболее богатые зоны золотосульфидного оруденения (зоны 4, 10, 11, 12, 13 и др.) (рис. 2).

Кроме прямолинейных, сравнительно крупных по масштабам движений, в течение последующих стадий образовались радиальные, дуговые и кольцевые разломы, по которым происходили компенсационные просадки отдельных блоков. Эти разломы благодаря симметричным (отрицательные и положительные) магнитным аномалиям, зонам возникших сис-

тем мелких кулисообразных трещин, геоморфологическим уступам, линейным и дуговым ареалам изме-

нений пород и др., хорошо выделяются на космических снимках. Причем просадки в большей степени

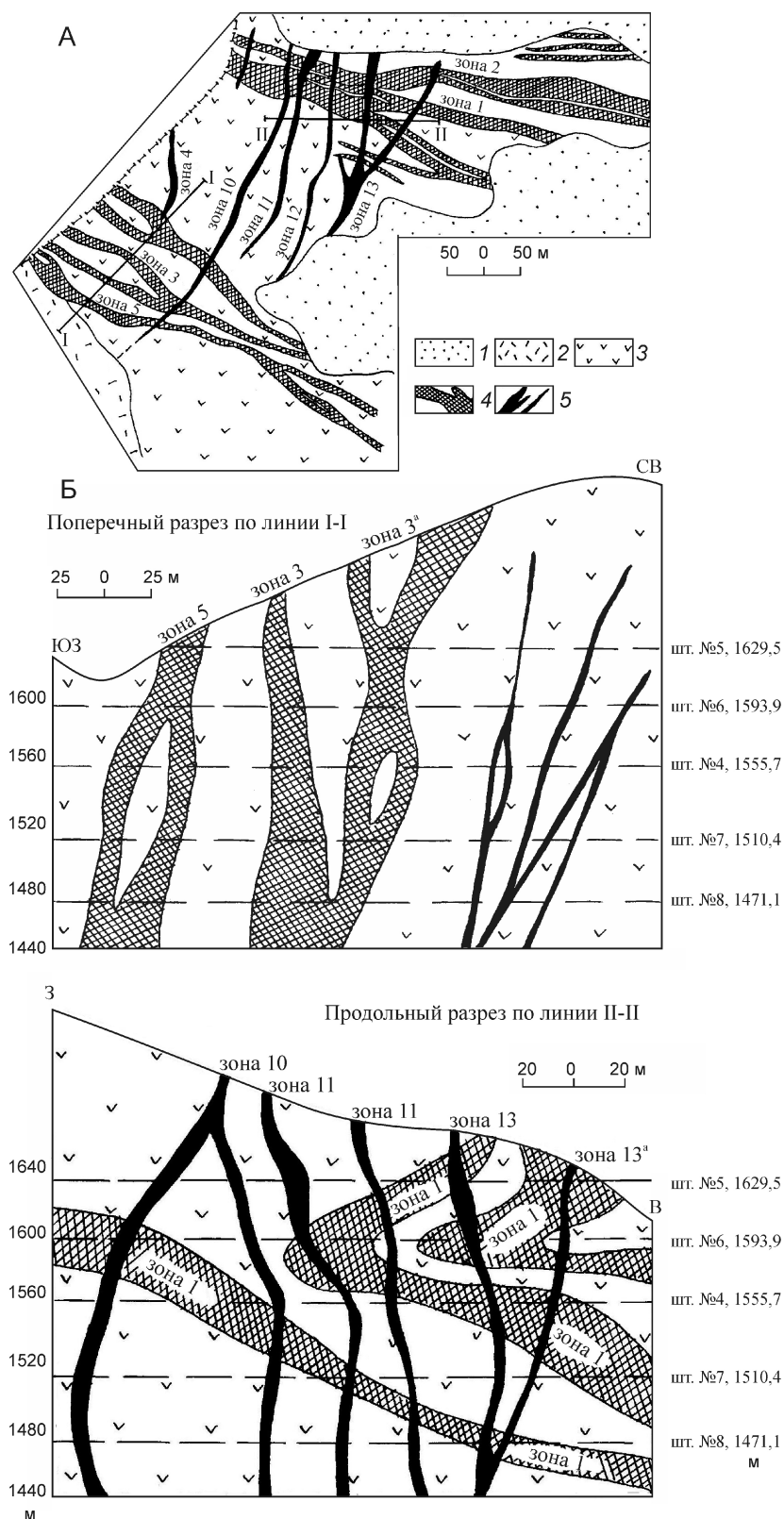


Рис. 2. Строение (А) и разрезы (Б) основных рудных тел Гошинского месторождения:

1 — четвертичные отложения; 2 — субвулканическое тело риолит и риолит-дацитового состава; 3 — измененные андезиты; 4 — минерализованные и жильные зоны с золотом; 5 — кварц-сульфидные жилы и прожилки с золотым оруденением

происходили в центральной части месторождения, где дуговые разломы характеризуются более крутым падением. Все эти нарушения и структурно связанные с ними более мелкие ослабленные зоны трассируются экстррузивами, вулканическими жерлами, полями гидротермальных метасоматитов.

Таким образом, Гошинское месторождение представляет собой типичный пример локализации золоторудного оруднения в зоне сочленения двух линейных разнонаправленных систем разрывных нарушений и осложняющих их радиальных, дуговых и кольцевых разломов. К этим разрывам приурочены основные золотоносные зоны [4].

Метасоматические изменения вмещающих пород. Характерная особенность месторождения — широкое развитие дорудной пропилитизации, окварцевания, каолинизации. Пропилитовые поля зонального строения, что отражает повышение температуры и кислотности растворов по направлению к центру месторождения. Среди полей пропилитов локально вдоль зон трещиноватости и разрывных нарушений размещаются вторичные кварциты, завершающие процессы предрудного метасоматоза. Из-за сильной гидротермальной проработки первичный состав пород распознается с большим трудом по реликтам первичных структур и вкрапленникам кварца. Допускается, что вторичнокварцитовые метасоматиты образовались преимущественно по кислым породам и реже туфам. Основные минералы вторичных кварцитов алунит, диаспор, диксит, серицит и каолин образуют различные парагенезисы. Кроме перечисленных основных минералов нередко встречаются пиропиллит, зунит, барит. Наиболее важным для выделения зональности в метасоматитах является наличие серицита. Вторичные кварциты в виде полосы шириной 100—150 м вытянуты вдоль разломных зон. Судя по выходам пород, на поверхности они имеют пластовую, плащеобразную форму и круто (70—85°) погружаются на запад и восток. Такой структурный план вторичнокварцитовых метасоматитов подтверждается данными бурения и гипсометрическим положением фациальных границ. Независимо от минеральных типов вторичные кварциты образуют в гидротермально-рудной системе верхнюю надрудную зону, являясь индикаторами оруднения на глубине, что требует их переоценки на предмет обнаружения под ними рудных тел. Образование вторичных кварцитов сопровождалось привнесением хлора, благородных и цветных металлов. Причем содержания рудных компонентов повышаются на 1—2 порядка в пропилитах и еще на 1—2 порядка — во вторичных кварцитах. Основной способ отложения вещества на рудном этапе — выполнение трещинных полостей и пор. Метасоматоз превалирует на предрудном этапе, заметно проявляется в начале рудного и сопровождается отложением рудного вещества как побочное явление в околожильном пространстве.

Строение рудных тел и зон минерализации. По морфологическим особенностям рудные тела данного месторождения группируются в три основных промышленных типа [5]: кварц-сульфидные жилы, минерализованные и жильные зоны, зоны штокерковых жил. Рудные тела жильного типа локализуются в центральной части месторождения. Падение их крутое, почти вертикальное. Это рудные тела 4, 10, 11, 12, 13. Они имеют достаточно четкие геологические границы и незначительное околорудное изменение вмещающих пород, указывающих на преобладание процесса выполнения при рудоотложении. Характерная особенность минерализованных и жильных зон — крайне неравномерное распределение золота и наличие отчетливо выраженных рудных столбов. К ним относятся рудные тела 5 и 3 на южном фланге и 1 и 2 на северном фланге месторождения (см. рис. 2).

Рудные зоны представлены окварцованными, каолинизированными (с образованием кварц-каолиновой ассоциации) и пиритизированными гидротермально-измененными породами, пронизанными кварцевыми прожилками. Выделяются участки интенсивной пиритизации с небольшими линзами, прожилками, гнездами и вкрапленностями пирита. Отмечаются так же вкрапленники халькопирита, сфалерита и магнетита. В составе жильного выполнения преобладает кварц, часто с адуляром, реже карбонаты. Остальные минералы, в т.ч. рудные, количество видов которых достигает 30, являются примесями. Поэтому, в первом приближении состав жильной массы Гошинского месторождения должен рассматриваться как существенно кварцевый. Кварц-каолиновая масса с отмеченными рудными минералами и кварцевыми выполнениями образует рудные зоны, имеющие обычно четкие границы с вмещающими породами, которые оказываются минерализованными, в т.ч. с золотом. Именно по этой причине контуры жилообразных и линзовидных золоторудных тел, установленных с помощью опробования, нередко выходят за рамки рудоносных зон [3]. Жильные кварцевые зоны обычно состоят из одной или более жил и сопоставимых с ними по мощности ареалами прожилково-вкрапленной минерализации. Жилы характеризуются крутым падением (60—90°) и наличием многочисленных апофиз. Мощность жил изменяется от 0,2 до 2,5 м, протяженность от 20 до 400 м. По падению рудные тела расположены кулисообразно. Основными структурами, вмещающими штокерковое золоторудное оруднение, являются клиновидные узлы сопряжения разрывных нарушений разных направлений. Вскрыты подобные узлы на горизонтах штольни 4 квершлагом 2 и штольни 7 штреком 2-а.

Минерализованные и жильные зоны и рудные тела характеризуются значительной протяженностью 700—800 м и более, при мощности от нескольких метров до 15—20, достигая в отдельных зонах 30—50 м и более. В широких пределах колеблется и со-

держание золота (от следов до 60—90 г/т) не только в рудоносных зонах, но и в заключенных в них кварц-пиритовых (с подчиненным халькопиритом) рудных телах линзо-жильной формы, на отдельных интервалах (и сечениях), характеризующихся высоким содержанием золота. В относительно обогащенных интервалах рудных зон преобладают пробы с содержанием Au 2,0—12,0 г/т. Среднее содержание золота по предварительно изученным рудным телам 5,47 г/т, при их средней мощности 3,1 м. Содержание Au в измененных породах рудоносных жильных зон составляет от следов до 0,2—0,4 г/т и в очень редких случаях 0,8—1,0 г/т. Содержание Ag в рудных зонах от следов до первых сотен г/т, в т.ч. в существенно золоторудных интервалах от 3 до 130 г/т, среднее содержание по месторождению 19 г/т. Содержание Cu в рудных зонах от первых сотых долей до 3,5% (преобладают пробы с содержанием Cu до 0,3—0,4%), Zn и Pb до 0,1—0,2%, Co 0,01—0,02%. Участки, соответствующие сочленению разноориентированных рудовмещающих структур, являются наиболее характерными для образования рудных столбов, которые локализуются в раздувах жил, приуроченных к участкам пересечения, сопряжения и разветвления трещин. Наиболее благоприятны для формирования рудных столбов изгибы рудовмещающих структур, узлы пересечения дорудных разломов и зон трещиноватости золото-кварцевыми жилами, апофизы, раздувы и пережимы, участки совмещения разновозрастных минеральных ассоциаций.

По данным фазового анализа [1] значительная часть благородных элементов характеризуется крупными выделениями с чистой поверхностью (свободно амальгамируемое). Свободное золото наиболее высокой концентрации в окисленных рудах и в зоне вторичного сульфидного обогащения до 13,6 г/т. Первичные руды, характеризующиеся низким количеством свободного золота до 2 г/т, содержат его, а также серебро в повышенном количестве в сростках с открытыми поверхностями. Доля золота в кварце существенно не изменяется в зонах окисления руд (как в первичных, так и окисленных рудах количество золота в кварцевом материале составляет порядка 7—8 г/т) и сульфидах (в первичных и окисленных рудах количество золота находится на уровне 1,10—1,95 г/т). Данные фазового анализа свидетельствуют о том, что золото и серебро в первичных рудах месторождения в основном представлены легко доступными формами, позволяющими обеспечить относительно высокие показатели их суммарного извлечения (Au 95,8 и Ag 94,8%) механическими методами обогащения [1].

Учитывая выявленные условия локализации золоторудной минерализации и размещения оруденения, геолого-поисковые работы необходимо направить на обнаружение главным образом скрытых рудных тел, в первую очередь вдоль Гоша-Ахмедабадского рудо-

контролирующего разлома, в примыкающих к нему горст-антиклинальных складках и поперечно поднятых и опущенных тектонических блоках, рассеченных разрывными нарушениями древнего заложения, слабо минерализованными в вулканогенных толщах верхнего структурного этажа, который служил, как бы региональным экраном для рудовыводящих растворов [2].

На основании изложенного и проведенных исследований можно констатировать, что для месторождения Гоша наиболее важны следующие закономерности геологического контроля оруденения:

1. Гошинское месторождение приурочено к узлу сопряжения двух разнонаправленных разрывных нарушений различного возраста заложения, протяженности и ориентировки, выраженному на поверхности зоной повышенной нарушенности, вмещающей среднеюрские субвулканические, позднеюрские интрузивные тела и дайковые образования.

2. Гошинское месторождение — типичный пример локализации золоторудного месторождения в зоне сочленения двух линейных разнонаправленных систем разрывных нарушений и осложняющих их радиальных, дуговых и кольцевых разломов. К этим разрывам приурочены 16 золотоносных зон. В центральной, наиболее изученной части месторождения расположены рудные зоны 1—5, 8, 10—13.

3. Месторождение образовано системой кварц-сульфидных жил и прожилков небольшой протяженности (кварц-сульфидно-жильный и морфологический тип), серией сближенных крутопадающих минерализованных и жильных зон (морфологический тип минерализованных и жильных зон) и штокверковыми зонами (морфологический тип — зоны штокверковых жил).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов А.З., Гусейнов И.В. Результаты фазового анализа золота и серебра Гошинского месторождения // Вестник БГУ. Серия естественных наук. 2002. № 1. С. 134—144.
2. Баба-заде В.М., Бекташи С.А. Гидротермальные рудные формации Малого Кавказа // Юбилейный сборник к 70-летию акад. М.А.Кашкая. — Баку: Изд-во «ЭЛМ», 1978. С. 73—77.
3. Гусейнов Г.С. Типоморфные особенности самородного золота Гошинского месторождения (Малый Кавказ) // Известия наук о Земле. — Баку. 2008. № 3. С. 22—29.
4. Мансуров М.И. Геолого-структурные условия образования Гошинского золоторудного месторождения // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Баку, 2004.
5. Мансуров М.И. Морфологические особенности и внутреннее строение рудных тел Гошинского месторождения // Вестник БГУ. Серия естественных наук. — Баку, 2001. № 1. С. 181—192.
6. Стейнер А. Происхождение игнимбритов о.Северный, Новая Зеландия // Проблемы палеовулканизма. — М.: Изд-во «ИЛ», 1963. С. 186—203.
7. Сулейманов Э.С. Золоторудные формации Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). — Баку: «ЭЛМ», 1982.

Изотопный состав стронция из жильного материала Задержнинского золоторудного месторождения (Южное Верхоянье)

А.И.ЗАЙЦЕВ, Л.А.КОНДРАТЬЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Впервые установлен изотопный состав Sr кварца и карбонатов из жильных образований золоторудного месторождения Задержнинское (Южное Верхоянье). Показано, что стронций в жильном кварце является результатом смешения элемента из разных источников, основным из которых были вмещающие терригенные породы.

Ключевые слова: изотопы стронция, кварц, месторождение Задержнинское, Южное Верхоянье.

Зайцев Альберт Иванович, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Кондратьева Лариса Афанасьевна, lkon12@yandex.ru

The isotopic composition of strontium from quartz vein material of Zaderzhninskoe gold-ore deposit (South Verkhoyansk)

A.I.ZAITSEV, L.A.KONDRATIEVA

First set Sr isotopic composition of quartz and calcite vein formation zone gold-ore deposit Zaderzhninskoe (South Verkhoyansk). It is shown that the strontium in quartz from the veins is the result of mixing elements from different sources, of the dominant of which were enclosing clastic rocks.

Key words: strontium isotopes, quartz, Zaderzhninskoe gold-ore deposit, South Verkhoyansk.

Вопрос об источниках вещества в рудном процессе — один из ключевых при выяснении условий возникновения и формирования месторождений. Эта задача решается с применением комплекса изотопных методов анализа, сопутствующих рудному процессу элементов (Sr, Nd, Pb, C, O, Os и др.). Ранее источник жильного и рудного вещества с использованием изотопного состава Sr и Pb в кварце, карбонатах и галените рассматривался для кварцевых жил ряда месторождений Аллах-Юньского золотоносного района [1, 2]. В настоящей статье рассмотрены первые результаты исследования изотопного состава Sr в кварце и карбонатах из жильных образований, дополняющего этот ряд Задержнинского золоторудного месторождения. Геологическое строение, структура рудного поля и минералогия руд были детально описаны ранее [3, 4], а исследование Rb-Sr изотопной систематики магматических пород позволило рассмотреть вопросы генезиса формирования рудно-магматической системы месторождения [6].

Полигенное золотое оруденение Задержнинского месторождения характеризуется длительностью рудообразующих процессов. Мезотермальное золото-кварцевое оруденение представлено двумя минеральными типами — слабозолотоносным додайковым Au-As и продуктивным постдайковым золотополисульфидным, наложенное эпитемальное оруденение — золо-

торедкометалльным и золотосеребряным типами. Возраст золотополисульфидного оруденения, определенный по серициту из кварцевой жилы Ar-Ar методом 123,5 1,6 млн.лет [5], а спессартитов по Rb-Sr изохронам — 130 0,5 млн.лет (I_0 0,71420 0,00001) и 126 3 млн.лет (I_0 0,71229 0,00005) [6].

Предполагается метаморфогенно-гидротермальный генезис кварца, слагающего ранние додайковые стратоидные и лестничные жилы, и смешанный магматогенно-метаморфогенно-гидротермальный позднего кварца крутопадающих жил и минерализованных зон дробления. Если кварц ранней генерации стратоидных жил четко идентифицируется от более позднего, то отнесение последнего к конкретному этапу рудообразования довольно проблематично. Совмещенность полихронного оруденения в одних и тех же структурах затрудняет четкую дифференциацию жильного материала, претерпевшего в ходе рудообразования многократную регенерацию с наложением поздних гидротермалитов.

Для установления вероятного источника жильного материала в рудах месторождения авторы изучили Rb-Sr системы кварца и карбоната. Для изотопного анализа из фракции (1—2 мм) кварца под бинокуляром отбирались чистые зерна, которые после промывки в соляной кислоте и бидистилляте растирались в агатовой ступке в пудру. Изотопный анализ Rb и Sr прово-

дился на масс-спектрометре МИ-1201-Т по методике [2]. Точность измерения содержаний Rb и Sr была не хуже 0,3%, а изотопного отношения Sr, анализ которого производился без добавления индикатора, в среднем составляла 0,05%. Содержание ^{87}Rb и ^{86}Sr в холостых опытах при проведении данной серии анализов не превышало 0,002 и 0,0035 мкг/г. Измеренные изотопные отношения Sr в эталонной пробе «Карбонат-70» составляли 0,70892 0,00003 ($n = 5$).

Результаты Rb-Sr изотопного анализа жильных минералов (кварц, карбонат) приведены в табл. 1. Характерной особенностью изученного кварца является относительно высокая степень вариации содержаний Rb 61,32 и Sr 122,38%. При этом для кварца разных стадий формирования содержание Rb находится в близких пределах (0,0424—0,1077 мкг/г). Исключением является образец В-14 из Васинской зоны, представляющий секущую жилу среднего продуктивного этапа, для которого отмечается наиболее низкое содержание Sr. Для этого образца зафиксированы наиболее высокая величина $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 3,2991 и наименее низкое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7131, что резко выделяет его среди других изученных образцов. Если рассматривать средние значения содержания Sr, то намечается определенная тенденция увеличения его количества в кварце от раннего к поздним этапам.

Особый интерес представляет характер зависимостей между параметрами Rb-Sr системы кварца. При наличии отрицательной связи между содержаниями Rb и Sr и, соответственно, положительной зависимости

между Rb и величиной Rb/Sr отношения ($r = 0,949$) и отрицательной зависимостью между Sr и значениями Rb/Sr отношения ($r = 0,40$), измеренные и первичные изотопные отношения (I_0) имеют положительную корреляцию с содержанием Sr ($r = 0,47$ и $0,55$, соответственно) и сильную отрицательную зависимость с концентрацией Rb ($r = 0,80$ и $0,76$). Аналогичная отрицательная зависимость характерна и между значениями Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и величинами I_0 ($r = 0,915$ и $0,898$). Такой характер связи, вероятно, указывает на то, что изотопные отношения стронция в основном не связаны с накоплением радиогенной компоненты элемента за счет распада радиогенного ^{87}Rb , и природа изотопного состава Sr, в т.ч. и значений I_0 , требует дальнейшего объяснения.

Сильная положительная корреляция между значениями Rb/Sr отношений в кварце и содержанием в нем Rb (рис. 1) и менее четкая отрицательная связь величин этого отношения от содержания Sr указывает на то, что величины Rb/Sr в основном обусловлены содержанием Rb. В то же время, как видно из диаграммы ^{87}Rb — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 1) при наличии общего положительного тренда зависимости, точки данных расположены вдоль двух линий, каждая из которых отсекает различные концентрации Rb на оси абсцисс и, вероятно, характеризует различное первичное содержание элемента в каждой из этих групп кварца. Наклон линий на этой диаграмме отвечает первичному содержанию Sr в минерале. Для образцов (К-501-1, 15а-АН-06, С-37-19а), формирующих линию 1 на рис. 1 первичное

1. Rb-Sr изотопные данные для кварца и карбоната из жил месторождения Задержнинское

Образцы	Место отбора	Состав руд	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Ранний кварц стратонидных жил						
К-501-1	Жила № 10	Кварц, арсенопирит	0,0545	0,1085	0,4965	0,7157
С-6/1	Жила № 1		0,1077	0,1179	0,8879	0,7159
Поздний кварц секущих жил						
15а-АН-06	Жила № 20	Кварц, сульфиды	0,0424	0,1766	0,2373	0,7151
Штр.4-15-3	Жильная зона № 2		0,0621	0,2137	0,2872	0,7178
2-ЯС			0,0831	0,2442	0,3364	0,7188
Поздний кварц минерализованных зон дробления						
В-14	Васинская зона	Кварц, сульфиды	0,2136	0,064	3,2991	0,7131
Рсч.1-3	Аглулинская зона		0,0725	0,9903	0,0724	0,7182
С-37-19а		Кварц, сульфиды, сульфосоли	0,0714	0,0818	0,8628	0,7167
Жильные карбонаты						
11-ЯС	Жильная зона № 2	Анкерит	0,0956	593,9500	0,00016	0,7197
13-ЯС			0,0329	713,9182	0,00005	0,7201
24-ЯС			0,0675	626,0276	0,00011	0,7194
29-ЯС			4,4605	604,6780	0,00073	0,7182
Штр-2-44-3	Васинская зона		0,2497	736,4892	0,00034	0,7201

Примечание. Содержание элементов в мкг/г.

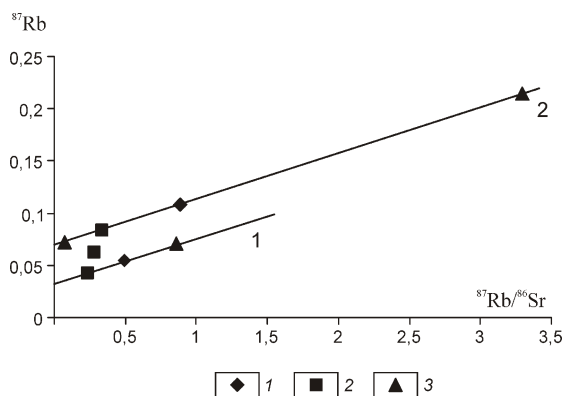


Рис. 1. Зависимость между содержаниями ^{87}Rb и значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений в жильном кварце Задержнинского месторождения:

кварц: 1 — ранний стратоидных жил, 2 — поздний секущих жил, 3 — поздний минерализованных зон дробления; уравнения регрессии: линия 1 — ^{87}Rb 0,03143 0,00009 0,04635 0,00015 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$; линия 2 — ^{87}Rb 0,06883 0,00033 0,04386 0,00085 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

содержание ^{87}Rb 0,0314 и ^{86}Sr 0,0464 мкг/г ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0,670), а для образцов на линии 2 (2-ЯС, Рсч.1-3, С-6/1, В-14) ^{87}Rb 0,0688 и ^{86}Sr 0,0439 мкг/г ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 1,5492). Это показывает, что изученная выборка кварца представляет изначально два различных первичных источника для гидротермальных растворов, формирующих кварцевые жилы месторождения, которые отличались в первую очередь содержанием Rb и различными, и относительно высокими значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. В то же время измеренные значения этих отношений в кварце, исключая образец В-14, имеют пониженные величины в интервале 0,0724—0,8879, что предполагает некото-

рую подвижность элементов Rb-Sr системы кварца в процессе их формирования. Как видно из табл. 2, в которой представлены рассчитанные значения избытка Rb и Sr в кварце относительно первоначального содержания этих элементов в жилах согласно данным, полученных из рис. 1. При гидротермальном процессе добавляется Sr больше, чем Rb, что обуславливает понижение величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в формирующемся кварце. Особенно наглядно это фиксируется на диаграмме $d^{87}\text{Rb}-d^{86}\text{Sr}$ с вынесенными здесь данными I_0 (рис. 2), где видно, что величины первичного изотопного состава Sr (I_0) возрастают с увеличением содержания добавленного Sr и понижаются с уменьшением добавленного Rb. Аналогичный вывод о смешанном характере стронция в гидротермальном кварце месторождения Задержнинское вытекает также из диаграммы $^{86}\text{Sr}-I_0$ (рис. 3), где наблюдается отчетливая положительная связь между первичным изотопным составом Sr в минерале и содержанием в нем Sr.

Таким образом, стронций в гидротермальном кварце месторождения Задержнинское на основе исследования его изотопного состава является смесью Sr из разных источников. Его природа требует некоторого пояснения. Так, для гранитоидов Уэмляхского и Тарбаганнахского плутонов, расположенных севернее рудного поля, значения I_0 изменяются в пределах 0,7059—0,7090 [1], для диоритов в пределах месторождения Задержнинское 0,7075—0,7089, а для измененных спессартитов 0,7123—0,7142 [5]. Для терригенных пород пермского возраста, вмещающих гранитоидные массивы, и в районе месторождения Булар их величины лежат в интервале 0,7161—0,7256 [1, 6], хотя в одном образце ороговикованного песчаника в эндоконтакте Тарбаганнахского гранитоидного массива отмечено более низкое значение I_0 равное 0,7084 [1]. Рас-

2. Избыток ^{87}Rb и ^{86}Sr в кварце и его соотношение относительно первичных концентраций в гидротермальном растворе, формирующем жилы

Образцы	$^{87}\text{Rb}_{(\text{изб})}$	$^{87}\text{Rb}_{(\text{изб})}/^{87}\text{Rb}_{(\text{перв})}$	$^{86}\text{Sr}_{(\text{изб})}$	$^{86}\text{Sr}_{(\text{изб})}/^{86}\text{Sr}_{(\text{перв})}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{125}
<i>Ранний кварц стратоидных жил</i>						
К-501-1	0,0231	0,735	0,0621	1,340	0,7157	0,7148
С-6/1	0,0389	0,563	0,0765	1,744	0,7159	0,7145
<i>Поздний кварц секущих жил</i>						
15а-АН-06	0,01097	0,349	0,1302	2,809	0,7151	0,7147
Штр.4-15-3	0,0144	0,3033	0,1634	3,248	0,7178	0,7173
2-ЯС	0,0143	0,208	0,2008	4,578	0,7188	0,7182
<i>Поздний кварц минерализованных зон дробления</i>						
В-14	0,1448	2,104	0,02013	0,459	0,7131	0,7095
Рсч.1-3	0,0037	0,0533	0,9469	21,589	0,7182	0,7181
С-37-19а	0,0400	1,273	0,0354	0,765	0,7167	0,7152

Примечание. $^{87}\text{Rb}_{(\text{изб})}$ и $^{86}\text{Sr}_{(\text{изб})}$ — рассчитанное содержание избыточного Rb и Sr в кварце, $^{87}\text{Rb}_{(\text{изб})}/^{87}\text{Rb}_{(\text{перв})}$ и $^{86}\text{Sr}_{(\text{изб})}/^{86}\text{Sr}_{(\text{перв})}$ — отношение избыточных количеств Rb и Sr к первичным концентрациям элементов в минерале; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — измеренное изотопное отношение Sr в кварце; I_{125} — первичный изотопный состав Sr на период формирования жил (125 млн.лет).

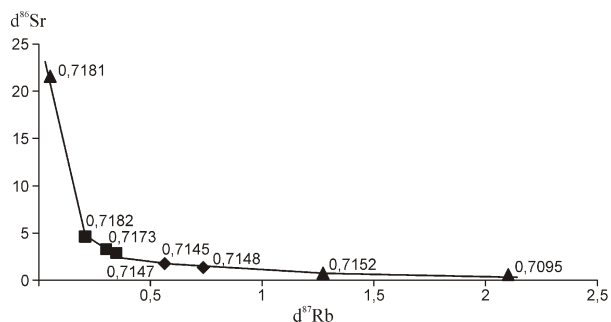


Рис. 2. Зависимость между избыточными содержаниями ^{87}Rb и ^{86}Sr в кварце:

цифры у точек данных — значения первичного изотопного состава Sr в минерале; см. услов. обозн. к рис. 1; см. объяснение в табл. 2 и тексте

считанные значения I_0 для гидротермального кварца месторождения Задержнинское имеют три группы величин 0,7173—0,7182; 0,7145—0,7152 и 0,7095 (см. табл. 2) и практически отвечают аналогичным отношениям изотопов Sr в терригенных породах. На Rb-Sr изохронной диаграмме (рис. 4) все точки данных обрисовывают кривую, близкую к гиперболе с отрицательной зависимостью между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, что вероятно также характеризует гетерогенность Rb-Sr систем кварца при их формировании, как результат смешения Sr из различных источников. Характерно, что в средней части поля четыре образца кварца дают положительный тренд. Рассматривая эту зависимость как изохронную, возраст образцов можно оценить в 126 55 млн.лет при I_0 0,7147 0,0005, что практически совпадает с Ar-Ar датировкой, полученной по серициту из кварцевой жилы [5]. Высокая величина первичного отношения Sr подразумевает, что на момент формирования жильного кварца источником Sr, вероятнее всего, служили вмещающие нижнепермские терриген-

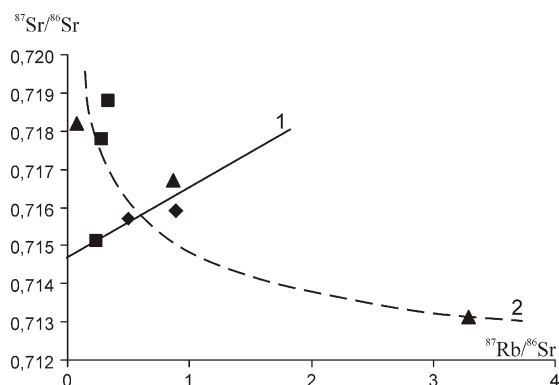


Рис. 4. Rb-Sr изохронная диаграмма для кварца Задержнинского месторождения:

линии: 1 — Rb-Sr изохрона возрастом 126 55 млн.лет (I_0 0,7147 0,0005), 2 — смешения Sr из разных источников; см. услов. обозн. к рис. 1

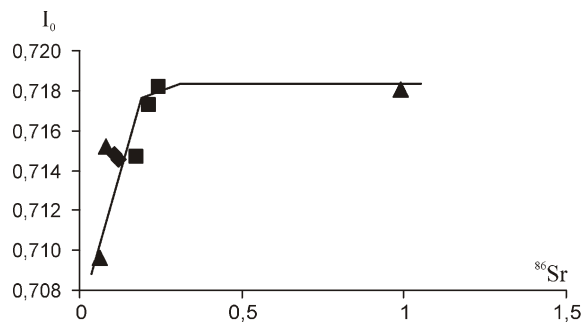


Рис. 3. Зависимость между содержанием Sr и его первичным изотопным составом (I_0):

см. услов. обозн. к рис. 1

ные породы, которые также могли служить источником жильного материала в рудном процессе. Это подтверждается и изотопным составом Sr жильных карбонатов месторождения (см. табл. 1), которые имеют высокие значения I_0 от 0,7182 до 0,7201 и высокие содержания в них Sr 593—796 мкг/г. Близкий первичный изотопный состав с повышенной долей радиогенной компоненты Sr 0,7133—0,7218 характерен и для гидротермальных карбонатов других месторождений Южного Верхоянья (Юр, Оночаллах) [1].

Таким образом, полученные данные по параметрам Rb-Sr систем жильных минералов из кварцевых жил месторождения Задержнинское указывают на то, что основным источником Sr и, вероятно, самого жильного материала являлись терригенные породы рудного поля. Доля привнесенного на поздних этапах гидротермального флюида была незначительной и затухала на фоне основной массы раннего метаморфогенно-гидротермального кварца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
2. Зайцев А.И., Ненашев Н.И. Изотопный состав стронция из жильного материала золотокварцевых проявлений Аллах-Юньского района // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 62—65.
3. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11—17.
4. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 23—28.
5. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Бахарев А.Г. Задержнинское золоторудное месторождение (Южное Верхоянье): геологическая позиция, вещественный состав руд и возраст оруденения // Мат-лы Всерос. конф. «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». — Улан-Удэ, 2010. С. 105—106.
6. Кондратьева Л.А., Зайцев А.И., Анисимова Г.С. Параметры Rb-Sr систем магматических пород Задержнинского золоторудного поля (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 11—19.

Гидрогеодеформационный мониторинг: перспективы сейсмического прогноза

Г.С.ВАРТАНЯН (LSK Inc., Торонто, Канада), С.К.СТАЖИЛО-АЛЕКСЕЕВ (ФГУГП «Гидроспецгеология»; 123060, г.Москва, ул.Маршала Рыбалко, д.4), Э.А.ЗАЛЬЦБЕРГ (Interenvironment Ltd, Торонто, Канада)

Создана методология регионального гидрогеодеформационного (ГГД) мониторинга для оценки уровня геодинамической активизации крупных ареалов Земли и краткосрочного прогноза сильных землетрясений, исходя из принципов региональной гидрогеодеформатики. Предложена модель развития предсейсмической обстановки с учетом изменений деформированного состояния геологических массивов во времени и пространстве. Для прогнозирования геодинамической обстановки в пределах крупных ареалов Земли предлагается создание мировой сети деформационного мониторинга.

Ключевые слова: землетрясения, гидрогеодеформационное поле, деформационные структуры.

Вартанян Генрих Сенекеримович, gayanav@hotmail.com

Стажило-Алексеев Сергей Кандидович, stajilo@yandex.ru

Зальцберг Эрнст Абрамович, ezaltsberg@rogers.com

Hydrogeodeformation Monitoring: Prospects of Earthquake Prediction

G.S.VARTANYAN, S.K.STAZHILO-ALEKSEEV, E.A.ZALTSBERG

The hydrogeodeformation (HGD) methodology was developed for assessment changes of the geodynamic activity and earthquake prediction within the large regions. Based on the HGD field variations in time and space, deformation model for earthquake prediction was proposed. Establishing the global HGD monitoring network was proposed for forecasting geodynamic state changes within large areas.

Key words: earthquakes, the hydrogeodeformation field, deformation structures.

Землетрясение (М 6,4), которое произошло 9 сентября 1911 г. в Британской Колумбии (Канада) вблизи о.Ванкувер, не было предсказано, как и многие другие мировые сейсмические события.

Любое землетрясение — следствие предельных деформаций, приводящих к разрушению крупных объемов геологических массивов и высвобождению накопленной упругой энергии.

Исходя из этого отправного положения, в данной работе на примере южной части Британской Колумбии (Канада) с применением методологии региональной гидрогеодеформатики (РГГД) демонстрируются возможности прослеживания кинетики направленного деформирования геологических толщ, которые скрытно развиваются в геологических массивах и могут приводить к разрушению целостности горных пород.

Теоретические предпосылки и методология. В основе работ по изучению быстрых изменений свойств геологической среды лежат несколько российских патентов [1, 2], которые обеспечили возможности для выявления новой разновидности геофизического поля — гидрогеодеформационного поля Земли, обнаруженного и зарегистрированного в качестве научного открытия в 1982 г. («Гидрогеологический эффект Вартаняна—Куликова»).

Сущность открытия заключается в явлении глобально распространенных быстро протекающих пульсационных изменений в гидрогеосфере, обусловленных способностью последней реагировать на изменение напряженного состояния литосферы [3].

Очевидно, что такие же функциональные особенности можно распространить и на всю флюидосферу Земли, однако для изучения тонких деформационных перестроений наиболее «чувствительным» агентом является практически несжимаемая подземная вода.

Помимо слабой сжимаемости, другим достоинством этого флюида, особенно важным для региональных оценок состояния обширных геологических массивов, является широкое, а по существу, глобальное распространение подземных вод.

Структура гидрогеодеформационного поля представляет собой совокупность коротко живущих структур деформации, которые формируют во всем объеме литосферных толщ Земли единое (целостное) образование и проявляются в виде трехмерных пульсационно развивающихся тел с периодами существования сутки—месяцы [6, 7].

Форма и границы таких структурных элементов гидрогеодеформационного поля в динамике, даже в короткие промежутки времени, проявляются как увеличение или уменьшение размеров отдельных корот-

коживущих структур, плавные «перетекания—замещения» структур одного знака образованиями противоположного знака и др.

Рассматриваемые коротко живущие структуры деформации по существу являются своеобразными «слепокми» пространственного поля напряжений, генерация и изменения которого, в свою очередь, обусловлены процессом эволюции Земли, как планеты в активной стадии эндогенного развития.

Именно в силу приведенных причинно-следственных соотношений, наблюдение за эволюциями ГГД поля обеспечивает отслеживание *всех* перестроений поля напряжений-деформации, которые развиваются в масштабе реального времени в литосферных толщах любого заданного ареала.

Особенностью рассматриваемого геофизического явления, важной для многих прикладных решений, является контрастное отличие режимов функционирования ГГД поля в разных структурно-тектонических обстановках. Так, для геодинамически стабильных регионов Земли (щиты, древние платформы) характерна спокойная и даже вялая жизнь поля деформаций. В то же время, в регионах с активной геодинамикой (горно-складчатые сооружения, зоны рифтов), ГГД поле отличается быстрыми перестроениями и скоротечными процессами возникновения и разрушения структур деформации [4, 6, 7, 8].

В целом к числу важнейших черт, проявляющихся в специфике функционирования гидрогеодеформационного поля Земли, следует отнести следующие:

быстрые волнообразные изменения деформированного состояния геологической матрицы в пределах крупных ареалов;

большое дальное действие деформационного сигнала-возмущения;

чувствительность коротко живущих структур к наступлению критических (экстремальных) моментов в эволюции геодинамического процесса.

Количественные характеристики деформированности представляются или в абсолютных значениях (см^3 , м^3), или в процентах от исходного объема, или в долях единицы. Выбор размерностей регламентируется наличием соответствующей информации. Так, для получения абсолютных значений требуется исчерпывающая геологическая информация, включая физико-механические характеристики вскрываемых пород.

Теоретические исследования реакции геологической матрицы и заключенной в ее поровом пространстве жидкости (воды) на меняющиеся во времени нагрузки, свидетельствуют о том, что жесткость породы в конкретной точке массива определяет степень воздействия внешнего давления на вариации напоров (давлений) флюидной составляющей [15, 18, 21, 22 и др.].

Как показали исследования интенсивность, масштабы и темпы изменения короткоживущих структур

тур деформации определяются широким набором природных (а в некоторых случаях и техногенных) факторов, включая такие, как глубинный стресс, вариации атмосферного давления и др.

Однако, доминирующим фактором, определяющим глобальные масштабы изменений гидрогеодеформационного поля, очевидно являются процессы, вызванные неравномерным изменением объема Земли [9, 11, 13].

Можно предположить, что именно такими процессами неравномерной деформации литосферы обусловлена генетическая связь «разобщенных» сильных землетрясений планеты.

Исходя из этих отправных положений и с учетом особенностей вариации режима подземных вод в периоды сейсмотектонической активизации крупных ареалов, в течение последних тридцати лет развиваются теоретические основы и методология региональной гидрогеодеформатики, которые базируются на принципах мониторинга гидрогеодеформационного поля [4, 5, 6, 7, 8, 10, 12].

ГГД мониторинг представляет собой комплекс последовательных операций, направленных на получение текущих характеристик состояния подземной гидросферы (в основном, напоров, уровней подземных вод) для последующей оценки знака и величины абсолютной (или относительной) деформации горных пород с целью выявления тенденций деформационной эволюции крупных геологических массивов и получения прогностических параметров.

Мониторинг реализуется на региональных сетях наблюдений, которые состоят из специализированных скважин, обеспечивающих получение данных в автоматизированном режиме с любой наперед задаваемой дискретностью съема информации.

В таких наблюдениях определяющими являются требования к конструкции скважин и к месту размещения сети наблюдательных скважин [7, 8, 11, 23, 24, 25].

В частности, одним из важных требований к конструкции наблюдательных скважин является их глубина (не менее 150—250 м) и надежная изоляция от водоносных горизонтов, подверженных непосредственному влиянию метеорологических факторов, которые определяют их уровеньный режим. В ряде случаев в состав сети мониторинга возможно включение и более глубоких скважин, которые были пробурены для других целей, но конструктивно удовлетворяют требованиям ГГД мониторинга.

Наблюдения за развитием коротко живущих структур деформации ведутся на сети скважин ежечасно или ежесуточно.

Для каждой точки мониторинга рассчитывается коэффициент относительной деформации

$$e = \frac{C}{C(h_0 - h_i)}, \quad (1)$$

где h_0 — уровень воды во время $t = 0$; h_i — измеренный уровень во время $t = t_i$; C — константа, учитывающая физико-механические свойства пород и задаваемая для каждой скважины.

На основании таких вычислений составляется серия карт состояния ГГД поля.

Затем выполняется интегрирование показателей деформации для территории мониторинга S с получением величины $D_e(t)$, обозначающий площадь (объем) короткоживущей структуры деформации того или иного знака (растяжения или сжатия), которая замыкается (очерчивается) в данный момент времени t_i некоторой, уже заданной изолинией [4, 5, 6, 7, 8, 10].

Иными словами, величина $D_e(t)$ является своеобразной количественной характеристикой текущего состояния матрицы геологического массива, реагирующего на совокупное воздействие природных факторов, сложившихся в регионе мониторинга в данный момент времени t_i .

Кривая $D_e(t)$ характеризует изменения площади или объема, которые ежечасно (ежесуточно) происходят с коротко живущей структурой определенного знака (растяжения или сжатия) заданной интенсивности деформации. Эти характеристики могут быть даны в абсолютных значениях или представлены в безразмерных величинах.

В такой интерпретации последовательная временная совокупность значений $D_e(t)$ представляет собою график-деформограмму эволюции геодинамического процесса в регионе мониторинга за период времени T t_n t_0 .

Деформограмма обеспечивает возможность оценить кинетику геодинамической активизации всего региона или отдельных его частей и проследивать закономерности эволюции ГГД поля в нормальной временной последовательности.

Совершенно очевидно, что в регионе мониторинга общей площадью S , в каждый из моментов времени будет сохраняться соотношение:

$$S = S_e + S_c + S_s \quad (2)$$

где S_e — площадь коротко живущей структуры растяжения, S_c — площадь коротко живущей структуры сжатия.

Совмещение деформограммы с сейсмологической информацией дает возможность поиска причинно-следственных связей между состоянием геологической среды и такими проявлениями ее функционирования как сильные и катастрофические землетрясения. Эта обширная задача составляет один из разделов региональной гидрогеодеформатики.

При изучении режима развития ГГД поля, формировавшегося в периоды подготовки и реализации ряда сильных землетрясений (Спитак, Армения, 1988; Лома Приета, США, 1989; Рудбар-Манджил, Иран, 1990; Измит, Турция, 2004 и др.) на основе анализа деформограмм регионов мониторинга для раз-

ных значений показателя $D_e(t)$ был выявлен важный индикатор времени разрядки сейсмической энергии.

Он сводится к тому, что разрушение массива горных пород происходит при переходе кривой $D_e(t)$ через экстремум значений (максимальных или минимальных) с лагом запаздывания собственно сейсмического события от двух суток до двух недель.

Иными словами, экстремумы на кривых $D_e(t)$ могут рассматриваться в качестве устойчивых индикаторов — краткосрочных предвестников сильных землетрясений.

При этом, как следует из опыта наблюдений, время проявления деформационных предвестников будущей сейсмической катастрофы в значительной степени зависит от расстояния ареала мониторинга от эпицентра и от мощности готовящегося землетрясения [12, 13].

Район исследований и сбор данных. Район исследований площадью около 100 тыс. км² расположен в юго-западной части канадской провинции Британская Колумбия и включает столицу провинции г. Виктория и г. Ванкувер (рис. 1).

Район характеризуется наличием двух геологоструктурных зон: островным поясом Инсулар и поясом Береговым, включающим Береговые и Каскадные горы и расположенное между ними плато Фрейзер.

Береговой пояс сложен комплексом гранитов и гранодиоритов с включениями сильно метаморфизованных террас поясов Инсулар (на западе) и Интермонтаин (на востоке).

Пояс Инсулар состоит из островов, расположенных вдоль побережья Тихого океана, включая о. Ванкувер. Пояс сложен изверженными породами, степень метаморфизма которых зависит от их возраста и литологического состава. Оба пояса находятся в зоне повышенной сейсмической активности, поэтому перспективы сейсмических прогнозов для этой территории имеют большое значение.

В настоящее время в Британской Колумбии специализированной сети для наблюдения за ГГД полем нет. В то же время, провинциальным Министерством защиты окружающей среды в течение многих лет ведутся наблюдения за уровнями и напорами подземных вод на разветвленной сети наблюдательных скважин. Цель этих наблюдений — оценка ресурсов подземных вод и их изменения под влиянием естественных и искусственных факторов. Среднесуточные наблюдения за уровнями и напорами подземных вод представлены в табличной и графической форме и доступны «он лайн». Примерно 50 наблюдательных скважин расположено непосредственно в районе исследований.

Из этого числа выработок 18 скважин были выбраны для анализа особенностей эволюции ГГД поля. Глубины скважин изменяются от 50 до 100 м, что несколько меньше глубин, которые обычно использу-

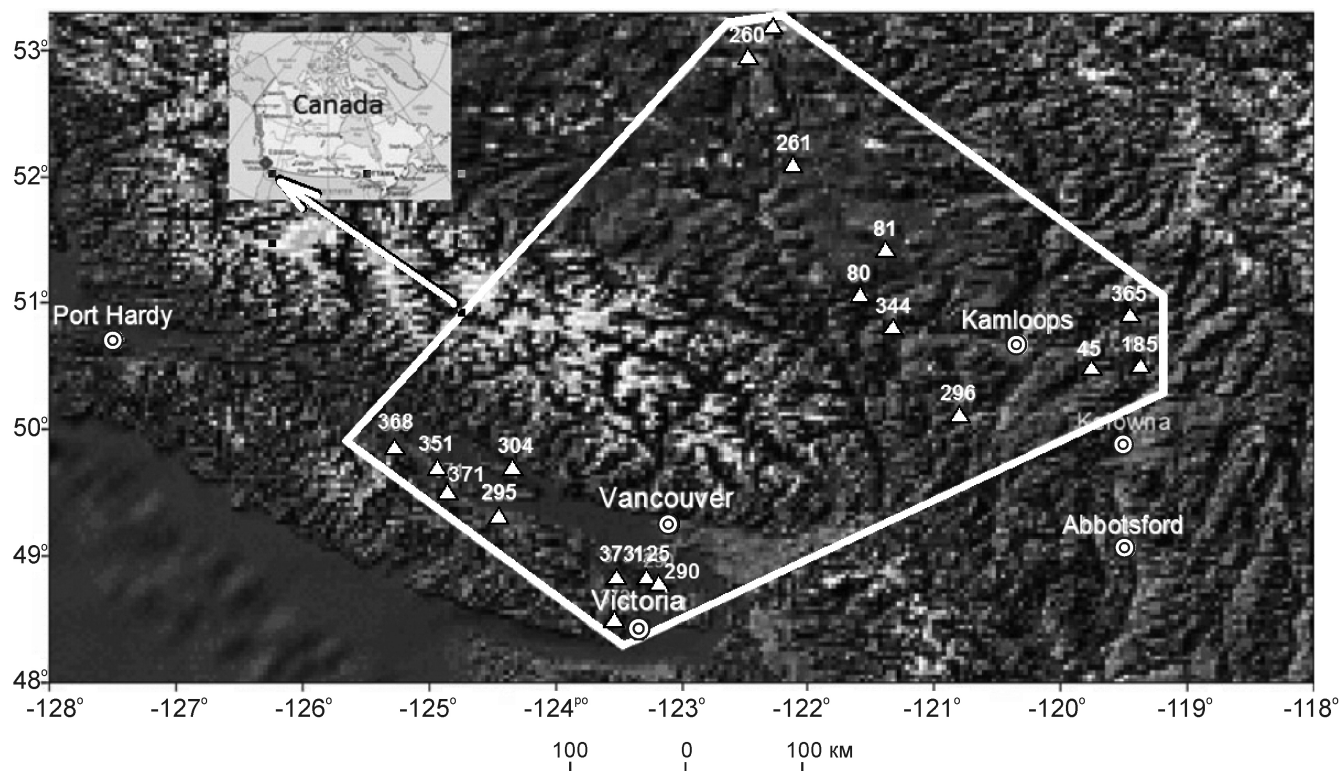


Рис. 1. Схема размещения скважин наблюдательной сети, выбранных для анализа ГГД поля, и их номера (Юго-Западная часть провинции Британская Колумбия, Канада)

ются для ГГД мониторинга. Большинство скважин были в коренных изверженных породах, несколько — в четвертичных отложениях значительной мощности. При рассмотрении геологических колонок скважин преимущество было отдано тем из них, в которых в верхней части разреза присутствовали глинистые отложения, исключающие влияние метеорологических факторов на режим уровней/напоров. Все выбранные скважины имели длительный ряд наблюдений и не находились под воздействием искусственных факторов, таких как интенсивный водоотбор, глубокий дренаж, ирригация и др. Министерство окружающей среды Британской Колумбии публикует только среднесуточные данные о режиме уровней-напоров, которые и были использованы для анализа ГГД поля. При наличии суточных данных результаты этого анализа могли бы быть более детальными и точными.

Результаты наблюдений и их обсуждение. Анализ карт ГГД поля, построенных для интервала времени с января 2010 г. по ноябрь 2011 г., позволяет отметить в этой части региона четыре крупных переобразования структурного плана, сопровождаемые контрастными вариациями границ между обширными структурами сжатия и растяжения.

Разделение структур сжатия и растяжения проводилось по нейтральной изолинии $D_e(t)$ 1,00. Величины относительных деформаций больше единицы характеризуют поле растяжения, значения ниже — характеристики поля сжатия.

Первый период, который совпадает с началом 2010 г., характеризуется сосуществованием двух обширных структур деформации: господствующей по площади структурой сжатия и структурой растяжения, занимающей на северо-востоке, примерно, 1/3 рассматриваемого региона. Предполагаемое ядро структуры растяжения совпадает с плато Фрейзер. Граница между двумя коротко живущими образованиями неровная и отличается достаточно массивным выступом на юго-запад, представляющим собой отвлечение от основной структуры растяжения. Ось этого выступа совпадает с линией Вестфолд—Каше Крик—Клинтон (скважины 45, 344, 80) (рис. 2, а).

В начале марта 2010 г. упомянутый выступ уже представлял собой клинообразное сооружение, которое рассекало ранее сложившуюся массивную структуру сжатия на две части: северо-западную и юго-восточную (см. рис. 2, б).

С июля и вплоть до конца октября 2010 г. клинообразное сооружение переродилось в мощную структуру растяжения, которая протягиваясь от о. Ванкувер на северо-восток и господствовала в регионе вплоть до двадцатых чисел октября 2010 г. В этот период структуры сжатия были «отодвинуты» упомянутым обширным сооружением к северо-западу и юго-востоку.

Показательным становится интервал с конца октября 2010 г. до середины мая 2011 г. В это время в регионе присутствуют две крупные структуры деформации с медленно меняющимися границами,

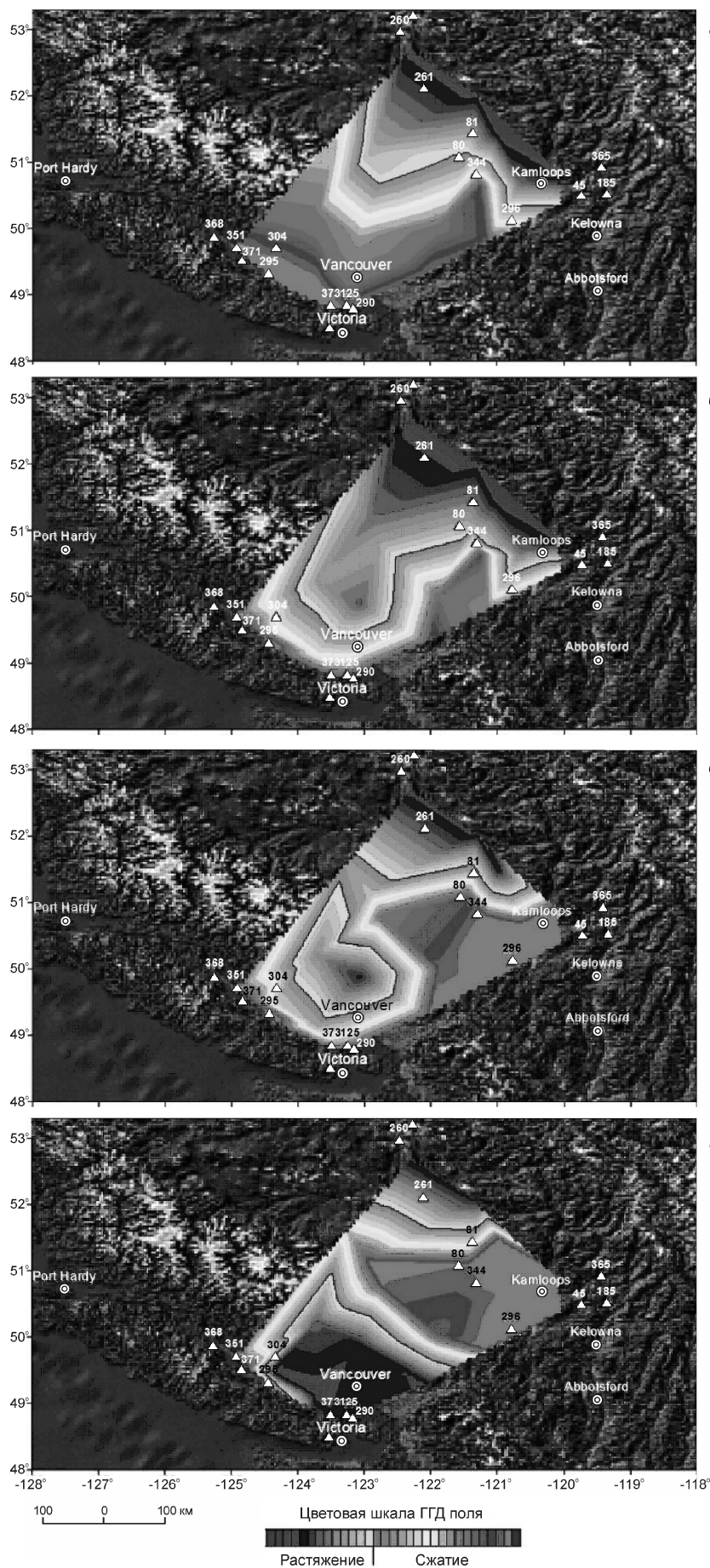


Рис. 2. Карты ГГД поля Британской Колумбии

а конфигурация которых напоминает исходную картину января 2010 г. с тем лишь различием, что структуры растяжения обозначены более контрастно. Ориентировка оси структур северо-восточная.

б Следующие значительные изменения ГГД поля рассматриваемой территории приходятся на отрезок времени с 30.05.2011 по 27.07.2011 г., когда ранее массивный выступ структуры растяжения северо-восточного простирания уменьшился до состояния останца, окруженного со всех сторон обширным полем сжатия. Характерно, что и в данном случае в плановом облике этой островной структуры также просматривается присутствие двух взаимно пересекающихся линий: северо-западного и северо-восточного простираний. Причем, в южной части рассматриваемого региона северо-западная ось структуры растяжения «проходит» вдоль береговой линии (через г. Ванкувер?), а перпендикулярная к ней, северо-восточная — по линии Парксвилл—Виллиамс Лейк (скважины 304—261) (см. рис. 2, в).

в С начала августа 2011 г. вновь происходит резкое перестроение ГГД поля региона. Сильно разросшаяся островная структура, приобретает субширотное простирание, преобразуясь в массивное образование, которое ограничено с северо-запада и северо-востока, практически, прямолинейными границами. г В это время в регионе присутствуют две структуры растяжения, разделенные L-образной структурой сжатия. Северо-восточная ветвь структуры сжатия проходит по линии Парксвилл—Виллиамс Лейк (скважины 304—261), северо-западная — по линии Вестфолд—Клинтон (скважины 45—80). Такая структура ГГД поля с небольшими вариациями сохраняется вплоть до 05.09.2011 г. (см. рис. 2, г).

6 сентября 2011 г. L-образная структура сжатия оказалась разорванной в замке. Как следствие, в регионе сформировались, по сути, три структуры деформации: западная структура сжатия северо-восточного

простираясь; обширная структура растяжения, образовавшаяся в результате слияния двух ранее разобщенных структур и массивная структура сжатия северо-западного простираясь. В этот период интенсивность растяжений в юго-западной структуре сильно возросла.

Следует обратить внимание на соотношение границы между западной структурой сжатия (тяготеющей к эпицентру) и сильно увеличившейся в размерах структурой растяжения, которая накрывала юго-восточную оконечность острова Ванкувер и пролив. Можно предположить, что разрастание структуры растяжения в целом, также как и увеличение интенсивности деформаций, помимо «разрывающего» воздействия на замочную часть L-образной структуры, оказались триггерным фактором для разрушения уже напряженной матрицы в день 09.09.2011 г.

После 25.10.2011 г. целостность L-образной структуры сжатия, разрушенной перед землетрясением 09.09.2011, восстанавливается и сохраняется с небольшими вариациями границ до конца срока наблюдений.

Рассматривая такие перестроения ГГД поля на протяжении двухлетнего отрезка времени, можно обратить внимание на то, что ориентация осей возникающих структур деформации, равно как и их границ, в целом, контролируется двумя господствующими направлениями: северо-западным и северо-восточным. Это дает основание предполагать, что ГГД поле в данном случае является своеобразным «индикатором» существующей в регионе сетки делимости крупных литосферных блоков и присутствия серии тектонически ослабленных зон соответствующих простираций.

Таким образом, методология картографирования структур деформации, помимо визуализации их распределения в регионе, в некоторых случаях дает воз-

можность выявлять особенности тектонической делимости крупных геологических массивов. Анализ деформограмм $D_e(t)$, выполненный для интервала времени в 23 месяца с 01.01.2010 по 21.11.2011 г., показал, что эволюция деформированного состояния геологических массивов в Британской Колумбии была частью грандиозных процессов изменения геологической среды, которые развивались субглобально (глобально?). По данным USGS (геологическая служба США), в это время произошло более 100 сильных и разрушительных сейсмических катастроф, в т.ч. землетрясение М 8,8 (27.02.2010 г., г.Био-Био, Чили) и сильнейшее землетрясение в Японии (11.03.11 г. М 9), которое вызвало цунами и сопровождалось многочисленными жертвами и катастрофическими разрушениями.

Интегральная оценка состояния ГГД поля региона с использованием параметра дала возможность выделить здесь отчетливо выраженные 3 цикла растяжения, включающие рост и деградацию соответствующих структур. Эти циклы различались между собой продолжительностью и интенсивностью процесса и перемежались периодами, когда в регионе преобладали сжатия (рис. 3).

Первый цикл приходится на интервал времени с 01 января по 02 июня 2010 г. (5 месяцев). Деформограмма этого периода представляла собой сильно изрезанную, восходящую уступами кривую, максимальные значения которой пришлось на 13 мая 2010 г. Этот отрезок графика характеризовал направленное увеличение площадей структур растяжения, участвующих в формировании ГГД поля региона. После середины мая регистрируется круто падающая часть графика, что свидетельствует о частичной деградации структур растяжения.

Второй цикл начался 03 июня 2010 г. и характеризовался резким, почти вертикальным ростом кривой $D_e(t)$. Эта часть деформограммы представляет особый интерес, так как в период с 06 по 16 августа на ней отчетливо виден провал, свидетельствующий о внезапно наступившем в регионе сжатии, после чего режим растяжения восстановился и 28 августа 2010 года на кривой отмечается значение D_e , наибольшее за весь период наблюдений. Такие интенсивные смены деформированного состояния геологической среды региона на деформограмме представлены в виде очень отчетливого выраженного двухвершинного пика. 28 сентября 2010 г. мощный всплеск растяжения также стремительно вырождается. Далее, на протяжении 8,5 месяцев (до 15—20 мая 2011 г.) деформограмма выполаживается, представляя собой, слабоволнистую субгоризонтальную кривую.

Начало *третьего цикла* растяжений условно можно отнести к двадцатым числам июня 2011 г., а его завершение — к началу ноября 2011 г. Очень контрастная деформограмма этого цикла представлена сравнительно пологим восходящим крылом, которое

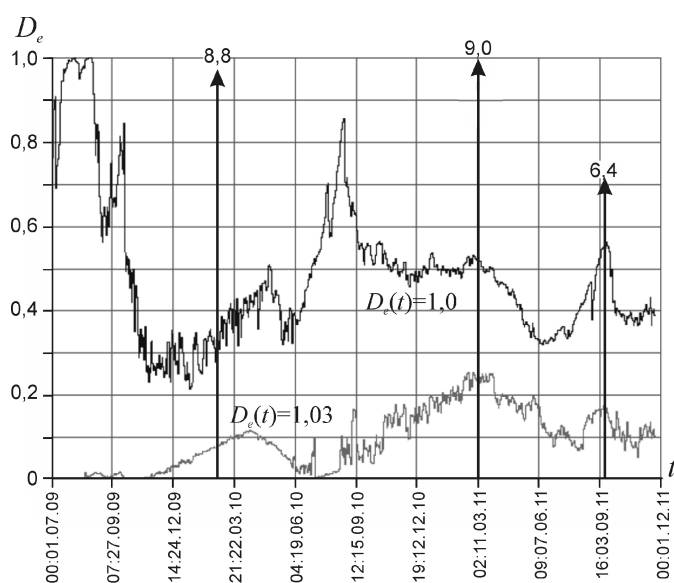


Рис. 3. Деформограмма $D_e(t)$ за период наблюдений с 01.07.2009 г. по 21.11.2011 г. (Британская Колумбия)

20—26 августа было рассечено резким провалом, а затем, после восстановления роста и достижения пика — круто падающей ветвью, характеризующей процесс деградации в регионе структур растяжения.

Сопоставление деформограммы с информацией о сильных сейсмических событиях (магнитуда и время землетрясений) в целом дает представление о сопряженности этих двух планетарно развитых процессах. Вместе с тем, идентификация характерных перегибов на деформограммах с конкретными сейсмическими событиями представляет значительные трудности. Их вероятная причина — коллективное и одновременное воздействие процессов «созревания» всех сильных землетрясений (на различных стадиях их зрелости), которые готовятся в разных частях сейсмически активных поясов Земли, на состояние поля напряжений-деформаций литосферы в целом.

Из числа наиболее отчетливо проявленных сопряжений деформация-сейсмичность на кривой $D_e(t)$ 1,00 прослеживается участок в августе 2010 г. С этим очень контрастным деформационным сигналом, представленным седловиной (сильное сжатие), в период с 6 по 16 августа 2010 г., совпали 4 сильных землетрясения: на островах Вануату М 7,3; в Эквадоре М 7,1 и на Марианских островах М 6,9 и М 6,6 (см. рис. 3).

Другой отрезок деформограммы, так же характеризующий связь состояния геологической толщи Британской Колумбии с разрядкой сильно удаленных землетрясений, приходится на 20—26 августа 2011 г., когда был отмечен кратковременный импульс сжатия. С этой клиновидной частью графика $D_e(t)$ совпадают сильные землетрясения вблизи о.Хонсю М 6,3; на Вануату М 7,1 и М 7,0; в северном Перу, М 6,8. Кроме того, в этот же период произошли 3 умеренных землетрясения в США (Колорадо М 4,6 и М 5,3; Вирджиния М 5,8).

Следует обратить внимание на исключительно большой разброс по планете тех сейсмических событий, которые оказались в одних деформационных «ячейках». Этот факт, наряду с другими, ранее описанными, можно рассматривать в качестве еще одного свидетельства глобального единства и взаимной связи быстро протекающих процессов деформации литосферных толщ и мощных сейсмических проявлений.

На фоне таких «совпадений» информация, представленная на части деформограммы сразу после сентября 2010 г., выглядит противоречивой, так как непосредственно после мощного деформационного всплеска (3 июня—28 сентября 2010 г.) не было зарегистрировано особенно интенсивных сейсмических событий.

Поскольку прогностическая ценность деформограммы в данном случае оказалась под сомнением, естественной стала постановка вопроса о том, какое сейсмическое событие (или события) предвещал этот мощный всплеск растяжений.

Для выяснения характера связи сейсмичности с быстро меняющейся в регионе деформационной обстановкой и с целью оценки достоверности приведенных реконструкций, реализован комплекс деформационного зондирования вдоль разных изолиний развивающихся структур. В таком решении деформограммы более высоких порядков, как правило, проявляют детали, которые ранее были затушеваны или вовсе недоступны для наблюдения. Например, на приведенных выше картах видно, что каждому из моментов времени соответствовало только ему присущее, сложное внутреннее строение развивающейся структуры, которое характеризовалось нелинейными соотношениями между элементами разных уровней деформирования. В этом контексте «история» эволюции тех частей структуры деформации, которые оконтуриваются изолиниями более высоких порядков, оказывается наиболее информативной для возможных прогнозных заключений.

Исходя из таких представлений, рассмотрим деформограмму, которая была получена для структуры растяжения, замыкаемой изолинией 1,03.

В результатах данного решения так же как и в первом случае с изолинией 1,00 на протяжении времени с 01 января 2010 г. по 21 ноября 2011 г. можно выделить три доминантных цикла растяжений, при этом оказалось, что вторая деформограмма четко отображает контрастные эволюции состояния геологической среды в интервале времени с 18 июля 2010 г. до 28 июня 2011 г. (см. рис. 3).

Следует подчеркнуть, что в этот период времени в мире было зарегистрировано 49 сильных землетрясений, среди которых мощнейшим оказалось землетрясение 11.03.2011 г. в Японии.

Деформограмма, совпадающая с упомянутым интервалом времени, представляет собой сравнительно монотонно возрастающий, пилообразный график $D_e(t)$, который сохраняет наклон вплоть до 18 февраля 2011 г. Такая изрезанность графика сама по себе свидетельствует о пульсирующем, возвратно-поступательном режиме роста структуры деформации.

Хорошо различимый вертикальный уступ фиксируется 18 февраля на кривой $D_e(t)$ 1,03, после чего отмечена субгоризонтальная, но также пилообразная часть графика. Таким образом, в регионе мониторинга происходила резкая смена режимов развития коротко живущих структур деформации, свидетельствующая об изменении характера приложения внешних нагрузок на геологические толщи.

Как следует из анализа всего двухлетнего графика $D_e(t)$, интервал времени с 18 июля 2010 г. по март 2011 г. в Британской Колумбии характеризовался наиболее интенсивным ростом растяжений, свидетельствующим о развитии некоторых, по-видимому, экстремальных геодинамических процессов. Вычисленные для этого времени величины D_e в 1,75 раза превысили максимальные значения растяжений преды-

дущего цикла, и почти в 1,5 раза — максимальные растяжения последующей, август-ноябрьской (2011 г.) части куполообразного графика (см. рис. 3).

11 марта 2011 г. на о.Хонсю, на расстоянии более 8 тыс.км от Британской Колумбии, произошло катастрофическое землетрясение.

Спустя 23 дня после японского землетрясения 4 апреля 2011 г. показатель деформации D_e в Британской Колумбии также резко уменьшается и после вертикального уступа, начинается нисходящий участок кривой: в регионе наступает период деградации коротко живущих структур растяжения.

Судя по кривой $D_e(t)$, характеризующей изолинию 1,03 структуры деформации, этот цикл растяжений в регионе длился 11 месяцев и завершился 28 июня 2011 г.

Таким образом, сопоставляя две деформограммы (по изолиниям 1,00 и 1,03) за 11-месячный период, можно утверждать, что территория Британской Колумбии испытала очень мощное воздействие деформационного процесса субглобального масштаба, который достиг максимума в марте 2011 г., с чем совпало катастрофическое землетрясение Японии.

Следующий цикл растяжений, с которым оказалось связанным землетрясение в Британской Колумбии, приходится на период с 09 августа по 29 сентября 2011 г. В это время здесь прослеживается четко обозначенный куполообразный участок деформограммы, с вершинной частью которого совпал момент землетрясения близ о.Ванкувер: разрядка упругой энергии произошла на вторые сутки после достижения максимальных растяжений, которые пришлось на 07.09.2011 г. (см. рис. 3).

Можно полагать, что почасовая регистрация исходных данных в Британской Колумбии могла бы обеспечить более точное определение момента сейсмического события. Согласно данным Геологической Службы США, на период с августа по октябрь 2011 г., совпадающий со временем развития и вырождения упомянуто-

го купола в Британской Колумбии, помимо землетрясения близ о.Ванкувер, произошло еще 12 других мощных сейсмических событий в разных частях планеты, сильно отдаленных от данного региона (см. рис. 3). Эти результаты дают основание считать, что зарождение, развитие и деградация структуры растяжения этого периода в Британской Колумбии являются следствием большой совокупности надрегиональных процессов деформирования литосферы, которые происходили под воздействием некоторых удаленно действующих факторов, причастных к генерации разрушительных процессов 12 названных землетрясений.

Таким образом, реконструкция ГГД поля региона в период подготовки и разрядки мощных сейсмических событий свидетельствует о высокой деформационной чувствительности региона Британской Колум-

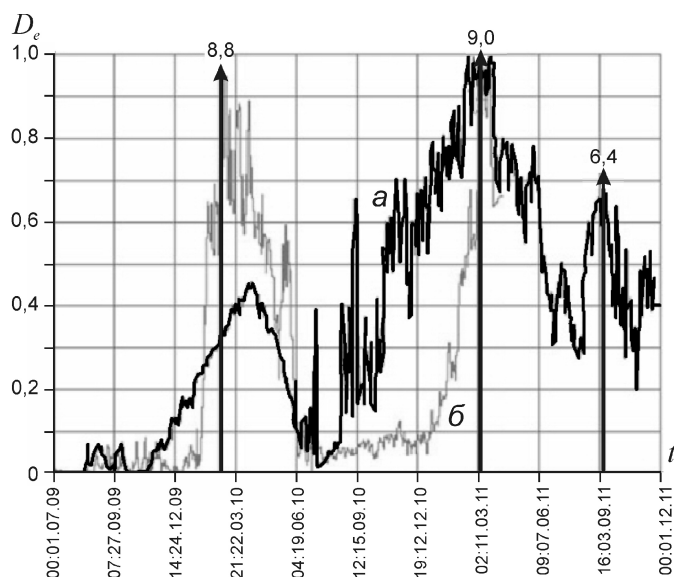


Рис. 4. Совмещение деформограмм по Британской Колумбии (а) и Сибирско-Дальневосточному региону (б)

бии, что, помимо решения задач собственной сейсмической безопасности, делает его особенно ценным для мониторинга катастрофических геодинамических процессов в северной части Тихого океана.

Сопряженность режимов деформационного развития удаленных регионов мира в периоды сильных землетрясений. Начавшиеся с 1985 г. систематические исследования особенностей функционирования ГГД поля обеспечили понимание кинетики изменения состояния крупных ареалов Земли, что открывало возможности для суждения о трендах и темпах эволюции геологических толщ и для оценки уровня опасности развивающихся геодинамических процессов.

В частности, на основе ГГД реконструкций была выявлена сопряженность режимов деформационного развития удаленных регионов мира в периоды созревания ряда сильных землетрясений [7, 8, 9, 10, 11, 13] (см. рис.1 и таблицу).

Сопряженное деформационное развитие удаленных регионов Земли в периоды сильных землетрясений. По результатам ГГД мониторинга

Землетрясения	Регионы с сопряженным деформационным развитием
Лома Приета, 1989, США	Кавказ—Калифорния
Рудбар-Манджил, 1990, Иран	
Рача, 1991, Грузия	
Рудбар-Манджил, 1990, Иран	Кавказ—Копетдаг—Тянь-Шань
Измит, Дузце, 1994, Турция	Кавказ—Копетдаг
Хоккайдо, 1994, Япония	Тянь-Шань—Хонсю

Подтверждение существования аналогичных, глобально увязанных деформационных процессов получено сравнительно недавно в результате выполнения германско-американского эксперимента GRACE методами космической гравиметрии [20]. Важным для понимания планетарных масштабов развития деформационных процессов в рассматриваемый период времени оказалось сопоставление кривых $D_e(t)$, которые были получены в Британской Колумбии и на специализированных сетях ГГД мониторинга в сибирско-дальневосточном регионе России [16]. Совмещенные на едином графике эти две кривые показали практически полную идентичность с той лишь разницей, что сибирско-дальневосточная кривая «вкладывалась» в кривую, полученную для Британской Колумбии, то есть, интенсивные деформационные процессы на американском континенте начались раньше и завершились позже, чем в пределах азиатского обрамления Тихого океана (рис. 4).

Этот результат дает основание говорить о едином процессе деформирования огромных пространств планеты, прослеженном, по крайней мере, от канадских Кордильер до Байкала. Возможно, что сильные деформационные процессы в этот период развивались и значительно южнее Британской Колумбии, и именно этот субглобальный (глобальный?) процесс инициировал многие зарегистрированные сильные сейсмические события, включая, катастрофическое японское землетрясение.

Можно полагать в связи с этим, что деформационные процессы подготовки сильнейшего землетрясения непосредственно на японских островах должны были проявиться также контрастно и в пределах будущей эпицентральной области.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Многолетними исследованиями особенностей ГГД поля Земли установлено его глобальное развитие и высокая чувствительность к любым изменениям напряженного состояния литосферных толщ.

2. Эти черты ГГД поля становятся важнейшим инструментарием для мониторинга и прогноза таких опасных геодинамических катастроф, какими являются сильные и разрушительные землетрясения.

3. Результаты ГГД мониторинга свидетельствуют о прямой связи между процессами подготовки сильных землетрясений, развивающихся одновременно в разных частях Земли, что дает основание предложить создание сети полигонов деформационного мониторинга в наиболее чувствительных частях сейсмических поясов и прежде всего, по периметру Тихого океана.

4. Сеть полигонов ГГД мониторинга может работать по фасетному принципу, когда каждая заинтересованная страна с учетом согласованных методологических принципов создает собственную (национальную) систему слежения за деформационными процессами и обменивается получаемой срочной ин-

формацией с Международным информационно-аналитическим центром.

5. Наряду с такими геодинамически активными регионами, как Кавказ, Тянь-Шань, российский Дальний Восток, Калифорния и другие важные элементы мировой системы сейсмических поясов, Британская Колумбия, по-видимому, могла бы оказаться важным звеном мировой сети деформационного мониторинга для целей средне- и краткосрочного прогноза сильных геодинамических катастроф. Вместе с тем, до создания разветвленной международной сети полигонов деформационного мониторинга в провинции может начать функционирование служба ГГД мониторинга, обслуживающая запросы Британской Колумбии и смежных регионов страны.

Авторы выражают признательность Е. Чабан за помощь в обработке данных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г.С. Способ изучения напряженного состояния массива. Российский патент №776278. 1979.
2. Вартанян Г.С. Способ прогнозирования землетрясений. Российский патент №791021. 1979.
3. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 2. С. 310—314.
4. Вартанян Г.С., Попов Е.А., Волейшо В.О. и др. Методические указания по организации и проведению гидрогеологических наблюдений на специализированной региональной сети в целях прогноза сильных землетрясений. —М.: ВСЕГИНГЕО, 1985.
5. Вартанян Г.С., Бредехоефт Дж., Розлоффс Э. Гидрогеологические методы исследований тектонических напряжений // Советская геология. 1991. № 9. С. 3—12.
6. Вартанян Г.С. Гидрогеодеформационное поле в исследованиях механизмов геодинамики // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 29—37.
7. Вартанян Г.С. Региональная система геодинамического мониторинга и проблема устойчивого развития государств в сейсмоопасных провинциях мира // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 37—45.
8. Вартанян Г.С., Гончаров В.С., Кривошеев В.П. и др. Методические указания по ведению гидрогеодеформационного мониторинга для целей сейсмопрогноза. —М.: Геоинформмарк, 2000.
9. Вартанян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 14—22.
10. Вартанян Г.С., Кристенсен О.В., Госк Э., Цукуда Э. Региональный метод краткосрочного прогноза сильных землетрясений // Отечественная геология. 2002. № 1. С. 3—8.
11. Вартанян Г.С. Геодинамические процессы во флюидосфере и некоторые их следствия // Отечественная геология. 2003. № 2. С. 44—50.
12. Вартанян Г.С. Эндодренажная система Земли и сейсмичность: перспективы мониторинга // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 41—52.
13. Вартанян Г.С. Эндодренаж Земли и глобальная геодинамика // Отечественная геология. 2010. № 3. С. 66—75.
14. Открытия. Публикация об открытиях, зарегистрированных в Государственном реестре открытий СССР // Официальный бюллетень Государственного комитета СССР по делам изобретений и открытий. 1983. № 46. С. 3.

15. *Полубаринова-Кочина П.Я.* Теория движения грунтовых вод. — М.: Гостехиздат, 1952.
16. *Стажило-Алексеев С.К.* Сводка о сейсмогеодинамической обстановке Дальневосточного региона на апрель 2011 г. // Сайт в Интернете «geomonitring.ru».
17. *Стажило-Алексеев С.К., Лыгин А.М., Макеев В., Прохин А.* Оценка современной геодинамической активности в пределах Восточно-Европейской платформы как новое направление мониторинга массивов горных пород // Разведка и охрана недр. 2008. №10. С. 69—73.
18. *Щелкачев В.Н.* Основные уравнения, описывающие движение жидкости в сжимаемой пористой среде // Докл. АН СССР. Т. 2. 1946. С. 103—106.
19. *Bredehoeft J.* Response of well-aquifer system to Earth tides // J.Geophys. Res. 1967. 72(12). 3075-3087. doi: 10.1029/JZ072i012p03075.
20. *Han S.C., Shum C., Jekely C.* Precise in situ geopotential differences from GRACE low-low satellite to satellite tracking and accelerometer data // J.Geophys. Res. (Solid Earth), 111 (B10). 2006. article B04411. doi: 10.1029/2005JB003719.
21. *Hsieh P., Bredehoeft J., Roijstaczer S.* Response of well-aquifer systems to Earth tides: problem revised // Water Resour. Res. 1988. 24 (3). Pp. 468—472.
22. *Rice J., Cleary M.* Some basic stress diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents // Rev. Geophys. 1976. (Space Phys.). 14. Pp. 227—241.
23. *Vartanyan G.* Regional system of geodynamic monitoring: sustainable development of seismic-prone regions, in *Proceedings of UN Forum on Urban Geology in Asia and the Pacific*. Bangkok, Thailand, 2001. Pp. 355—373.
24. *Vartanyan G.S.* Prediction of endogenic geological processes // *Geology and Ecosystems*. 2006a. Pp. 247—249. Springer.
25. *Vartanyan G.S.* 2006b. Ibid. Pp. 335—340.

Геодинамика Восточного Средиземноморья в свете новых данных о латеральной неоднородности литосферы

Б.Д.УГЛОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1), Е.Г.МИРЛИН (Государственный геологический музей им.В.И.Вернадского РАН; 125009, г.Москва, ул.Моховая, д.11, стр.2)

На примере Восточного Средиземноморья рассмотрено блоковое строение литосферы и своеобразный характер ее кинематики. Для анализа использованы результаты измерений рельефа, гравитационного и магнитного полей, а также данные глобальной системы позиционирования GPS. Показано, что для объяснения выявленных особенностей тектоники региона необходимо привлечение представлений о присутствии в кинематике движения блоков вихревой компоненты. Присутствие такой компоненты делает актуальной задачу усовершенствования модели мантийной конвекции с целью учета ее вихревой составляющей. Предполагается, что геотектоника и геодинамика подошли к рождению новой парадигмы, которая, с одной стороны, будет основана на концепции нелинейности, неравновесности и нестабильности геосреды, а с другой, не отбросит тектонику плит.

Ключевые слова: Восточное Средиземноморье, блоковое строение, вихревые движения.

Углов Борис Дмитриевич, bdoglov@mail.ru

Мирлин Евгений Гилельевич, egmir@gmail.com

Geodynamics of the Eastern Mediterranean, in the light of new data on the lateral heterogeneity of the lithosphere

B.D.UGLOV, E.G.MIRLIN

On the example of the Eastern Mediterranean considered block structure of the lithosphere and the peculiar character of its kinematics. Used for the analysis of the results of topography measurements, gravitational and magnetic fields, as well as data of global positioning system GPS. It is shown that in order to explain the revealed features of tectonics of the region is necessary to attract the presence of representations in the kinematics of motion blocks vortex component. The presence of such components makes urgent to improve the mantle convection model to account for its vortex component. It is assumed that Geotectonics and Geodynamics approached the birth of a new paradigm, which, on the one hand, will be based on the concept of nonlinearity, instability and disequilibrium geomedium, and on the other, do not throw plate tectonics.

Key words: Eastern Mediterranean, block structure, vortex motion.

В 1970—1980-х годах М.А.Садовским и его школой было установлено, что однородность реальной природной среды, слагающей литосферу, это лишь результат весьма грубого осреднения, всего лишь частный случай [10]. Хотя большинство современных геодинамических моделей основываются именно на таких представлениях (в т.ч. и тектоника плит), на самом деле литосфера представляет собой систему взаимодействующих неоднородностей различной природы. Разноранговую неоднородность литосферы — от микрозерен горных пород до гигантских плит М.А.Садовский назвал «кусковатостью» и впервые употребил понятие «геофизическая среда» (в дальнейшем стали говорить о геосреде). Хотя определения этому понятию он не дал, под ним, по всей веро-

ятности, следует понимать совокупность горных пород, флюидов и расплавов в земной коре и литосфере, соотношение и взаимодействие которых определяют их геологическую, физическую и химическую неоднородность, а также протекающие в них геофизические и геологические процессы. В дальнейшем неоднократно подчеркивалось, что геосреда не только иерархически неоднородна, но и изменчива во времени, энергетически активна, ей свойственны нелинейные процессы, и все эти ее свойства в совокупности имеют важное геодинамическое и геофизическое значение [9, 16]. М.А.Садовский и его коллеги также обратили внимание на то, что устроенная указанным образом геосреда находится в условиях постоянных вибраций: от тепловых колебаний молекул

и микроземлетрясений до колебаний в системе Земля—Луна. Все это в совокупности приводит к тому, что она приобретает способность к медленному перетеканию — текучести, или делается похожей на систему «перетекающих жидких сгустков».

В настоящее время получены весьма убедительные фактические свидетельства, подтверждающие указанные свойства литосферы: ее делимость на блоки

разного ранга [1, 2, 8], присутствие в ней многочисленных фрактально организованных структур как отражение нелинейных процессов [4], развитие движений вихревого типа [5, 6, 7, 13]. Тем самым выявлен факт движений такого типа, которые считались ранее невозможными для оболочек Земли, традиционно относимых к «твердым», но которые вполне возможны в геосреде, способной к медленному перетеканию.

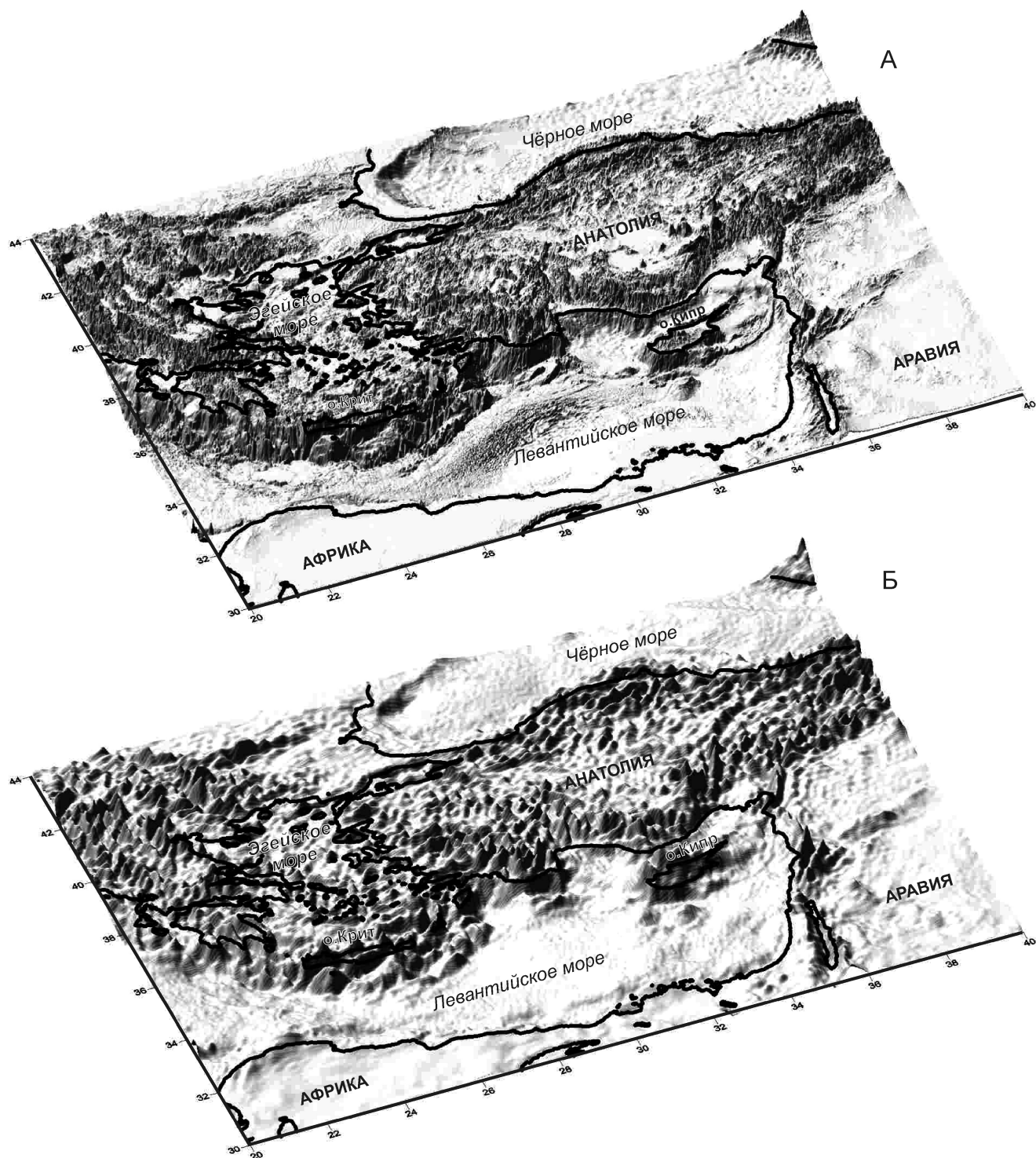


Рис. 1. Рельеф земной поверхности (А) и аномалии силы тяжести в свободном воздухе (Б) Восточного Средиземноморья

Все сказанное делает актуальной интерпретацию геолого-геофизических данных по различным регионам мира под углом зрения *геосреды*, характеризующейся неоднородностью и обладающей указанными свойствами. Именно такой подход положен в основу данной работы, причем объектом изучения являлся один из наиболее изученных в геолого-геофизическом отношении регионов мира — Восточное Средиземноморье. Несмотря на обилие данных, имеется существенная неоднозначность в геодинамической модели этого региона, основанной исключительно на концепции тектоники плит. Достаточно заметить, что в период 1970—2000-х годов было построено как минимум восемь вариантов таких моделей.

С точки зрения плитотектонической парадигмы, изложенной в многочисленных источниках, геодинамика Восточного Средиземноморья, как и всего Альпийско-Средиземноморского региона в целом, определяется процессами разного ранга. На глобальном уровне это спрединг в Атлантическом океане, Красном море, северо-западной части Индийского океана и, соответственно, взаимодействие Евразийской плиты, с одной стороны, с Африканской и Аравийской плитами, с другой. Большая скорость спрединга в Южной Атлантике с момента ее раскрытия по сравнению с Северной, приводила в геологическом прошлом и приводит в настоящее время к вращению Африканской плиты против часовой стрелки и, как следствие, к сближению ее с Евразией. Это, в свою очередь, обуславливает возникновение сдавливающих усилий, ориентированных в север-северо-западном направлении и формирование Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса. Из глобальных плитотектонических реконструкций следует, что Евразия в пределах этого складчатого пояса в раннем мезозое—кайнозое отстояла от Африки на значительно большее расстояние, чем в настоящее время. Пространство шириной более 1000 км было субдуцировано, причем большая часть этого пространства, как принято считать, принадлежала мезозойскому океану Тетис. Предполагается, что в настоящее время захлопывание этого океана, субдукция, как и альпийская складчатость продолжают.

В то же время, достаточно подробный анализ геолого-геофизических данных по всему Средиземноморскому региону [11] показывает, что классические зоны субдукции вместе с сопровождающими это явление характерными тектоническими структурами здесь практически отсутствуют. Единственным исключением представляется относительно локальный регион Восточного Средиземноморья, включающий Анатолию, Левантийское, Эгейское и Мраморное моря. Только здесь в миниатюре наблюдаются структуры, напоминающие классические островодужные системы (например, Западно-Тихоокеанскую [12]), о чем будет сказано ниже.

Для уточнения тектонической структуры изучаемого региона, выявления новых данных о неоднородностях литосферы Восточного Средиземноморья разного порядка был привлечен достаточно представительный комплекс геолого-геофизических данных, полученный из различных, в т.ч. и обобщающих, источников: рельеф земной поверхности, гравитационное и магнитное поля, тепловой поток, сейсмичность и др. [11]. Исключительную важность при этом имеют данные о рельефе земной поверхности и аномальном гравитационном поле, полученные на основе спутниковых альтиметрических измерений [19, 20] в силу своей непрерывности, представительности и высокой (в региональном плане) подробности и точности. Обзорные карты региона, полученные по этим данным, представлены на рис. 1. Наиболее наглядно структура рельефа и аномального гравитационного поля Восточного Средиземноморья проявляется при частотном анализе данных карт (рис. 2, а, б). На данном рисунке приведены изображения хребтов и других положительных форм рельефа, превышающих 70 м (см. рис. 2, а), и аномалий силы тяжести в свободном воздухе, превышающих 7 мГал. Эти превышения проявляются над соответствующими осредненными (фильтр Гаусса с окном 200 200 км) первичными поверхностями. Из анализа этих карт, а также карт аномалий магнитного поля [11, 14] можно сделать главный вывод — регион объективно разделяется на ряд самостоятельных блоков, различающихся по преимущественному простираанию аномалий: гравитационных (рис. 3, а), магнитных (см. рис. 3, б), складок рельефа, их амплитуде, частотному составу, величинам горизонтальных градиентов, конфигурации экстремумов и другим параметрам, характеризующим морфологические, а в определенной мере и статистические, особенности изучаемых полей. Предполагается, как это принято в разведочной геофизике, что различия в параметрах свидетельствуют о различии в геологическом строении, и на этом основании им придается определенный картировочный смысл [3]. Это и является основанием для разделения изучаемого региона на отдельные литосферные блоки, границы которых показаны на рис. 2 и последующих рисунках настоящей работы.

Дальнейший анализ, состоящий, в частности, в определении основных особенностей глубинного строения региона — расчете рельефа поверхности Мохо и определении мощности земной коры показывает, что глубины залегания границы Мохо и мощность коры практически каждого из выделенных блоков существенно различаются (см. рис. 3). По этим данным можно судить о принадлежности земной коры к океаническому или континентальному типам, а к их границам зачастую приурочены градиентные зоны глубин поверхности Мохо и мощности коры. Важно отметить, что анализ особенностей рельефа земной поверхности, аномальных гравитационного и магнитного полей приво-

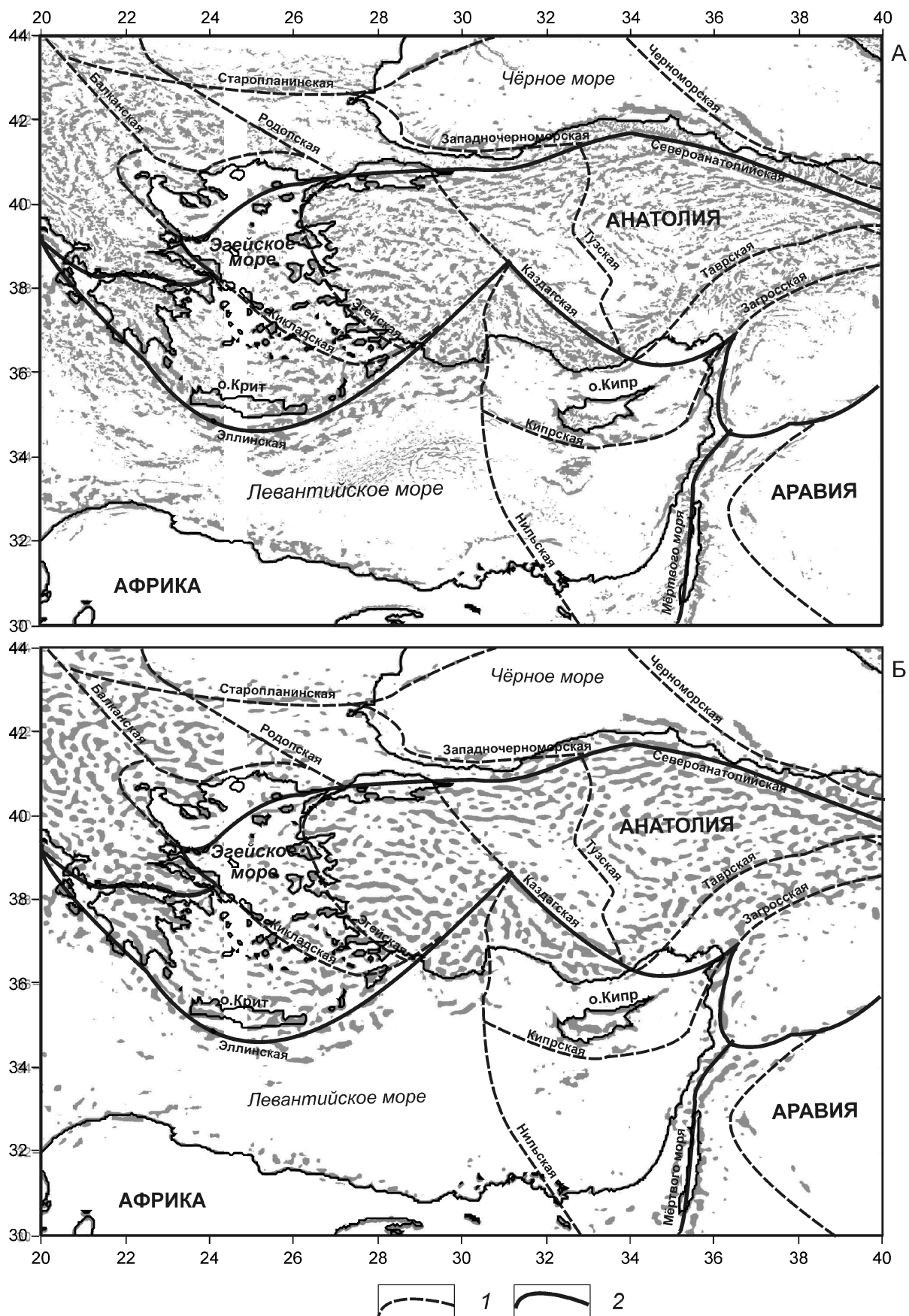


Рис. 2. Распределение хребтов в рельефе земной поверхности (А) и положительных аномалий силы тяжести в свободном воздухе (Б) Восточного Средиземноморья:

шовные зоны: 1 — разделяющие блоки литосферы, 2 — совпадающие с границами литосферных плит

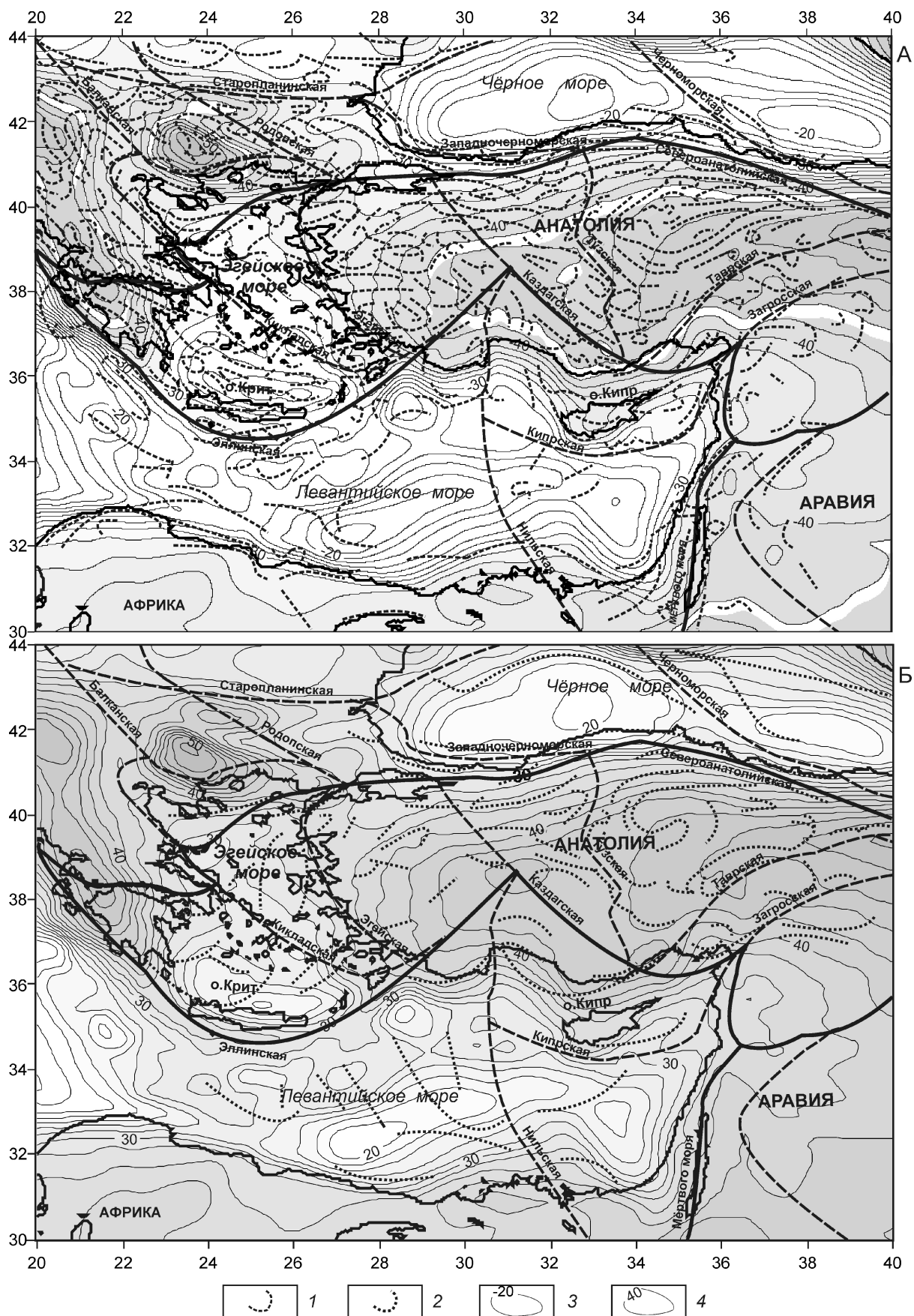


Рис. 3. Рельеф поверхности Мохо (А) и мощность земной коры Восточного Средиземноморья (Б):

оси аномалий: 1 — силы тяжести в свободном воздухе, 2 — магнитных; 3 — изолинии поверхности Мохо; 4 — изопахиты мощности земной коры; см. услов. обозн. к рис. 2

дит к разделению региона на полностью аналогичные блоки. Сами же особенности совершенно определенно имеют форму, характеризующуюся весьма выразительным взаимным подобием. Таким образом, блоковое деление региона можно считать достаточно объективным, а границы между блоками ассоциировать с региональными шовными зонами (или глубинными разломами), тем более, что зачастую они совпадают с крупными разломами земной коры, установленными по морфотектоническим и другим признакам и в большинстве случаев относящихся к границам литосферных плит [16].

Во внутренней структуре выделенных литосферных блоков широко распространены те особенности, оси которых имеют форму, подобную кольцевой или спиральной (см. рисунки 2 и 3). Согласно теоретическим предположениям и экспериментам подобная форма не случайна и в большинстве случаев свойственна разнообразного размера трещинам, возникающим в горных породах и различных твердых телах при потере прочности в результате распространения в них небольших нарушений при некотором силовом воздействии [17]. Очевидно, подобные нарушения (в их фрактальной последовательности) характерны и для особенностей более крупных масштабов.

При обсуждении полученных результатов районирования, исключительное значение имеют данные об измерениях скорости и направления движения реперных объектов, расположенных на земной поверхности в области Анатолии и соседних регионов (врезка на рис. 4), полученных с помощью глобальной системы позиционирования GPS [16, 18]. Данные об этих движениях весьма многочисленны (374 станции), статистически вполне достоверны и имеют незначительный разброс результатов [17]. Вследствие этого, многочисленные отдельные векторы движения различных реперных пунктов измерений могут быть сгруппированы в результирующие векторы, которые характеризуют параметры движения отдельных участков земной коры в целом. При такой элементарной статистической обработке оказывается, что каждому ранее выделенному литосферному блоку соответствует свой индивидуальный характер движения относительно соседних блоков (окружающих участков земной поверхности, в общем случае). Это можно отразить обобщенным вектором направления движения каждого из отдельных блоков (см. рис. 4, I). При этом движение блоков оказывается не хаотичным, а вполне упорядоченным, укладывающимся в определенную систему, а кинематическая картина — гораздо более сложной, чем та, которая следует из классической плитотектонической модели (см. рис. 4, II). Так Анатолийская плита перемещается не как единое целое, но блоки внутри нее с характерными размерами 400—500 км (**a**, **b**, **c**, **d**, **e**, **f**, **g**) испытывают движение по широкой дуге с некоторым общим ускорением примерно от 30 мм/год (блок **a**) до 80 мм/год (блок **g**) в направлении с востока на запад с поворотом

на юг. Эту дугу, протягивающуюся от хребта Загрос до Эллинского желоба, с севера окаймляют блоки или медленно движущиеся в южном направлении, или вовсе неподвижные. С южной стороны дуги блоки медленно движутся в противоположном, приблизительно северном и северо-западном направлениях.

При более подробном анализе тектоники этой своеобразной зоны (см. рисунки 4 и 5) можно видеть, что практически все тектонические элементы, характерные для классической островодужной системы (например, Западно-Тихоокеанской), присутствуют в данном регионе. Эллинский желоб является своеобразным аналогом океанского глубоководного желоба; Критская невулканическая фронтальная дуга может служить аналогом аккреционной призмы; далее к северу следует фронтальный (междуговой) прогиб в виде Критской котловины, его окаймляет Кикладская островная дуга, которая может считаться вулканической дугой, хотя в ней отмечено всего два (но весьма знаменитых) вулканических острова — Милос и Санторин (Тира). Знамениты они тем, что у берегов первого из них была найдена статуя Венеры Милосской, а катастрофический взрыв вулкана на о.Санторин, как полагают, стал причиной гибели Крито-Микенской культуры. Кикладскую дугу обрамляет заостроводужный тыловой прогиб в виде Эгейской котловины (см. рис. 5).

На этом аналогия с островодужной системой заканчивается. Далее следует область Эгеида — недавно (в плиоцене—плейстоцене) погруженная под тонкий слой воды часть суши, возвышенности которой выступают в Эгейском море в виде многочисленных островов. С севера регион Эгейского и Мраморного морей замыкает весьма характерная, ярко выраженная в рельефе дна структура — Североанатолийский разлом, представленный здесь глубокими и узкими впадинами: трогом Мармара (Мраморное море), Североэгейским трогом (северная часть Эгейского моря) и смещенной к югу трогообразной впадиной Коринфского (Сардоникос) залива. Очевидно, эта часть разлома играет весьма значительную роль как в тектонике Эгейско-Мрамороморского региона, так и Восточного Средиземноморья в целом. Именно по этим разломным зонам (звеньям Североанатолийского разлома) проходит северо-западная граница движущейся дуги блоков Анатолийской плиты. Наивысшая кривизна дуги в этой области способствует созданию на данной границе высоких растягивающих и сдвиговых напряжений по направлениям составляющих векторов **e**, **f** и **g** — **e**₁, **e**₂; **f**₁, **f**₂; **g**₁, **g**₂ (см. рис. 5), которые приводят к образованию структур типа «раздвиг со сдвигом» (pull-apart). Об этом же свидетельствуют ориентировки напряжений в очагах землетрясений [15] и другие геолого-геофизические данные.

Итак, для разработки геодинамической модели Восточного Средиземноморья наиболее важными являются свидетельства о разноранговой неоднород-

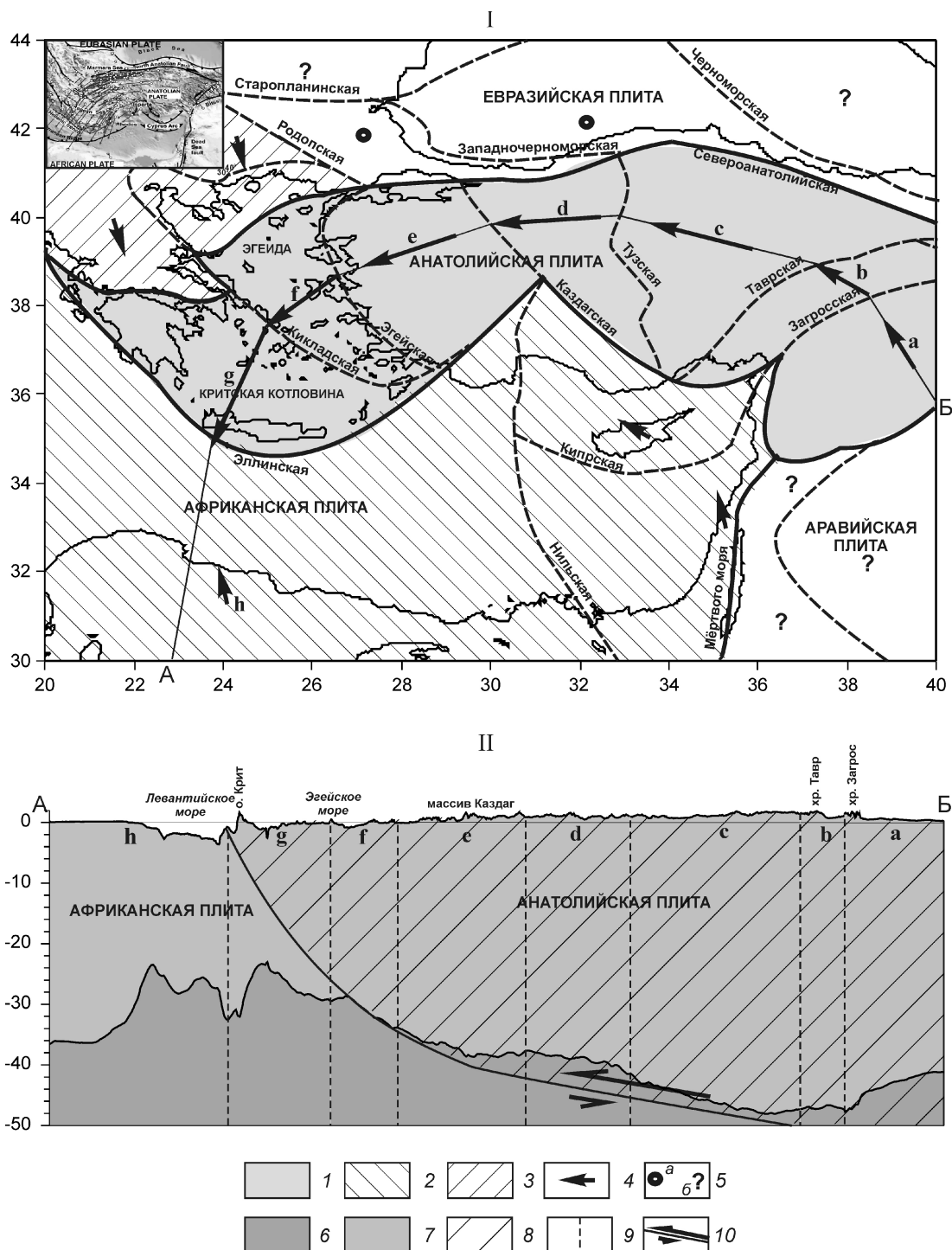


Рис. 4. Кинематическая схема Восточного Средиземноморья:

— **схема движения литосферных блоков Восточного Средиземноморья:** блоки: 1 — Анатолийской плиты, относительно быстро движущиеся по дуге в общем западном и юго-западном направлениях, 2 — Африканской плиты, медленно движущиеся в север-северо-западном направлении, 3 — Евразийской плиты, медленно движущиеся в юг-юго-восточном направлении; 4 — обобщенные векторы движения блоков (приведен масштабный вектор размером 25 мм/год), 5 — блоки: а — неподвижные и б — с неустановленным направлением и скоростью движения; на врезке приведена схема векторов направления движения реперных пунктов земной поверхности по данным GPS [16] — первичные данные для построения обобщенных векторов движения блоков литосферных плит; — **разрез по линии А-Б вдоль направления движения блоков Анатолийской литосферной плиты:** 6 — верхняя мантия; 7 — земная кора; 8 — Анатолийская литосферная плита; 9 — предполагаемое положение вертикальных границ блоков Анатолийской плиты; 10 — направления движения литосферных плит; а, б, с, d, е, f, g, h — обозначения блоков, расположенных вдоль линии разреза, и соответствующих им векторов движения; см. услов. обозн. к рис. 2

ности его литосферы и ее высокой подвижности. Эти свойства литосферы позволяют считать, что в их формировании доминирующую роль играли движения вихревого типа. Следы этих движений запечатлены в отмеченных выше особенностях морфологии рельефа, гравитационных и магнитных аномалий отдельных литосферных блоков. Кроме того, полоса движущихся против часовой стрелки блоков

Анатолийской плиты может служить отражением некоторого глубинного вихреобразного процесса. Неравномерное и криволинейное движение этой полосы приводит к вихреобразному движению (веерообразному раскрытию) составляющих ее отдельных блоков, что наиболее заметно в областях наибольшей кривизны дуги в ее западной части. Такое веерообразное раскрытие блоков *e*, *f* и *g* приводит к их фор-

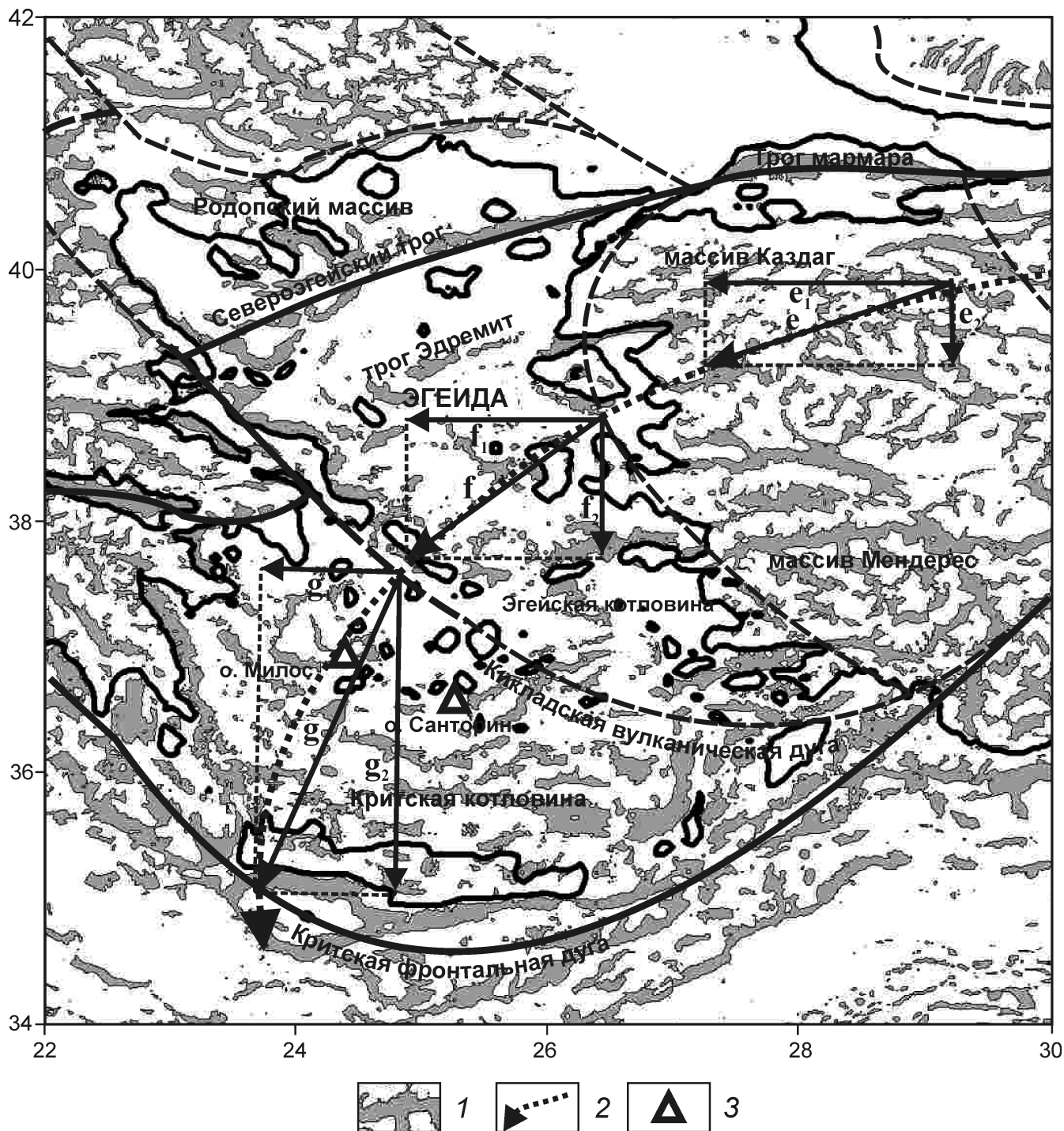


Рис. 5. Основные морфотектонические структуры и кинематическая схема Эгейского и Мраморного морей:

1 — впадины глубже 100 м от осредненной поверхности дна; 2 — общая траектория движения блоков Анатолийской плиты; 3 — вулканические острова; *e*, *f*, *g* — векторы направления движения литосферных блоков и их ортогональные составляющие по координатным осям; см. услов. обозн. к рис. 2

мированию в виде округлых треугольников со сторонами, плавно закручивающимися в направлении к острому углу, как это имеет место и для большинства задуговых бассейнов Евразии [5]. Это приводит также к повышенной интенсивности погружения «левых» сторон блоков: Критской котловины (блок **g**), Эгейской и Эгейской котловины (блок **f**). По-видимому, аналогичная судьба ждет в будущем западную часть Каздагского массива Анатолии (блок **e**).

В заключение отметим, что присутствие вихревой компоненты в кинематике движения блоков в данном регионе, как и движения плит в глобальном масштабе, делает весьма актуальными две задачи: усовершенствование модели мантийной конвекции с целью учета ее вихревой составляющей, а также оценку напряжений на верхней границе литосферы, возникающих под влиянием данной компоненты.

Такое заключение подчеркивается тем, что, как уже говорилось, в последней четверти XX в. естественнонаучная концепция детерминизма и линейности, определяющая основные природные процессы, стала уступать место парадигме нелинейности, неравновесности и неустойчивости. Несмотря на явные свидетельства нелинейных явлений в «твердых» оболочках Земли (в т.ч. и в пределах изучаемого региона), можно констатировать, что геологическая общность и в нашей стране, и за рубежом оказалась достаточно консервативной по отношению к новой естественнонаучной философии. «Линейная» тенденция в истолковании геотектонических, геофизических и геодинамических феноменов по-прежнему превалирует. Возможно, наряду с несомненно положительной, определенную отрицательную роль сыграла и продолжает здесь играть концепция тектоники плит, которая была и остается доминантой в современной геодинамике, и которая, в общем случае, как будто бы не требует перехода к новым представлениям.

В то же время становится все более очевидным, что геотектоника и геодинамика в настоящий момент вплотную подошли к порогу, за которым — рождение новой парадигмы, которая, с одной стороны, будет основана на концепции нелинейности, неравновесности и нестабильности геосреды, а с другой — не отбросит тектонику плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии — тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3—20.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блочная структура и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3—19.
3. Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия. — М.: Недра, 1986.
4. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем: синергетические принципы геологических исследований. — М.: ГЕОС, 2001.
5. Мирлин Е.Г. Вихревая тектоника // Доклады РАН. 2009. Т. 426. № 5. С. 649—652.
6. Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. Вихревые движения при океаногенезе. Проблема динамики зон сочленения океан—континент Евразии // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 2. — М.: Наука, 2006. С. 86—111.
7. Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Новые данные о структурной геометрии линеаментов в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океанов // Доклады РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 70—73.
8. Нечаев Ю.В. Линеаменты и тектоническая раздробленность. Дистанционное изучение внутреннего строения литосферы. — М.: ИФЗ РАН, 2010.
9. Николаев А.В. Черты геофизики XXI века // Проблемы Геофизики XXI века. — М.: Наука, 2003. С. 7—16.
10. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829—830.
11. Углов Б.Д., Барышев А.Н., Зорина Ю.Г. и др. Геоструктуры и минерагения Средиземноморья. — М., 2005.
12. Углов Б.Д., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. и др. Геоструктуры и минерагения Западно-Тихоокеанской переходной зоны. — М., 2011.
13. Углов Б.Д., Мирлин Е.Г. Тектонические линеаменты Западной части Тихого и Северо-Восточной части Индийского океанов и связь с ними современного колчеданобразования // Отечественная геология. 2008. № 4. С. 59—67.
14. Aeromagnetic map (total intensity) of Turkey. — Ankara / Turkey, 2007.
15. Armijo R., Meyer B., Navarro S., et al. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? // Terra Nova. 2002. Vol. 14. № 2. Pp. 80—86.
16. Faccenna C., Bellier O., Martinod J. et al. detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 242. Pp. 85—97.
17. Keilis-Borok V.I. The lithosphere of the Earth as a nonlinear system with implications for earthquake prediction // Reviews of Geophysics. 1990. Vol. 28. № 1. Pp. 19—34.
18. Kreemer C., Chamot-Rooke N., Le Pichon X. Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data // Earth and Planetary Science Letters. 2004. Vol. 225. Pp. 329—346.
19. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Bathymetric Estimation in Satellite Altimetry and Earth Sciences // Intl. Geophys. Series. 2001. Vol. 69. Pp. 447—457.
20. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. Pp. 1009—10 054.

Структура Малой Зондской островной дуги в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана

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

Малая Зондская островная дуга (МЗОД) является частью континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана. Она находится среди множества островов, связанных геоморфологически и геологически. В течение мезозойско-кайнозойского времени описываемая дуга и окружающие пространства входили в состав эпигерцинской платформы. В разрезах отложений участвуют допермские и пермские сильно дислоцированные отложения и несогласно перекрывающие их слабо дислоцированные с прослоями вулканогенных пород мезозойские и кайнозойские толщи морского генезиса. Изогнутая форма дуги обусловлена контурами блока древних пород, занимающего впадину задугового моря Банда. Входящий в систему Малой Зондской островной дуги желоб Банда разделяет внешнюю и внутреннюю островные линии МЗОД и неадекватен глубоководным океанским желобам в типичных островодужных системах.

Ключевые слова: Малая Зондская дуга, континентальная окраина — переходная зона островодужной группы, эпигерцинская платформа, желоб Банда.

Куприн Павел Николаевич, kuprin@geol.msu.ru

The structure of the Lesser Sunda Island arc in the Asian-Australian continental margin of the segment — the transition zone of the Pacific Ocean

P.N.KUPRIN

The Lesser Sunda Island Arc is part of the continental margin — the transition zone of the Pacific Ocean. It is among the many islands connected geomorphologically and geologically. During the Mesozoic and Cenozoic time, the LSIA and surrounding areas were part of the epi-Hercynian platform. In the section of the deposits, there are pre-Permian and Permian strongly folded rocks and unconformably overlying them poorly folded rocks with interbedded volcanic rocks of Mesozoic and Cenozoic strata of marine origin. The curved shape of the arc is due to the contours of the block of the ancient rocks that occupy the basin of the back-arc Banda Sea. The Banda trench, within the LSIA system, separates internal and external island lines of the LSIA. It differs from deep ocean trenches in a typical island arc systems.

Key words: Lesser Sunda Arc, continental margin — transition zone of the island arc group, epi-Hercynian platform, Banda trench.

Азиатско-Австралийский сегмент переходной зоны Тихого океана. К юго-востоку от впадины Южно-Китайского моря располагается центральный сегмент западной континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана. Это область сочленения Азии и Австралии (ААС). Она сравнительно невелика по площади, но весьма динамична в тектоническом плане. На востоке ААС соседствует со структурами Филиппинской островодужной системы и полуостровов Чендравасих (Вогелкоп) и Бомбераи, составляющих западную периферию огромного острова Новая Гвинея.

Южная окраина Азиатско-Австралийского сегмента занята немногими островами Большой, но в основном Малой Зондской дуги. Малая Зондская островная дуга отделена от Австралии впадинами Тиморского и Арафурского морей Индийского океана. С северо-запада ААС ограничен о.Полаван и сочленяющимся с ним меридиональными хребтами Крокер и Иран на западной и хр.Мератус на восточной окраине о.Калимантан. С о.Бали начинается Малая Зонд-

ская островная дуга. На севере и северо-востоке ААС примыкает к Филиппинскому архипелагу, горно-складчатые сооружения которого, по крайней мере, в пяти местах непосредственно контактируют с морфоструктурами рассматриваемой области [2, 32].

Азиатско-Австралийский сегмент в плане имеет вид меридионально ориентированной трапеции с относительно узким северным и более широким южным основаниями. Практически со всех сторон ААС ограничен желобами и трогами, среди которых Филиппинский, Молуккский, Макасарский, Палаван, Западный Банда и Боне ориентированы меридионально или субмеридионально, в отличие от других с широтным и субширотным простиранием (рис. 1).

В пределах Индонезийской территории, куда входит Малая Зондская островная дуга, зафиксировано 13 667 больших и малых островов [31]. Однако площадь островов Азиатско-Австралийского сегмента гораздо меньше площади расположенных между ними морей. Наибольшими размерами обладают

моря Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда и Яванское, а моря Хальмахера, Серам, Бали, Флорес и Саву занимают весьма ограниченные площади [30].

Важнейшая черта рельефа островов и их морских продолжений — присутствие во многих местах многочисленных построек отмерших и активно действующих ныне вулканов. В историческое время, начало которого в Индонезии исчисляется с 1600 г., из расположенных на ее территории 128 центров вулканизма активно действовало 78 вулканов, в 29 точках они выражены источниками фумарольно-сульфатарных газов и на 21 поле сульфатарные эманации не имеют видимой связи с вулканами. В стадии затухания и разрушения находится более 500 вулканов, построе-

ки которых играют значительную роль в формировании облика многих индонезийских островов [6].

На юге рассматриваемого сегмента горные хребты на островах и продолжающие их в морях линейно вытянутые архипелаги связаны с альпийскими горноскладчатыми сооружениями Европы и Азии, внедрившимися в островные дуги Зондской системы. На севере такого же типа сочленения контролируются раннекайнозойскими структурами азиатской окраины Тихого океана. Сопряжением двух систем диаметрально противоположно ориентированных тектонических структур и заключенных между ними впадин сравнительно небольших морей и обусловлено исключительно сложное строение рассматриваемого сегмента.

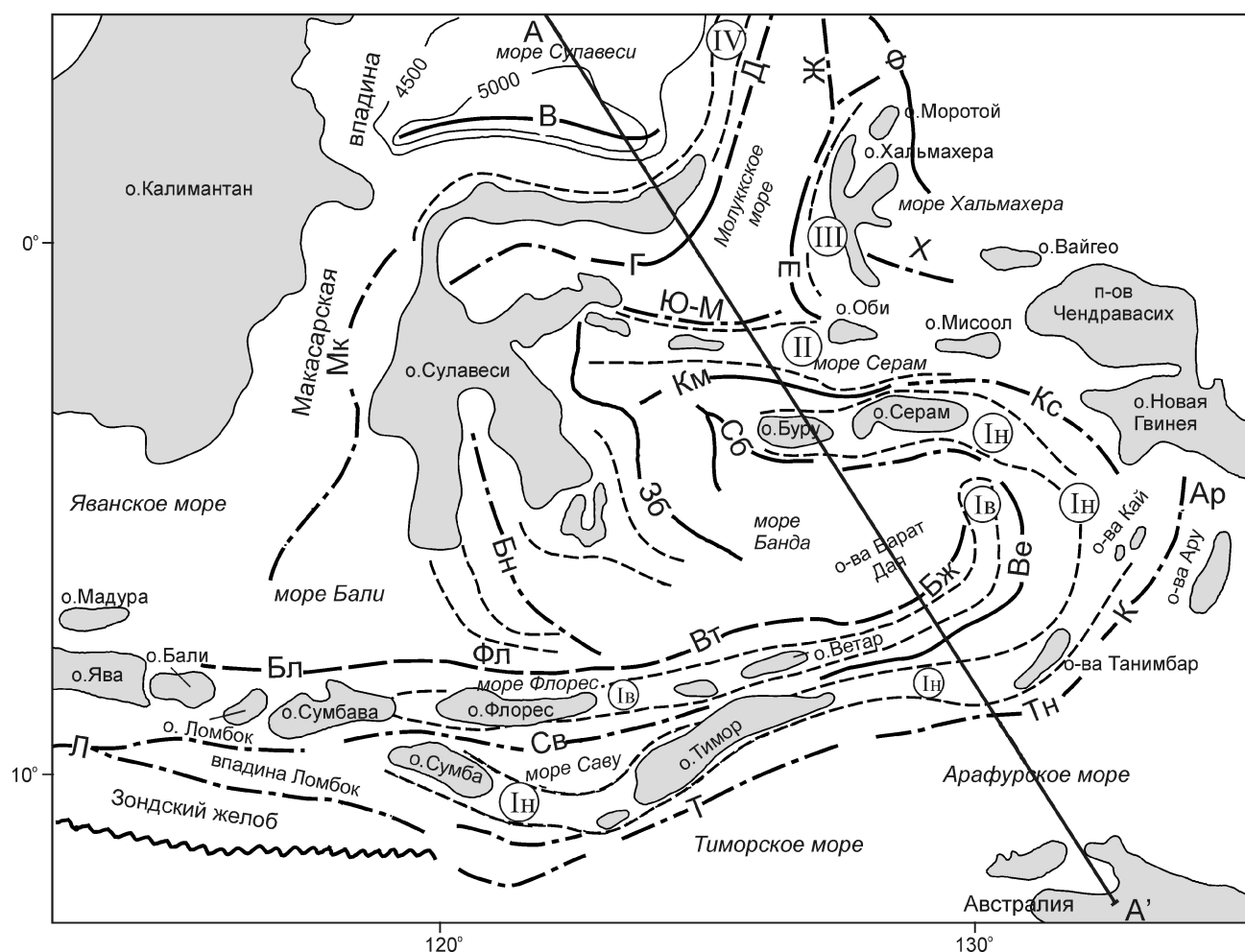


Рис. 1. Геотектоническое положение и структурные элементы Малой Зондской островной дуги:

оси: 1 — желобов, трогов, депрессий (В — Северо-Сулавесский, Г — Тамини, Е — Бочан-Тернаите, Км — Серам, Ве — Банда/Вебер, Зб — Западная Банда, Сб — Северная Банда, Ф — Филиппинский), 2 — суббассейна во впадине моря Банда и глубоких депрессий во впадинах морей Бали, Флорес, Ветар (Бл — Бали, Фл — Флорес, Вт — Ветар, Бж — Барат-Дая), 3 — трогов и депрессий переменной морфологии и глубины (Д — Давао, Ж — Моратай, Ю-М — Южно-Молуккский, Кс — юго-восточное продолжение желоба-трога Серам, Бн — Боне, Мк — Макасарский, Л — Ломбок, Св — Ломбок-Саву, Т — Тиморский, Тн — Танимбарский, К — Кай, Ар — Ару, Х — Хальмахера); 4 — границы архипелагов и надводно-подводных хребтов: островодужная система Малой Зондской дуги (островная линия: Ин — наружная, Ив — внутренняя), квазиостроводужные системы и другие крупные геоморфолого-тектонические элементы: II — структурный блок-шпора Сулла, III — Молуккская, IV — Минахаса—Сангхе; 5 — изобаты, м; А-А' — линия гравиметрического и батиметрического разрезов

Изучение физико-географических условий и геологического строения Азиатско-Австралийского сегмента имеет более чем вековую историю, но осталось еще много белых пятен и нерешенных геологических проблем. Исключительно большое значение имели морские гравиметрические работы на акватории Индонезийского архипелага, выполненные Ф.А.Венинг-Мейнесом. До сих пор они не утратили своего научного значения [7, 8, 38]. Геологическое истолкование полученных результатов, помимо самого автора, сделали Дж.Ф.Умбгров [24, 25] и Ф.Г.Кюнел [15]. Достаточно подробно хронология, оценка ранее выполненных работ и результаты собственных геологических исследований освещены в указанных выше содержательных трудах Р.Ван Бемеллена и Дж.Ф.Умбгрова, в статьях других голландских геологов. Оригинальные данные по геоморфологии и геологии впадин морей Индонезийского региона приводятся в работах Ж.Валло [4], Э.С.Лафонда, Х.Д.Тиа, Р.Ц.Фейрбриджа [21]. Обстоятельные сведения по истории изучения природы Азиатско-Австралийской области, особенностях ее связи с материками и впадинами Тихого океана, о ее геологическом строении можно почерпнуть из Атласов [1, 2, 11, 17].

Геотектоническая позиция выявленных в Азиатско-Австралийском сегменте структурных элементов оценивалась неоднозначно, а сами они назывались по-разному, например, «внутренние и внешние цепи островов, горно-складчатые сооружения мезозойского и альпийского возраста, антиклинальные гряды, островные гряды, цепи островов, редко — островные дуги». Однако неупорядоченность в иерархии названий и терминов не мешала исследователям однозначно относить всю или отдельные части этой области к современной геосинклинали.

В советской литературе, начиная с конца 1940-х гг., геоморфологические и тектонические элементы этой области также назывались по-разному: цепями островов, альпийскими складчатыми дугами, островными и антиклинальными грядами и также относились к типичным современным геосинклиналям [18]. Примерно такую же позицию отводили области сочленения Азии и Австралии Дж.Умбгров [38], а в более позднее время Ж.Обуэн [19], А.Сугимура [23], О.К.Леонтьев [16], М.Хосино [27] и др.

В связи с развитием новых представлений о тектонике и геодинамике земной коры, особенно в океанском секторе, а также появлением огромного объема более совершенных геологических и геофизических данных, проблеме взаимосвязи континентов Азии и Австралии, с одной стороны, и Тихого океана, с другой, характеристике структуры континентальных окраин и переходных зон стало уделяться исключительно большое внимание [3, 4, 9, 22, 29, 30, 33, 35, 36].

Тем не менее, в решении тектонических проблем, в характеристике структурных форм, в предложенных

схемах происхождения и развития Азиатско-Австралийского сегмента остается много неясного и спорного. Надо подчеркнуть, что все эти вопросы рассматривались вне связи с проблемой типизации континентальных окраин — переходных зон, хотя имеющиеся фактические данные могут наилучшим образом способствовать выделению в этом регионе своеобразного генетического представителя такой окраины [14]. Здесь взаимодействуют две совершенно разные по природе и структурному положению группы тектонических элементов. В южной части этой области они образуют спирально изогнутую двухлинейную дугу Малых Зондских островов. В северной части структурные сооружения обладают лишь некоторыми признаками классических островных дуг, отличаются сравнительно небольшими размерами, формой, ориентировкой, сочленениями с соседними сооружениями, но вместе с тем они генетически тесно связаны с островодужной системой Малых Зондских островов на юге и Филиппинской островодужной системой на севере. Чтобы подчеркнуть своеобразие наблюдаемых здесь структурных связей и форм тектонических элементов, рассматриваем их в качестве квазиостроводужных систем и выделяем Азиатско-Австралийский сегмент в особый тип континентальной окраины — переходной зоны на западной периферии Тихого океана.

Островодужная система Малых Зондских островов. Малая Зондская дуга образована двумя линиями островов и простирается с запада на восток более чем на 2400—2500 км. На всем своем протяжении она располагается внутри мощного и обширного континентального блока. Вершина дуги интенсивно изгибающихся линий островов и обрамляющих их прогибов обращена на восток.

Внешняя линия (см. рис. 1) начинается на западе островом Сумба, который через более мелкие острова Саву и Роти связан с о.Тимор. Восточный участок и субшироотно ориентированный северный участок внешней линии представлены островами Лети, Бабар, Танимбар, Кай, Серам и Буру. Между крупными островами Танимбар, Кай и Серам по бровке шельфа, примерно по изобате 200 м протягиваются цепочки мелких островков и атоллов. Все вместе — и большие, и малые острова на некоторых картах называются Юго-Восточными островами. От смежной области Индийского океана, от шельфовых впадин Тиморского и Арафурского морей внешняя линия островов отделена восточной центриклиналью глубоководного Зондского желоба (шарнир его воздымается в этом месте с 7000 до 2500 м), Тиморским желобом-трогом (3310—2300 м), Танимбарским трогом (1500—1000 м) и трогом Кай (3650—2000 м). С северной ее стороны протягивается желоб-трог Серам (5280 м) и его более мелководное (1500—1000 м) юго-восточное продолжение, почти достигающее трога Кай (см. рис. 1). Седловины между указанными

желобами и трогами и более мелкие воздымания их днищ обычно находятся напротив приподнятых элементов рельефа смежных островов. Желоба и трог, как правило, узкие, вытянутые и за исключением небольшого участка в трог Кай как бы нанизаны на единую ось. В поперечном сечении все они обладают V-образной формой, относительно крутыми склонами и щелеподобными днищами (рис. 2).

Линейная система желобов и трогов отделяет островную линию от Австралии и о.Новая Гвинея, то есть от такого же мощного блока континентальной коры. И эта ее позиция придает специфический морфоструктурный облик всей островодужной системе Малых Зондских островов.

Более сложные по форме и строению понижения донного рельефа ограничивают внешнюю линию островов с противоположной, внутренней стороны, образуя единый межлинейноостровной трог. От седловины между островами Сумба и Флорес к востоку отходит глубокая впадина, занятая морем Саву. Наибольшая глубина ее определена в восточной части моря Саву, где она достигает 3475 м. При дальнейшем движении на восток эта впадина резко сужается, ее шарнир поднимается до глубины менее 2000 м и находится в том месте, где на о.Тимор располагается самая высокая его гора (2962 м). Вскоре впадина моря Саву смыкается с небольшим локальным понижением межлинейноостровного трога Ветар (3315 м). Восточная седловина трога Ветар на меридиане островов Романг (внутренняя линия) и Лоти

(внешняя линия) осложнена о.Кисар, от которого к востоку начинается глубоководный желоб Банда (Вебер). Желоб Банда — самая глубокая и обширная депрессия в системе межлинейноостровного трога Малой Зондской дуги. Серповидная форма желоба Банда повторяет в своем простираннии контуры внешней и внутренней островных линий. В меридионально ориентированном сегменте желоб Банда обладает широким, плоским дном с максимальной глубиной 7440 м и узкими V-образного профиля центриклиналими. Отклоняющаяся к северо-западу центриклиналь достигает о.Серам, осложняет его южный склон и выклинивается у западного края островной группы Амбон. На о.Серам на этой долготе находится самая высокая вулканическая гора Бинайя (3019 м). С южной стороны о.Буру, замыкающем внешнюю линию островов, располагается локальная впадина (5215 м) изометричной формы, связанная через узкую седловину с желобом Банда. Желоб Банда напоминает океанские глубоководные желоба в классических островодужных системах, но он им не является.

Важной чертой рельефа следует назвать соотношение максимально высоких отметок рельефа на островах внешней линии и наиболее глубоких участков в желобах и трогах. Отмечается явная тенденция к углублению днищ желобов и трогов в направлении генерального выклинивания островной линии, то есть к востоку.

На островах внешней линии отсутствуют действующие вулканы, хотя конусы и другие типы построек отмерших вулканов сохранились на крупных островах, где они занимают господствующее положение в рельефе.

Внутренняя линия Малой Зондской дуги состоит (с запада на восток) из большого количества островов (см. рис. 1) [30]. На некоторых картах эти острова объединяются в островные группы.

С южной стороны внутренняя линия островов ограничена межлинейноостровным трогом, отделяющим ее от внешней островной линии. С противоположной — северной и восточной стороны располагается такая же линейновытянутая группа прогибов. Островная группа Банда является конечным элементом внутренней линии Малой Зондской островной дуги. Она под углом подходит к северо-западной центриклинали глубоководного желоба Банда.

Так же как и на островах внешней линии, поверхность суши на островах внутренней линии преимущественно гористая с многочисленными действующими вулканами. На о.Бали активным является вулкан Агунг (3142 м), на о.Ломбок — вулкан Ринджани (3726 м), на о.Сумбава — вулкан Тамбора (2850 м), на о.Флорес — вулкан Батурата (2382 м). Поверхность всех более мелких островов также осложнена вулканическими постройками [20].

Сравнение морфоструктурных параметров обеих островных линий Малой Зондской дуги свиде-

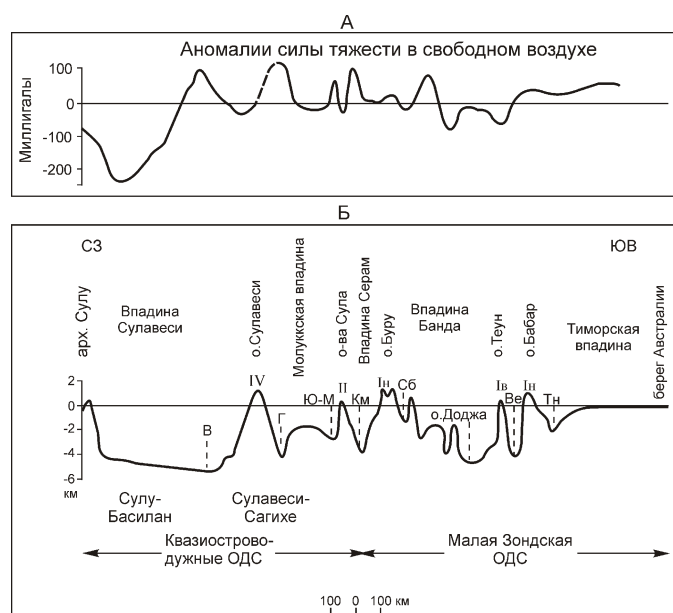


Рис. 2. Гравиметрический (А) и батиметрический (Б) разрезы по линии А-А' через южную область Азиатско-Австралийского сегмента континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана:

см. услов. обозн. к рис. 1

тельствует о важных отличиях в строении поверхности и размерах островов, в форме и строении желобов, трогов и локальных депрессий, ограничивающих островные линии, в устройстве осложняющих их более мелких форм рельефа. Главное же отличие заключается в том, что на островах внешней линии отсутствуют, а на островах внутренней линии и в непосредственной близости от них в морях действуют по крайней мере 35 современных вулканов [9].

Геологическое строение Малой Зондской островной дуги. Литолого-стратиграфический очерк. Наиболее древние породы обнаружены на островах внешней линии, в частности на островах Лети, Тимор, Серам и Буру и на островах Флорес и Кисар — внутренней линии (рис. 3). Они отнесены к допермским образованиям и представлены глинистыми сланцами, филлитами, гнейсами, на которых в ряде мест обнаружены несогласно залегающие мелководные криноидные известняки с ископаемой фауной пермского периода или так называемый «дикий флиш» средне-позднемиоценового возраста. Допермские породы сильно дислоцированы, образуют изоклинальные складки, осложнены надвигами и взбросами. Стратиграфическое и структурное положения допермских пород остаются до конца невыясненными. Некоторые исследователи относят их к аллохтонному комплексу, переместившемуся сюда с предполагаемого северного континента, располагавшегося на месте нынешней впадины моря Банда. Основным доказательством для такого предположения служит присутствие офиолитов в надвинутом комплексе глинистых сланцев и филлитов на островах Тимор и Серам.

К пермским отложениям на о.Тимор относятся мелководные, местами массивные известняки, туфогенные мергели, туфы и конгломераты с галькой щелочных эффузивов, гранит-аплитов, кремней. В известняках обнаружены остатки организмов пермского возраста.

Выше залегают цефалоподовые, криноидные, оолитовые, нередко коралловые известняки, глинистые сланцы с кремнями и богатой ископаемой фауной триаса. Постепенно эти породы переходят в цефалоподовые мергелистые и глинистые сланцы и слоистые известняки нижней юры. Средне-верхнеюрские образования представлены ожелезненными глинистыми сланцами с конкрециями глинистых известняков. Разрезы верхней юры и мела состоят из граувакк, песчаников, туфов, ауцелловых и глоботрункановых известняков со слоями мергелей, кремней и вулканического материала. В некоторых местах обнажаются красные сланцеватые глины или глинистые сланцы с марганцовистыми желваками и зубами рыб, отнесенные к верхнему мелу. Породы нижнего палеогена по составу аналогичны описанным меловым отложениям.

Допермские кристаллические сланцы во многих местах осложнены интрузиями диабазов, встречаются

ся долеритовые, афанитовые, порфировые породы, амфиболитовые сланцы, серпентиниты, дайки. В

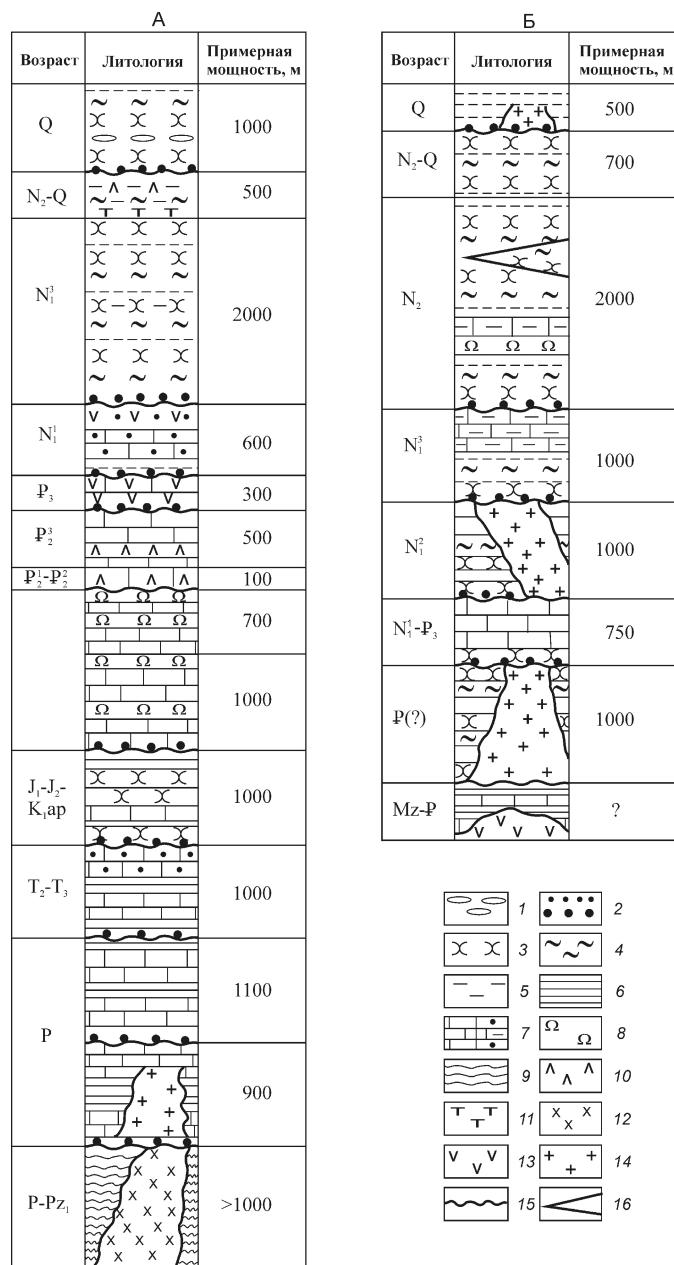


Рис. 3. Схематические сводные литолого-стратиграфические разрезы отложений в пределах островных линий Малой Зондской островодужной системы:

островные линии: А — наружная (In), Б — внутренняя (Iv); литологические типы пород: 1 — галька, гравий, 2 — конгломераты, песчаники крупнозернистые, 3 — песчаники мелкозернистые, 4 — алевролиты, 5 — глины, 6 — глинистые и другие сланцы, 7 — известняки песчаные, глинистые, 8 — осадки с радиоляриями, 9 — филлиты и другие кристаллические сланцы, 10 — туфы, 11 — туффиты, 12 — гнейсы, 13 — эффузивы (известково-щелочные лавы), 14 — граниты и родственные им интрузивы другого состава; 15 — границы несогласий (размыты, перерывы в накоплении); 16 — линзовидные включения

пермских породах обнаружены обломки вулканических пород, мезократовые щелочные альбититы, щелочные трахиты и риолиты, трахибазальты, оливинные базальты. Порфиновые санидиновые трахиты, альбитовые диабазы, кварцевые кератофиры, альбититы, спилиты осложняют разрезы триасовых, юрских и меловых отложений.

На островах Тимор, Кай, Роти, Серам выявлены грязевые вулканы, корни которых находятся скорее всего в отложениях триасового возраста.

Кайнозойские отложения широко распространены на островах Индонезийской территории. Их пока не обнаружили лишь на некоторых островах внешней линии. В подавляющем числе разрезов они представлены осадочными породами морского происхождения. Однако встречаются субаэральные и озерно-болотные угленосные осадки, а также осадки пресноводных водоемов. Отложения глубоководных абиссальных бассейнов не выявлены.

Особенность структуры разрезов кайнозойских отложений — отсутствие пород палеоценового возраста. Связано это скорее всего с отсутствием достаточно веских биостратиграфических исследований. Как правило, отложения палеоценового времени рассматривались вместе с низами эоценовой толщи.

Наиболее хорошо кайнозойские отложения изучены на островах Сумба, Роти, Танимбар, Тимор, Лети, Серам. Сводная их характеристика выглядит следующим образом. Докайнозойские повсеместно дислоцированные отложения перекрываются базальными конгломератами, грубозернистыми песчаниками, глинами (около 15 м) нижнего эоцена. На этой пачке согласно залегает 900-метровая толща фораминиферовых и альвеолиновых известняков с прослоями мергелей, сланцеватых глин, лигнитов (о.Сумба) и других пород мелководноморского происхождения; в породах определены органические остатки среднего эоцена. К верхнему эоцену—олигоцену отнесена почти 90-метровая толща известняков и мергелеподобных глинистых сланцев. Отложения палеогенового возраста заключают слои андезитовых и дацитовых лав, агломератов, туфов, туфогенных песчаных мергелей. В разрезах этого возраста обнаружено несколько угловых несогласий и поверхностей размыва, свидетельствующих о динамичной тектонической обстановке времени их формирования.

На размытой поверхности дислоцированных палеогеновых отложений располагаются чешуйчатые глины (так называемый «дикий флиш»), нижнемиоценовые рифовые известняки со слоями глинистых сланцев мощностью от 200 до 2000 м. Породы среднего миоцена в большинстве разрезов не выделяются. Между верхним и нижним миоценом зафиксированы крупные перерывы и размывы ранее сформировавшихся пород. Толща верхнемиоценовых-плиоценовых отложений достигает 1000-метровой мощности [39]. В ней, наряду с мелом и меловы-

ми мергелями, обнаружены конгломераты, пемзовые агломераты, туфы.

Скважина 262 DSDP (забой 442 м), пробуренная на днище западной центриклинали Тиморского желоба-трога на глубине 2315 м, вскрыла доломитовые илы, калькаренины и фораминиферовые наноилы плиоцена (100 м), глинистые наноилы с пластинками микарба и радиоляриями плейстоцена (300 м) и голоцена (42 м). По всему разрезу обнаружены остатки диатомовых водорослей, изредка — остракоды, птероподы и бентосные моллюски (рис. 4).

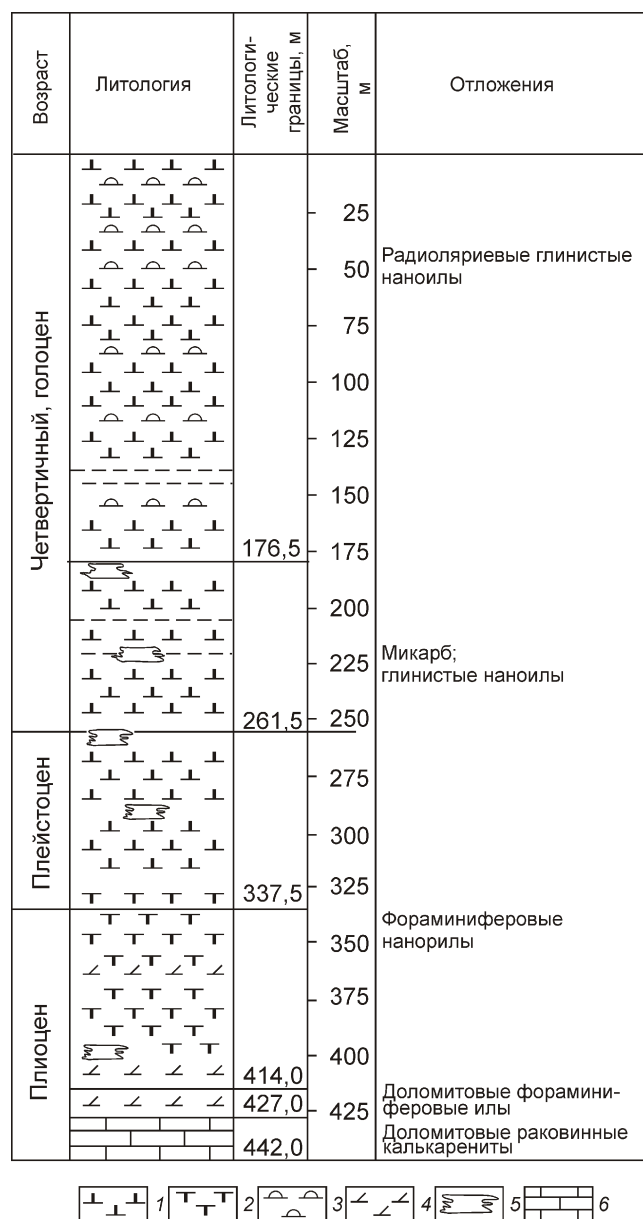


Рис. 4. Литолого-стратиграфический разрез скв.262 DSDP:

наноилы: 1 — глинистые, 2 — фораминиферовые, 3 — с радиоляриями, 4 — доломитовые; 5 — микарб; 6 — калькаренины; глубина моря над скважиной 2315 м; см. услов. обозн. к рис. 3

На островах породы позднекайнозойского возраста слабо дислоцированы. На них несогласно налегают рифовые известняки, гравий, грубозернистые пески, образующие поверхности террас четвертичного возраста. Максимальная мощность террасовых отложений достигает 30—35 м.

Во внутренней островной линии Малой Зондской дуги главную роль играют терригенные осадочные породы кайнозойского возраста, в основном миоценовые и плиоценовые отложения. Во многих местах они пронизаны эксплозивно-эффузивными вулканогенными образованиями. Единичные обнажения пермских и мезозойских отложений находятся на островах Флорес и Кисар, на некоторых более мелких островах. Здесь миоценовые известняки, мергели с прослоями лав и туфов несогласно налегают на сильно дислоцированные породы докайнозойского возраста. Несмотря на то, что в кайнозойских отложениях много ископаемой фауны, палеогеновые отложения уверенно не были идентифицированы. Миоценовые отложения повсеместно сложены породами мелководно-морского происхождения суммарной мощностью более 2000 м. Вышележащая толща (400 м) состоит из таких же карбонатных пород, прорванных интрузивами основного и кислого состава, содержит известково-щелочные вулканиты. По остаткам морских организмов и условиям залегания эта толща относится к нерасчлененному верхнему миоцену-плиоцену. На всех вулканических островах распространен комплекс кислых интрузий, внедрившихся в подстилающие породы в новейшее время.

Р. Ван Бемеллен утверждает, что гранодиоритовые массивы на ряде островов Малой Зондской дуги (острова Лиранг, Ветар, Серам и др.) являются самыми молодыми батолитами на Земле. Обычно они прорывают лавы и перемежающиеся с ними морские отложения плиоцен-плейстоценового возраста [6]. Все литолого-стратиграфические подразделения в разрезах внутренней островной линии несогласно перекрываются коралловыми рифами и продуктами субаэрального разрушения. Эти породы слагают поверхности четвертичных террас. Некоторые из четвертичных террас подняты на 500—550 м над уровнем моря.

Тектоника, время и условия формирования Малой Зондской островной дуги. На всех островах внутренней линии или в непосредственной близости от них на морском дне активно действуют вулканы, поставляющие на острова обильный вулканогенный материал. На этом фоне отмечено ослабление вулканической активности к востоку от группы островов Флорес-Алор.

Каждая из островных линий Малой Зондской дуги имеет единый цоколь. Более широкое основание, наличие более одной—двух структурных зон и неоднократно повторяющиеся в разрезах отложений поверхности несогласного залегания и размыва свой-

ственны внешней островной линии. В поперечном сечении структура островов этой линии выглядит более расплывчатой по сравнению с четко обозначенной, но более простой по степени дислоцированности формой островов внутренней линии. Почти на всех крупных островах внешней линии имеются антиклинальные складки с признаками унаследованного и конседиментационного развития. Это проявляется прежде всего в закономерном увеличении толщины отдельных литолого-стратиграфических слоев мезозойско-кайнозойского возраста в направлении от сводов к присводовым частям и далеким участкам крыльев антиклинальных складок. Неоднократно наблюдаемые в разрезах отложений подобные колебания мощностей разновозрастных слоев служат доказательством длительности формирования и развития соответствующих тектонических элементов.

На островных линиях не выявлены протяженные региональные разрывы. В пространственных взаимоотношениях локальных складок преобладают не четковидные, а кулисообразные сочленения. Причины такого вида плановых сочленений обусловлены широким развитием поперечных и диагональных взбросов и надвигов. Изредка встречаются и сбросы. Благодаря небольшим разрывам, как правило, своды нарушенных складок оказываются приподнятыми над смежными крыльями. Образованию кулисовидных сочленений способствуют многочисленные массивные тела интрузивов и вулканогенные постройки, особенно в плиоцен-плейстоценовых отложениях на островах внутренней линии.

Вершина Малой Зондской островной дуги обращена на восток. Радиус кривизны внешней линии составляет примерно 400 км, внутренней линии — не более 160 км. В тылу островной дуги расположена впадина моря Банда, которая по всем параметрам может считаться задуговой впадиной. Северная полоса узких и глубоких понижений, состоящая из локальных впадин и депрессий, непосредственно примыкающая к внутренней островной линии, выступает в качестве сложнопостроенного суббассейна в пределах этой задуговой впадины. Составными частями суббассейна можно считать узкие щелеподобные участки впадин морей Бали и Флорес, понижения донного рельефа с северной стороны островов Барат-Дая, другие близкие по форме, глубокие, но небольшие по размерам локальные депрессии южной периферии моря Банда (см. рисунки 1, 2).

Помимо суббассейновой полосы на дне моря Банда выделяется еще ряд весьма контрастных возвышений и понижений, плановое взаимоотношение которых можно трактовать по-разному.

Все острова Малой Зондской дуги последовательно подвергались складчатости, магматизму и орогению разной интенсивности, начиная еще с допермского времени. В результате формировались соответствующие тектонические элементы и структур-

но-формационные комплексы пород. За исключением плейстоценовых, во всех более древних отложениях наблюдаются многочисленные разновременные и различные по формам, амплитудам и типам складки полного профиля или их фрагменты с различной степенью структурной выраженности. Завершившие складчатость магматические процессы еще больше осложняли облик и внутреннее строение тектонических деформаций, их пространственное сочленение.

Несмотря на разобщенность и неполноту стратиграфических разрезов, выделяются следующие временные интервалы, в течение которых ранее накопившиеся отложения повсеместно подвергались складчатости, магматизму и орогению (см. рис. 3). Наиболее ранней является допермская и пермская эпохи складчатости и магматизма, обусловившие образование изоклинальных складок на таких крупных островах как Тимор, Танимбар, Серам, Буру. Следующей была раннетриасовая фаза складкообразования и орогении, в результате которой были смяты в складки отложения пермского возраста. На островах Тимор, Серам, Буру и др. умеренное складкообразование и воздымание происходило с начала средней юры до баррема. Интенсивные дислокации позднего мела—раннего эоцена обнаружены на всех крупных островах внешней линии. Однако еще более интенсивными были складчатость, магматизм и орогенез в среднем-позднем миоцене. В это время заложились современный структурный план Малой Зондской островной дуги [20, 29]. Аналогичные процессы в позднем миоцене-голоцене, в более позднее время лишь усложнили тектоническую структуру ранее возникших дислокаций.

Естественные геофизические поля (ЕГП) Малой Зондской островной дуги изучены с разной степенью достоверности, и тем не менее они являются весьма информативными для понимания ее природы.

Гравитационное поле охарактеризовано гораздо лучше других естественных геофизических полей, хотя и для его полного освещения фактического материала по ряду морфоструктурных и тектонических объектов еще недостаточно.

Более подробно изучено гравитационное поле в редукции в свободном воздухе. Аномалии этого поля простираются согласно с простираением как внешней, так и внутренней островных линий. Они образуют пять полос, из которых две приходятся на островные линии, в большинстве случаев они имеют положительный знак, а три другие полосы совпадают со структурными понижениями, ограничивающими линии островов. Эти полосы составлены аномалиями отрицательного знака. Интенсивность аномалий на островах и ближайших к ним участках морских впадин изменяется в широком диапазоне значений от 125 до 25 мГал. Во внешней островной линии седловины между островами обычно обозначены косы-

ми, а иногда и поперечными «прогибами» — аномалиями. Максимальная интенсивность отмечена в седловине между островами Буру и Серам 95,2 мГал, а также в понижениях донного рельефа на южном склоне западной центриклинали желоба Банда между островами Бабар и Танимбар, где ее значение достигает 81 мГал.

Строго линейное простираение полосы отрицательных аномалий свойственно желобам и трогам, отделяющим внешнюю островную дугу от Австралии и о.Новая Гвинея. В южной и восточной частях этой полосы их значения колеблются в пределах 25... 100 мГал, а в северо-восточной и северной частях интенсивность аномалий в среднем не превышает 50 мГал. Значительное осложнение структуры этой полосы наблюдается в восточной части Тиморского желоба-трога, где локальные аномалии имеют величины от 175 до 210 мГал при общем фоне около 125... 150 мГал. Аналогичное осложнение зафиксировано и в желобе-троге Серам, максимальная аномалия в котором достигает 162 мГал.

Межлинейно-островной трог в поле силы тяжести в редукции в свободном воздухе выражен также отрицательными и очень сложными по форме аномалиями, которые образуют единую полосу. Значительные изменения формы аномалий в основном за счет их пережимов и сужений происходят в седловинах межлинейно-островного троба как раз напротив наиболее приподнятых элементов рельефа поверхности на ближайших островах. Высокая интенсивность свойственна аномалиям во впадине моря Саву (149 мГал), на западной центриклинали желоба Банда (102 мГал) и в восточном, главном сегменте желоба Банда (275 мГал.) Последняя аномалия — самая интенсивная в пределах Индонезийской территории. Та часть полосы межлинейно-островного троба, которая расположена к югу от островов Серам и Буру, характеризуется линейными аномалиями со сложными контурами и не очень высокими значениями от 50 до 0 мГал.

Внутренняя островная линия в гравитационном поле в редукции в свободном воздухе представлена узкой линейной полосой с величинами аномалий от 0 до 125 мГал. В отличие от внешней островной линии здесь седловины между островами повсеместно выражены аномалиями положительного знака. Обычно нулевая изолиния проходит с обеих сторон островной линии в шельфовой области, иногда на значительном удалении от берега [39].

Линейную форму имеют аномалии и во впадинах морей Бали (50 мГал), Флорес (50... 121 мГал) и в их восточном продолжении, в суббассейне впадины моря Банда (50... 25 мГал). Впадина задугового моря Банда, за исключением суббассейновой полосы, отличается преобладанием положительных (25... 160 мГал) аномалий разной формы и простирааний, создающих картину крупного мозаичного

блока со сложной внутренней структурой. В западной части впадины моря Банда выявлены линейные узкие, контрастные, меридионально ориентированные аномалии (0... 95 мГал); в центре расположены мозаичные, расплывчатой формы и ориентированные в основном с северо-запада на юго-восток аномалии интенсивностью 25... 81 мГал; в восточной части преобладают широтные линейно вытянутые аномалии с величинами от 0 до 112 мГал. Получается, что эти широтные аномалии находятся в торцовом сочленении с аномалиями в западной и центральной частях впадины моря Банда. Аномалии в редукции в свободном воздухе в подавляющем большинстве случаев совпадают по знаку и степени выраженности с формами донного рельефа. Так как рельеф во впадинах морей и в океанах тесно связан с их тектонической структурой, то можно предположить, что сложнопостроенное гравитационное поле в редукции в свободном воздухе отражает такую же сложную внутреннюю структуру впадины моря Банда. Анализ пространственных взаимоотношений аномалий гравитационного поля в редукции в свободном воздухе и элементов донного рельефа показывает, что глубинная структура впадины задугового моря Банда близка к структуре внутренней островной линии, но принципиально отличается от структуры внешней островной линии и ограничивающих ее с обеих сторон желобов и трогов.

Гравитационное поле в редукции Буге ($2,67 \text{ г/см}^3$) характеризует более упрощенную структуру Малой Зондской островной дуги. Степень расчлененности этого поля невысокая. Структура гравитационного поля рисуется в виде двух дугообразных полос с нарастающей интенсивностью к впадине моря Банда от 80 до 160 мГал. В самой впадине преобладают аномалии со значениями от 240 мГал и более. В дугообразные полосы относительно высокой интенсивности попадает часть межлинейноостровного трога, внутренняя островная линия и ограничивающие ее элементы рельефа суббассейновой зоны. Исключение составляют впадина моря Бали и западная часть впадины моря Флорес (80... 160 мГал), аномалии которых менее интенсивны, чем в восточной части суббассейна. Наиболее крупные острова внешней линии выражены отрицательными и нулевыми аномалиями Буге. Меньшие по размерам острова, седловины между всеми островами этой линии и полоса желобов и трогов, отделяющая внешнюю линию от Австралии и о.Новая Гвинея, находятся в малоинтенсивном, спокойном гравитационном поле со значениями от 0 до 80 мГал.

Выявленные различия в величинах, в форме и плановом расположении аномалий свидетельствуют в пользу того предположения, что блок земной коры во впадине моря Банда и смежная с ней внутренняя островная линия построены иначе, чем внешняя островная линия и смежные шельфы Тиморского и Арафурского морей. Отсутствие резко выраженных

аномалий в северной части задуговой впадины моря Банда, на указанных шельфах свидетельствует о близких физических свойствах слагающих их горных пород, которые, вероятно, имеют не только близкие петрологический и петрохимический составы, но и происхождение. По структуре гравитационного поля в редукции Буге в южной половине задуговой впадины моря Банда и соседствующей с ней внутренней островной линии земная кора относится в основном к промежуточному, а во внешней островной линии и на шельфах Тиморского и Арафурского морей — к континентальному типу. Этот вывод вполне согласуется с данными, о которых говорилось при характеристике отложений и их тектонической структуры.

Гравитационное поле в изостатической редукции было охарактеризовано еще в 1920—1930-х гг. [7, 8, 40], а для использования его в геологических интерпретациях — Дж.Ф.Умбгровом, Ф.Г.Кюненом, Р.Ван Бемелленом.

В тектонических обобщениях и структурных моделях многих авторов предприняты попытки объяснить природу изостатических аномалий и увязать их с данными геологических исследований. Ф.А.Венинг-Мейнес первый установил, что полоса отрицательных изостатических аномалий почти полностью перекрывает внешнюю островную линию и ограничивающие ее желоба и трог. Величина изостатических аномалий изменяется от 0 до 150 мГал, причем самым глубоким участком желобов и трогов соответствуют более интенсивные аномалии [6, 7, 8, 40 и др.]. На большей части впадины задугового моря Банда возникают значительные изостатические аномалии со значениями от 0 до 154 мГал. При этом от впадины моря Бали во всей полосе суббассейна и почти до островной группы Банда положительная изостатическая аномалия прослеживается в виде узкой зоны со значениями от 50 до 100 мГал. В гравитационном поле этой зоны на участке островов Барата, Дамар и Банда наблюдается прогрессивное уменьшение аномалий в направлении подъема шарнира суббассейновой депрессии.

В окрестностях о.Буру, на островах Серам, Була обнаружены интенсивные положительные аномалии (100... 154 мГал), выступающие в виде диапиров на фоне округлой аномалии с более низкими значениями (50... 100 мГал). Как в полосе отрицательных, так и в мозаичном поле положительных аномалий высокие значения обоих их видов совпадают с участками повышенного и активного современного орогенеза. Отрицательные аномалии связаны с участками с тенденцией к воздыманию, а контрастные положительные аномалии свойственны молодым опускающимся желобам, трогам и локальным депрессиям. Ф.А.Венинг-Мейнес, а вслед за ним и многие другие исследователи сделали важный вывод о том, что в полосе региональных отрицательных аномалий, то есть во внешней островной линии и на смежных с ней желобах и трогах в земной

коре главную роль играют кислые, гранитоидные породы. Следовательно, на большей части впадины задугового моря Банда, где главную роль играют положительные аномалии, земная кора содержит, кроме блоков континентальной коры, еще и элементы с корой океанского типа, и поэтому должна быть отнесена, по крайней мере, к переходному типу.

Сведения о **магнитном аномальном поле** имеются для ограниченной области в западной части Малой Зондской островной дуги и для центрального района впадины моря Банда [28]. В первом случае на магнитометрической карте аномалии изображены изолиниями, проведенными через 1 миллиэрстед (100 гамм) [11, 12].

Узкие, резко выраженные и интенсивные положительные (2 миллиэрстед) и отрицательные (2 миллиэрстед) аномалии Зондского глубоководного океанского желоба и Яванского подводного хребта, а также находящейся к северу от них впадины Ломбок выклиниваются в восточном направлении при подходе к внешней островной линии. Часть этой линии, охватывающей впадину моря Саву, юго-восточную половину о.Сумба и всю акваторию к югу от него, включая острова Саву, Роти и соседнюю оконечность о.Тимор, имеет слабоинтенсивное магнитное поле со значениями от 0 до 1 миллиэрстед. Выявленная в северной половине о.Сумба узкая отрицательная аномалия (1 миллиэрстед) и расположенная к югу от нее такая же отрицательная, но еще меньших размеров локальная аномалия выклинивается при подходе к внешней островной линии. Зона выклинивания совпадает с меридианом, проходящим через середину островов Флорес и Роти. Для внутренней островной линии в этой области Малой Зондской островной дуги характерно полосчатое высокоинтенсивное (3—5 миллиэрстед) магнитное поле. В некоторых ее местах аномалии ориентированы под углом к простираанию островов. По формам аномалий, резко переменной интенсивности их значений и в целом по общей четко обозначенной линейной структуре магнитное поле внутренней островной линии абсолютно не похоже на спокойное безаномальное, низкоинтенсивное магнитное поле внешней островной линии и смежной с ней области шельфа Тиморского моря.

В центральном районе моря Банда установлены оси по крайней мере четырех крупных аномалий океанского типа М с номерами 1, 3, 5 и 9 [33, 34]. Как известно, индекс М присваивается древним аномалиям мезозойской геохронологической шкалы, с изначальной величиной М, равной 112 млн.лет (граница апта и альба); возрастание величины М на одну единицу оценивается в 1,64 млн.лет [13]. Опираясь на эти установки, можно считать, что возраст земной коры — фундамента в центральном районе моря Банда изменяется от 112,0 до 126,8 млн.лет, то есть от готерива до апта включительно.

Тепловое поле. Имеются замеры *теплового потока* в четырех точках западной области Малой Зондской островной дуги. В южной части впадины Ломбок его величина составляет всего 0,39 единиц теплового потока (ЕТП) и находится в том же ряду значений, которые свойственны межлинейно-островному трогу Большой Зондской дуги. Тепловой поток измерен и на континентальном подножии, к юго-западу от островов Саву, где он составляет 1,3 ЕТП. На северном борту впадины моря Флорес тепловой поток равен 1,7 ЕТП. В осевой зоне Тиморского желоба-трога тепловой поток достигает 1,69 ЕТП. Достаточно высокое значение тепловых потоков в этих впадинах подчеркивает отличие их структуры от глубоководных океанских желобов.

Сейсмичность (поле напряжений). Малая Зондская островная дуга находится в зоне высокой сейсмичности, отражающей течение весьма активных современных тектонических процессов. В распределении эпицентров землетрясений, показанных на разномасштабных картах в разные годы предыдущего века, прослеживается определенная закономерность в отношении их позиции, глубины очагов и интенсивности землетрясений.

На внешней островной линии, на смежном с ней склоне межлинейноостровного трого, в полосе Тиморского желоба-трога, трогов Танимбар, Кай и юго-восточного продолжения желоба-трога Серам отмечаются редкие, малой глубины (34—100 км) и небольшой магнитуды (более или равные 4,5) очаги землетрясений. Осевая зона и склон межлинейноостровного трого, примыкающий к внутренней островной линии, сама эта линия островов, депрессии и трого суббассейновой зоны задуговой впадины моря Банда характеризуются сгущением эпицентров землетрясений. Глубины очагов и магнитуды их на этой акватории закономерно нарастают соответственно от 100 до 700 км и от 4,5 до 7,5 к центру впадины моря Банда [17, 20, 29]. Очаги наиболее интенсивных глубоких землетрясений, зафиксированные в 1960—1980 гг. в пределах Малой Зондской островной дуги, были приурочены к суббассейновой зоне и ближней к ней погруженной части склона внутренней островной линии. Было отмечено также возрастание в это время сейсмической активности в направлении вершины изгиба этих структурных элементов, то есть с запада на восток. Смежный с внутренней линией склон глубокого желоба Банда и его днище оказались сейсмически активными участками Малой Зондской островной дуги. Это обстоятельство также сильно отличает желоб Банда от глубоководных океанских желобов в классических островодужных системах. Желоб Банда является частью межлинейно-островного трого, поэтому сейсмические напряжения здесь существенно отличаются от напряжений в глубоководных океанских желобах.

В поперечном сечении очаги землетрясений по глубине группируются в сейсмофокальные зоны, в

которых ограничивающие их плоскости повсеместно наклонены к центру впадины моря Банда. Угол наклона в западной области Малой Зондской островной дуги изменяется от 10—15° в ее верхнем сегменте до 55—60° на глубине 500—600 км. Ширина этой зоны постепенно нарастает от 250—280 км на западе до 700—800 км в вершине дуги. Соответственно меняется угол наклона с 10 до 35°.

Строение земной коры Малой Зондской островной дуги отличается в разных ее частях. Например, в Тиморском желобе-троге толщина земной коры достигает 23—24 км, а в ее разрезе выделяются осадочные слабо консолидированные отложения, литифицированные осадочные или вулканогенные породы, мощный слой (19 км) гранитоидов. В разрезах на склонах впадины Ломбок толщина земной коры не более 15 км, а в ее составе присутствуют не только литифицированные осадочные, но и базальтовые породы второго слоя океанической коры. Сокращенная мощность твердой коры определена во впадинах морей Бали (9,5—10 км), Флорес (9,5—9,8 км), в суббассейновой зоне к северу от о.Ветар (5,8—6 км). Земная кора суббассейновой зоны задуговой впадины моря Банда относится на западе к переходному типу, так как в ее составе предполагается присутствие заметного по толщине слоя гранитоидов. В локальной депрессии к северу от о.Ветар в результате натурных определений отмечена типичная океаническая кора. Не исключено, что здесь литифицированные осадочные и (или) вулканогенно-осадочные породы залегают непосредственно на маломощных (3—4 км) базальтах второго слоя океанической коры.

В заключение следует отметить, что Малая Зондская островодужная система заложилась и формировалась на коре континентального типа в области сочленения Евро-Азиатской и Индо-Австралийской литосферных плит. Безусловно это внутриконтинентальная островодужная система. Время ее образования уверенно датируется концом мелового периода—началом кайнозоя. Близкие к современному облик и структуру она приобрела в среднем миоцене. В последующие геологические эпохи ее позиция в целом и отдельных ее частей неоднократно подвергались трансформации при сохранении своей дугообразной формы. Можно допустить, что этому особенно способствовала стабильная структура и почти округлые контуры блока земной коры, занимавшего центральную область впадины задугового моря Банда. Более мобильные и по-разному тектонически активные островные линии обтекали этот блок с юга, востока и севера.

Предположение о наличии стабильного малоподвижного блока в центре впадины моря Банда вытекает из приведенных выше характеристик ее морфоструктуры, геологического строения и особенностей структуры гравитационного и магнитного полей. О том, что этот блок обладал отличными от других частей рассматриваемой области качествами, можно судить также и по его взаимоотношению с соседними структура-

ми. В частности, следует обратить внимание на то, что вдоль всей границы между впадиной задугового моря Банда и внутренней островной линией до настоящего времени протекают активные вулканоматматические, складкообразовательные и орогенические процессы. На удалении от центра впадины, например, во внешней островной линии тектонические процессы в целом заторможены, здесь нет вулканических явлений, а в складкообразовании доминируют конседиментационные и унаследованные локальные структуры, лишь изредка встречаются молодые разрывные дислокации. Тем не менее проявление всех отмеченных процессов и явлений обусловило современную форму и определило своеобразную структурную позицию Малой Зондской островодужной системы. Главной особенностью этой островодужной системы следует считать отсутствие на ее внешней периферии глубоководного желоба океанского типа. Подобная система не может быть полностью отнесена к типу классических островодужных систем: она заложилась и сформировалась в области сочленения двух крупных континентов — Азии и Австралии и до настоящего времени разграничивает их. Поэтому вместо глубоководного желоба океанского типа здесь возникла полоса локальных, сравнительно неглубоких желобов и трогов по своей структуре весьма далеких от желобов океанского типа.

Особенностью строения Малой Зондской островной дуги следует также считать совпадение эпох перестроек ее структурного плана с фазами тектогенеза, захватывавшими смежные области Азии и Австралии в течение позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Высокая тектоническая активность свойственна этой области и в настоящее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* Океанов. Тихий океан // Под ред. С.Г.Горшкова. Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны СССР. —Л., 1974.
2. *Атлас* океанов. Проливы Мирового океана // Под ред. В.Н.Чернавина. Главное управление навигации и океанографии. Военно-Морской флот. —Минск, 1993.
3. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. —М.: Недра, 1982.
4. Валло К. Общая география морей. —М.—Л.: Учпедгиз, 1948.
5. Ван Бемеллен Р. Горообразование. —М.: Изд. иностр. лит-ры, 1956.
6. Ван Бемеллен Р. Геология Индонезии. —М.: Изд. иностр. лит-ры, 1957.
7. Венинг-Мейнес Ф.А. Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика. —М.: Госгеодезиздат, 1940.
8. Венинг-Мейнес Ф.А. Пластическое впаивание земной коры: происхождение геосинклиналей // Земная кора. —М.: Изд. иностр. лит-ры, 1957. С. 339—350.
9. Влодавец В.И. Вулканы Земли. —М.: Наука, 1973.
10. Геология континентальных окраин // Под ред. К.Берка и Г.Дрейка. —М.: Мир. Т. 1. 1978. Т. 2. 1978. Т.3. 1979.
11. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. —М.: АН СССР, ГУГК СССР, 1975.
12. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна // Под ред. Ю.П.Непрочнова. —М.: Наука, 1979.

13. *Гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (Аномалии в свободном воздухе; аномалии Буге). Масштаб 1:30 000 000* // Под ред. Л.И.Красного, В.В.Федынского. —М.: Аэрогеология, 1978.
14. *Куприн П.Н. Рифтогенные континентальные окраины* // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 3—18.
15. *Кюнел Ф.Г. Взаимоотношения между подводной топографией и полем силы тяжести* // Под ред. Ф.А.Венинг-Мейнеса. Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика. —М.: Госгеодезиздат, 1940. С. 231—238.
16. *Леонтьев О.К. Морская геология.* —М.: Высшая школа, 1982.
17. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана* // Под ред. Г.Б.Удинцева. МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография»; ГУН и О. —М.—С-Пб, 2003.
18. *Муратов М.В. Индонезия. Геологическое строение и полезные ископаемые* // БСЭ. Т. 18 (2-е изд.). —М., 1953. С. 106—108.
19. *Обуэн Ж. Геосинклинали.* —М.: Мир, 1967.
20. *Одли-Чарлз М.Дж. Дуги Банда. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1.* —М.: Мир, 1977. С. 419—436.
21. *Океанографическая энциклопедия.* —Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
22. *Окраины континентов и островные дуги* / Тр. Симпозиума // Под ред. У.Х.Пула. —М.: Мир, 1970.
23. *Сугимура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг* // Окраины континентов и островные дуги. —М.: Мир, 1970. С. 263—269.
24. *Умбгров Дж.Ф. Соотношение между геологией и гравитационным полем в Ост-Индском архипелаге* // Под ред. Ф.А.Венинг-Мейнеса. Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика. —М.: Госгеодезиздат, 1940. С. 203—215.
25. *Умбгров Дж.Ф. Краткий обзор теории происхождения Ост-Индского архипелага* // Под ред. Ф.А.Венинг-Мейнеса. Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика. —М.: Госгеодезиздат, 1940. С. 216—230.
26. *Хейс Д. Окраинные моря юго-восточной Азии: их геофизические характеристики и структура* // История и происхождение окраинных и внутренних морей. 27-й МГК. Симпозиум S.06.2.3. Доклады. Т. 6. Ч. II. —М.: Наука, 1984. С. 30—44.
27. *Хосино М. Морская геология.* —М.: Недра, 1986.
28. *Cande S.C., La Brecque J.L., Larson R.L. et al. Magnetic lineations of the world's Oceans basins. Map (1: 27 400 000). AAPG. 1989.*
29. *Espinosa A., Rinehart W., Tharp M. Seismicity of the Earth, 1960—1980* // United States Navy Through the office of Naval Research (Horizontal scale 1: 46 460 600). 1981.
30. *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)* // Publ. by the Canadian Hydrographic Service. Ottawa, Canada, 1984.
31. *Hartono H.M.S. Implantation of Marine Technology (geology and geophysics) in Indonesia* // Acquisition of Marine Surveying Technologies. New York. United Nations, 1987. Pp. 148—159.
32. *Heezen B.C., Tharp M. World Ocean Floor. (Horizontal scale 1:23 230 300) United States Navy. Office of Naval Research, 1977.*
33. *Jolivet L., Huchon P., Rangin C. Tectonic setting of western Pacific Marginal Basins* // Tectonophysics. 1989. Vol. 160. Pp. 23—47.
34. *Lee C.S., McCabe R. The Banda-Celebes-Sulu Basin: a trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust* // Nature, 1986. Vol. 322. Pp. 51—54.
35. *Rangin C., Silver E. Geological setting of the Celebes and Sulu seas* // Proc ODP. Init.Repts. College Station. T. X. 1990. Vol. 124. Pp. 35—42.
36. *Rangin C., Silver E.A. Neogen tectonic evolution of the Celebes-Sulu basins: new insights from Leg 124 drilling* // Proc. ODP. Scientific Results. 1991. Vol. 124. Pp. 51—63.
37. *Smith W., Sandwell D. Measured and Estimated seafloor Topography (version 4.2), world Data Center A for Marine Geology and Geophysics research publication RP-1. Poster 34 53 . 1997 (Scale 1:31 270 000) (Mercator Projection).*
38. *Umbgrove J.H.F. Structural History of the East Indies, Cambridge Univ. Press. London. 76. 1949.*
39. *Veevers J.J. Sedimentary sequences of the Timor trough, Timor, and the Sahul shelf* // Init. Repts. DSDP: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1974. Vol. 27. Pp. 567—569.
40. *Vening-Meinesz F.A. Indonesian Archipelago, a geophysical study* // Bull. Geol. Soc.America. 1954. Vol. 65. № 2. Pp. 143—164.

Континентальные породы в Индийском океане

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

Рассмотрены основные положения статьи 33 — происхождение континентальных пород, обнаруженных в 32 точках Индийского океана. Почти все точки были найдены на возвышенностях, плато и горных хребтах, расположенных в окраинных океанских впадинах. Однако в отличие от Атлантического и Тихого в срединно-океанических хребтах Индийского океана они не обнаружены.

Ключевые слова: континентальные породы, Индийский океан, спрединг дна океана, океанизация, микро-расширение, аномалия Дюпаль, Циркумтихоокеанский мобильный пояс, дихотомия Земли.

Васильев Борис Иванович, boris@poi.dvo.ru
Советникова Людмила Николаевна

Continental rocks in Indian ocean

B.I.VASILIEV, L.N.SOVETNIKOVA

This paper is abridged author's translation of article [33]. It reviews the occurrence of continental rocks at 32 localities in Indian Ocean. Almost all of them were found in rises, plateaus and ridges situated in the marginal ocean basins. However, in contrast to the Atlantic and Pacific Oceans, no occurrences are known from the med-oceanic ridges.

Key words: continental rocks, Indian Ocean, ocean-floor spreading, oceanization, microexpansion, Dupal anomaly, Circumpacific mobil belt, Earth's dichotomy.

Морфология дна океана. В Индийском океане имеются три океанских горных хребта: Центральный, Юго-западный и Юго-восточный, которые соединяются между собой, образуя тройное сочленение (рис. 1). Центральный Индийский горный хребет продолжается до горного хребта Карлсберг, который соединяет Аденский залив и Красное море. Юго-западный индийский горный хребет имеет сложное строение. Он рассечен разломами север-северо-восточного—юг-юго-западного простираний и покрыт мощной толщей осадков. Юго-восточный Индийский горный хребет простирается в юго-восточном направлении на большое расстояние между Антарктикой и Австралией и соединяется с Тихоокеанско-Антарктическим горным хребтом, который разбит многочисленными разломами.

Индийский океан разделен подводными горными хребтами на три части: западную, южную и северо-восточную [3]. Области с мощными осадочными отложениями (1 км) расположены вблизи восточного побережья Африки и южной Азии. Это — впадины Сомалийская и Мозамбик, долина Натали в западной части Индийского океана и конус выноса р.Ганг в его северной части. В то же время, в южной и центральной частях Индийского океана и во впадине Уортон мощность осадочных отложений невелика [13].

В окраинных частях Индийского океана имеется много подводных плато, горных хребтов и возвышенностей, которые обуславливают сложную морфологию дна океана. Многие из них — поднятые тек-

тонические блоки с возвышением над дном океана более чем на 1000 м [3]. Мощность земной коры на этих возвышенностях 15—25 км. Они покрыты или интрузированы позднемеловыми мафическими породами. Происхождение рассматриваемых возвышенностей трактуется по-разному: или как базальтовые плато, или как микроконтиненты.

Континентальные породы обнаружены в 32 точках Индийского океана (обозначены цифрами в тексте и на рис. 1), преимущественно в его окраинных частях. Приведем описание этих пород, имеющих местное происхождение и не являющихся продуктами ледового разноса.

Дно западной части Индийского океана разделено подводными возвышенностями и вулканическими постройками на несколько впадин. Континентальные породы найдены на всех возвышенностях.

Граниты на Сейшельских островах (1). Сейшельские острова находятся на северо-западном окончании Маскаренского горного хребта. Их площадь 42 000 м², глубина 60 м. Фундамент островов представлен континентальной корой мощностью до 32 км [23]. В Сейшельском архипелаге насчитывается более 100 островов, окруженных коралловыми рифами, и 25 островов, на которых обнажаются граниты [6]. Среди них выделяются две фации: главная (серые и розовые граниты) и периферическая (гнейсовидные и порфиоровые граниты). Радиоизотопный возраст гранитов 809—570 млн.лет (поздний протерозой—ранний палеозой). Наиболее надежным считается воз-

раст 755—750 млн.лет. К границе мела и палеогена приурочены интрузии габбро-долеритов (73—62 млн.лет) и комплекс щелочных пород (73—60 млн.лет). Sr-Nd-Pb-изотопные данные указывают на явную примесь континентального материала [10].

Аркозовые песчаники и ксенолиты гранито-гнейсов на Коморских островах (2). Коморские острова образуют вулканическую цепь в южной части Сомалийской котловины протяженностью 300 км. Она сложена миоцен-четвертичными щелочными базальтоидами при активно действующем вулкане (гора Картла). На 2-х островах цепи в 3-х местах имеются многочисленные ксенолиты ортокварцитов (до 30—40 см в диаметре, а в одном месте — ксенолит аркозового песчаника диаметром до 5 мм) [15]. Согласно более ранним публикациям, на этих островах

обнаружены также ксенолиты гранитов и кварцитов, кварцевых монзонитов и гранодиоритов. Это свидетельствует о наличии под самой южной частью Сомалийской котловины обломочных кварцевых пород и гранитогнейсов.

Гранито-гнейсы в фундаменте подводного хребта Дейви (3—5). Пролив Мозамбик север-северо-восточного простирания шириной 400—900 км и глубиной 2—3 км отделяет Африку от о.Мадагаскар. Подводный хребет Дейви проходит через осевую часть пролива с севера на юг. Длина хребта 600 км, ширина 50 км. Восточный склон хребта более крутой. Драгированием в северной части хребта были подняты: 1) гнейсы и аркозовые метапесчаники, рассланцеванные аргиллиты (глубина 2450 м); 2) аркозовые песчаники (глубина 1875 м); 3) аркозовые песчаники, кар-

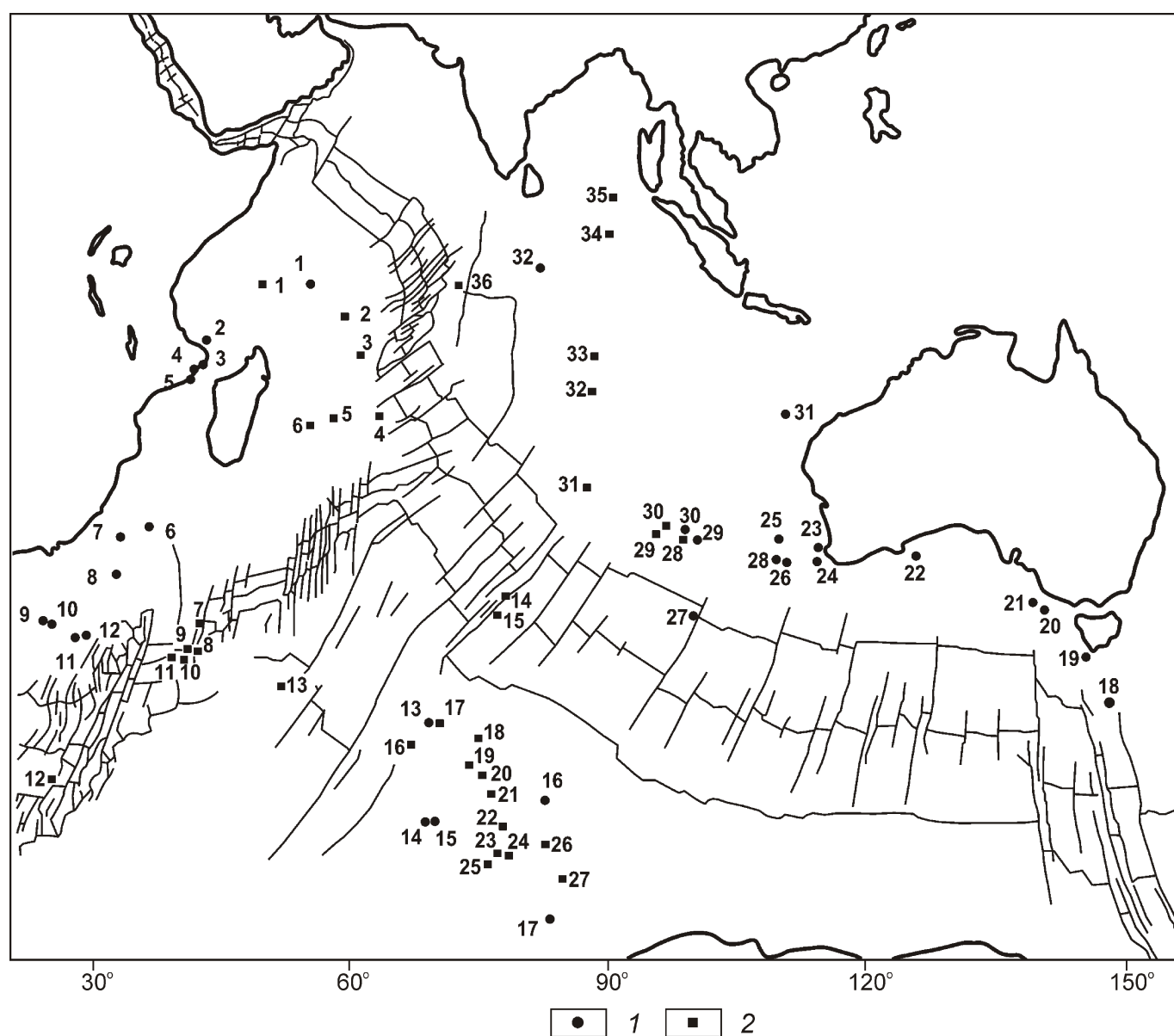


Рис. 1. Континентальные породы в Индийском океане:

породы: 1 — континентальные, 2 — с аномалией Дюпаль

бонатные песчаники и кварцсодержащие турбидитовые песчаники (глубина 850 м).

Часть образцов деформирована и метаморфизована в зелено-сланцевой фации [7]. Драгированные образцы несомненно местного происхождения, а не являются продуктами ледового разноса, поскольку все станции драгирования находятся на широте от 14 до 19 южной широты. Эти континентальные породы перекрыты или интродуцированы позднемеловыми щелочными базальтоидами.

Хребет Дейви покрыт позднемеловыми (коньяк) в южной части и эоцен-четвертичными илами, что указывает на его погружение в северном направлении с позднего мела до палеоцена. Кроме того, имеются сообщения о выходах гранитов на о. Juan de Nova [15]. Суммируя все изложенное, можно сделать вывод о том, что северная часть подводного хребта Дейви имеет фундамент, сложенный континентальными породами — гранитогнейсами, которые перекрыты нижнемеловыми аркозовыми песчаниками.

Метаморфические породы подводного хребта Мозамбик (6—8). Этот хребет имеет север-северо-восточное простирание. Его длина 700 км, глубина поверхности 1,5—2 км, мощность земной коры до 20 км. Долина Натали отделяет хр. Мозамбик от Африки.

Восточный склон хребта крутой, высота его 2—3 км. Он является эскарпом вдоль зоны разлома Мозамбик. Западный склон полого спускается к долине Натали. Из обнажений фундамента на восточном склоне в средней части хребта драгированы анортозиты, гнейсы и метагаббро.

С юго-западной части хребта были подняты граниты, кинзигиты и толеитовые базальты. Кинзигиты — это гранат-кварц-полевошпатово-биотитовые кристаллические сланцы гранулитовой фазы, характерные для древних метаморфических поясов Мозамбика и Мадагаскара [25].

Хребт Мозамбик перекрыт нижнемеловыми (готерив—баррем) базальтовыми потоками, изливавшимися в наземных и мелководных условиях. Начавшаяся затем трансгрессия привела к отложению терригенных алевролитов в бескислородной среде, а затем в позднем мелу (коньяк—сантон) эта область стала глубоким океаном [17].

Фельзитовые метаморфические породы плато Агульяс (Agullhas) (9—12). Плато Агульяс (400—700 км) имеет глубину 2—2,5 км. Поверхность акустического фундамента находится на глубине от 3 до 5 км ниже уровня моря. В результате разломов запад-северо-западного—восток-юго-восточного направлений северная часть плато имеет сложную блоковую структуру с более глубоким залеганием акустического фундамента. Но центральная и южная части плато обладают плоской поверхностью с мелководными глубинами и ровной поверхностью акустического фундамента.

Мощность земной коры плато 20—24 км. Слой со скоростью сейсмических волн 5,8—6,4 км/с мощностью 4,3—7,7 км в центральной и южной частях плато соответствует континентальной коре. Несмотря на то, что центральная и южная части плато покрыты мощным слоем глубоководных отложений, здесь из обнажения фундамента в зонах разломов и эрозионных уступах было драгировано много континентальных пород. Обломки пород (10—60 см) угловатой и полуугловатой формы, многие из них покрыты Fe-Mn корками толщиной в несколько мм. Драгированные породы представлены фельзитами, метаморфизованными в фациях от зеленосланцевой до гранулитовой (кристаллические сланцы, гнейсы и гранулиты), граувакковыми аркозовыми песчаниками и риолитами. В двух образцах определен возраст по биотиту — 1074 и 478 млн. лет [5]. Кроме того, были драгированы обломки пиллоу-базальтов и долеритов.

Как уже отмечалось, центральная и южная части плато Агульяс сложены континентальными породами. В позднем мелу вдоль всего плато, особенно в его северной части, произошли экстенсивные внедрения и излияния базальтовой лавы. Ровная кровля акустического фундамента считается эрозионной поверхностью, сформировавшейся в поздней юре. В раннем мелу после интенсивной магматической активности рассматриваемая область погрузилась и в позднем мелу (маастрихт) была покрыта карбонатными осадками (наномел).

Южная часть Индийского океана состоит из трех впадин: Крозет, Эндербид и Австрало-Антарктической, которые разделены плато Крозет-Конрад и Кергелен (см. рис. 1). Подводная окраина Антарктики представляет собой широкий (до 360 км) шельф, полого спускающийся к континентальному склону на глубину 500—600 м.

Ксенолиты континентальных ультрамафических пород на о. Кергелен (13). Огромное плато Кергелен (470—700—2500 км) простирается в северо-западном—юго-восточном направлениях. Оно возвышается над поверхностью морского дна на 2—3 км и имеет земную кору мощностью 15—25 км. Ровная поверхность плато плавно погружается с севера на юг с глубины 1 до 2 км. Плато отделено от Антарктиды прогибом глубиной до 3,7 км. На о. Кергелен (110—130 км), находящемся в северной части плато, вулканическая деятельность продолжается с эоцена (45 млн. лет) до настоящего времени, изменяясь по составу лав от толеитовых до щелочных базальтов. Re-Os возраст от 0,58 до 1,36 млн. лет и Sr-Nd-Pb изотопный состав ультрамафических ксенолитов (11 образцов гарцбургитов, лерцолитов и верлитовых дунитов) в щелочных базальтах свидетельствуют о том, что эти ксенолиты были оторваны от литосферной мантии континентального типа [18].

Речные конгломераты и фельзитовые туфы на плато Элан (14). Западная часть плато Кергелен на-

зывается банкой Элан. Это узкий горный хребет размерами 200—300 800 км. Его плоская поверхность длиной 600 км находится на глубине 1 км. Мощность земной коры достигает 15 км и больше. Самая верхняя часть плато Элан сложена базальтовыми лавами, а средняя и нижняя — со скоростью сейсмических волн 6,8 км/с, по-видимому, состоит из континентальных пород [9].

Скважина ODP 1137 (371,2 м), пробуренная на глубине 1004 м, вскрыла терригенные базальтовые лавовые потоки, перекрытые поздне меловыми (кампан) мелководными отложениями (глауконитовые и органические карбонатные песчаники) и позднечетвертичными пелагическими отложениями. Это свидетельствует о том, что в позднем мелу—раннем эоцене рассматриваемый регион стал глубоким океаном [32].

Между семью пачками базальтовых лав имеется пачка речных конгломератов мощностью 26,2 м и фельзитового туфа (16,6 м). Конгломераты состоят из валунов и гальки щелочных базальтов, риолитов, трахитов, гранитоидов и гранатово-биотитовых гнейсов. Возраст биотитов в гнейсах по изотопам аргона ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) определен в 550 млн.лет (кембрий); по изотопам свинца в цирконе ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) — 796,836 и 938 млн.лет (рифей); по изотопам свинца в обломочном цирконе и монзоните — 533, 686, 937 и 2457 млн.лет (кембрий—протерозой) [26].

Фельзитовый туф состоит из кристаллитов санидина, кварца и стекла. Возраст туфа по изотопам аргона в фенокристах санидина — 109 млн.лет (юра). Фельзитовые туфы и риолитовый гравий, по-видимому, образовались в результате вулканической активности почти одновременно. Возраст туфов и риолитов по изотопам Sr-Nd-Pb свидетельствует о том, что туфы, трахиты и риолиты образовались из магмы в результате частичного плавления верхней части континентальной коры и не являются дифференциатом той магмы, из которой образовались базальты в скв.1137 ODP [32].

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что в середине мелового периода банка Элан представляла собой наземное базальтовое плато, по которому текли реки. Большое разнообразие в составе гравия и гальки, их значительный размер, а также изотопный возраст и состав граната свидетельствуют о том, что вблизи банки Элан в то время существовали высокие горы, сложенные протерозойскими разгнейсованными гранитоидами и фельзитовыми вулканитами. Поэтому можно считать, что фундамент банки Элан сложен континентальными породами, которые перекрыты базальтами.

Базальты с аномалией Дюпаль в плато Элан (15). Семь интервалов базальтовой лавы из керна скв.1137 ODP имеют высокое отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и очень низкие отношения изотопов $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, хотя и не столько экстремальные, как в самой южной части

плато Кергелен (скв.738 ODP) [32]. В самом нижнем интервале эти аномалии наиболее высокие. Это объясняется тем, что базальтовая лава этого интервала ассимилировала 5—7% континентального материала — гранат-биотитового гнейса, аналогичного по составу гальке в керна скв.1137. Необычно высокие значения аномалии Дюпаль в базальтах плато Элан и вышеупомянутой фельзитовой вулканической активности свидетельствуют о частичном плавлении и ассимиляции подстилающей континентальной коры [32].

Гнейсы и гранитоиды во впадине Лабиа и процесс опускания плато Кергелен (16). Северо-восточный склон плато Кергелен крутой и представляет собой линейный эскарп по разлому. Южная половина этого склона является границей впадины Лабиа, имеющей глубину 4 км. В этой впадине имеется 2—3 прерывистых ряда блоков земной коры, ограниченных нормальными сбросами. На их склонах обнажаются породы фундамента. Из одного обнажения фундамента в зоне разлома драгированы гнейсо-гранитоиды с абсолютным возрастом 0,5—1,0 млрд.лет [24]. Наземные излияния базальтовых лав на плато Кергелен в среднем мелу (апт—альб) установлены по многим буровым скважинам. В прослоях осадочных пород между пластами базальтов содержатся остатки древесины, птеридофитов и окаменелой хвои. Это указывает на существование поблизости лесов [16]. Несмотря на некоторые различия между отдельными блоками, процесс опускания плато Кергелен отчетливо наблюдается (рис. 2). Обширный участок суши площадью 400 2000 км стал подводным плато с глубинами 1—2 км. С учетом мощности осадочных отложений общая глубина погружения достигает 3—4 км. В результате опускания тектонического блока образовалась впадина Лабиа глубиной более 4,5 км, в то время, как в поднятых блоках обнажается фундамент, сложенный протерозойскими гранитами.

Базальты с аномалией Дюпаль в самой южной части плато Кергелен (17). Скважина 738 ODP (глубина воды 2252 м), пробуренная в самой южной части плато Кергелен, вскрыла олигоцен-маастрихский нано-оозовый мел, кампан-туронские мелководные известняки и наземные толеитовые базальты мощностью 27,2 м [4]. Этот разрез свидетельствует о том, что после раннемеловых наземных излияний базальтовой лавы в туроне началась трансгрессия, и рассматриваемый район стал подводным плато. Базальты имеют экстремально высокое отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70901—0,70984 и экстремально низкое $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ 0,51206—0,51211. Это свидетельствует об ассимиляции базальтовой магмой материала континентальной литосферы (вероятно, континентальной земной коры) и доказывает наличие под самой южной частью плато Кергелен континентальной литосферы [4].

Северо-восточная часть Индийского океана с севера ограничена континентальным склоном островной дуги Австралия-Сунда и полуострова Индостан.

Она разделена на несколько впадин подводными возвышенностями и хребтами север—юг и запад-юго-западного—восток-юго-восточного простираний.

Полукристаллические сланцы и конгломераты в Южно-Тасманийской возвышенности (18). Эта возвышенность протягивается на 800 км к югу от о. Тасмания, от которого она отделена прогибом. Возвышенность имеет неровную поверхность глубиной от 1,5—2 км до 730 м и окружена впадинами глубиной более 4 км с крутыми склонами.

На юго-западном склоне возвышенности (глубина 1591 м) пробурена скв. 281 DSDP, которая вскрыла миоцен-четвертичный нано-фораминиферовый ил и эоцен-олигоценные глауконитовые кварциты с базальными конгломератами в основании, несогласно залегающие на кварц-мусковит-хлоритовых полукристаллических сланцах [30]. Полукристаллические сланцы зеленосланцевой фации имеют К-Аг возраст 306 млн. лет. Базальный слой конгломерата мощностью 2 м состоит из гальки песчаника, обломков полукристаллического сланца и кварцевых пород, сме-

шанных с зернами кварцита, глауконита и граната. Это свидетельствует о том, что Тасманийская возвышенность сложена континентальными породами и является продолжением герцинского пояса восточной Австралии.

Интервал 2 в основании миоцена (мощность 9,5 м) является переходной фацией от эоцен-олигоценной мелководной среды к миоцен-четвертичной глубоководной, что свидетельствует о погружении возвышенности в раннем миоцене [30].

Континентальные породы в подошве континентального склона Южной Австралии (19—23). Крутой континентальный склон Южной Австралии на глубине 4—5 км граничит с Южно-Австралийской впадиной. В основании этого склона в нескольких местах были драгированы континентальные породы.

Юго-западный континентальный склон Тасмании в нижней части представляет собой крутой тектонический сброс (высотой до 2500 м), лишенный осадков, на котором имеются скальные выходы коренных пород фундамента. Здесь были драгированы кристал-

лические сланцы, гнейсы, гранодиориты и пегматиты. К-Аг возраст пород от ордовика (444—469 млн. лет) до раннего карбона (344—355 млн. лет) [14]. Таким образом, склон южной Австралии сложен палеозойскими породами, на которых несогласно залегают неритические обломочные породы позднего мела и палеогена.

Континентальный склон южной Аделаиды граничит с гигантской меловой впадиной (Otway Basin) с глубиной подошвы более 9 км. Фундамент, обнажающийся в северной окраине Южно-Австралийской впадины, сложен метаморфизованными осадочными породами, включая драгированные здесь метакварциты (см. рис. 1, 20, глубина воды 4,5—4,8 км), а также сланцами от серо-зеленых до черных (глубина воды 4,5 км). Сравнение с наземной геологией позволяет считать эти породы протерозойскими—палеозойскими.

В западной части континентального склона с глубины 2070—2500 м с акустического фундамента были драгированы гранодиориты, а с самой нижней части западного склона—гнейсы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма с небольшим количеством гранитоидов [8].

Базальты с аномалией Дюпаль в плато Натуралиста (24—25). Плато Натуралиста (200—250 400 км)

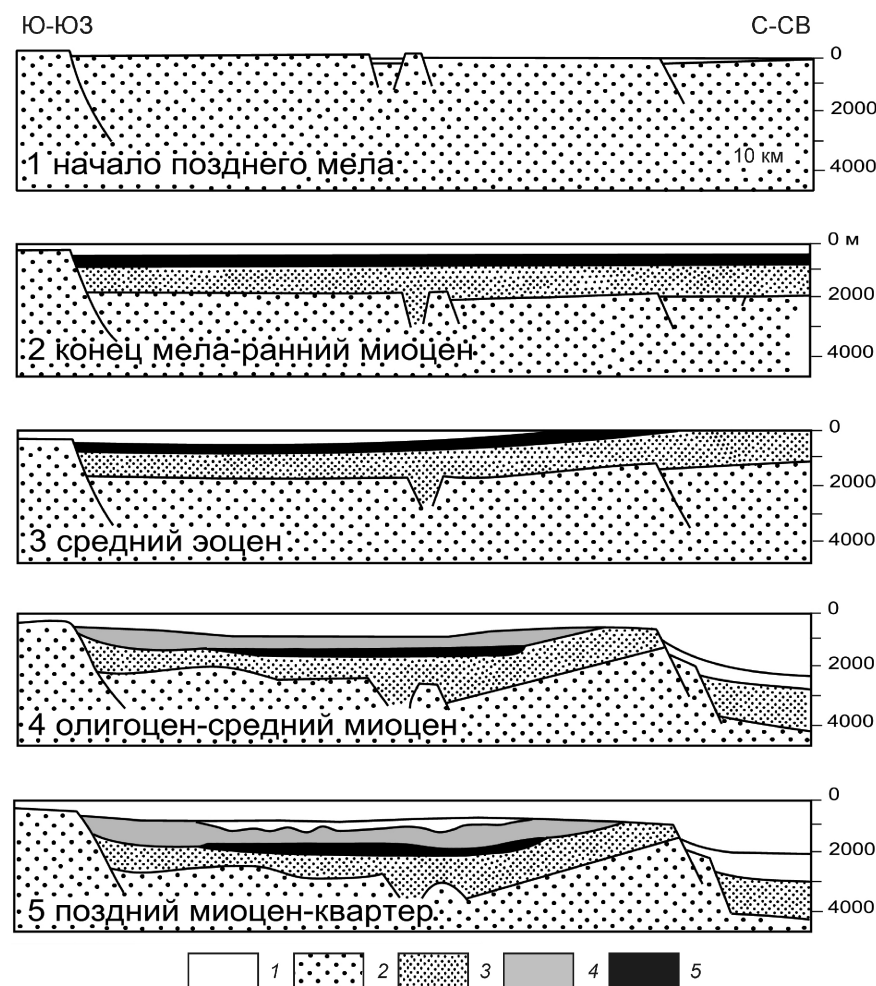


Рис. 2. Стадии погружения плато Кергелен:

1 — квартал—верхний миоцен (диатомовые илы); 2 — магматический фундамент; 3 — нижний эоцен—верхний мел; 4 — средний миоцен—олигоцен (наноилы); 5 — верхний эоцен (шельфовые отложения)

расположено к западу от п-ва Натуралиста в юго-западной части Австралии. Поверхность плато находится на глубине 2,1—3 км. Мощность земной коры на плато 22 км. Под прогибом между плато и континентом она уменьшается до 12 км [27]. Плато окружено впадинами глубиной более 5 км с крутыми склонами. Южный склон и часть западного образованы линейными эскарпами по разломам.

Валун базальта из вулканокластического конгломерата в керне скважины 264 DSDP, пробуренной в юго-восточной части плато, и базальты (6 образцов), драгированные с акустического фундамента в северо-западной части плато, имеют высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,71298 и 0,70992 до 0,71302, соответственно) и значительный недостаток Nd и Ta. Данные по изотопам и микроэлементам указывают на ассимиляцию континентального материала и дают основание предполагать наличие под плато континентальной коры или литосферы [21].

Гнейсы и гранитоиды в плато Натуралиста (26—28). С крутого склона в юго-западной части плато Натуралиста (см. рис. 1) были драгированы следующие породы общей массой 77 кг: гранитоиды, гнейсы (кварцево-калишпатовые, биотитовые и гранатовые), габбро, диориты, долериты и базальты. Это свидетельствует о том, что по крайней мере часть плато является континентальной. Она покрыта и пронизана мафическими вулканическими породами [8]. Западнее, с глубин от 3900 до 3100 м были драгированы гнейсы и гранитоиды. Эти породы имеют возраст 1,230 и 1,290 млн.лет и испытали низкотемпературный метаморфизм 515 млн.лет назад.

Континентальные породы принадлежат акустическому фундаменту на сейсмических профилях. Так как этот фундамент распространен под всей южной частью плато Натуралиста, то можно предположить, что она состоит из континентальных пород. На основании синтеза всех геолого-геофизических данных можно считать, что большая часть плато Натуралиста подстилается редуцированной континентальной корой мощностью от 12,5 до 16 км, перекрытой меловыми породами мощностью в несколько километров.

Плато Натуралиста покрыто слоем гемипелагических альб-четвертичных отложений. Скважина 258 DSDP (глубина 2793 м) вскрыла глауконитовые песчаники и терригенные аргиллиты под гемипелагическими отложениями, что свидетельствует о погружении плато с альба до настоящего времени [29].

Базальты с аномалией Дюпаль в хребте Брокен (29—30). Хребет Брокен узкий, расширяющийся с запад-северо-запада на восток-юго-восток от 100—200 до 1000 км. Поверхность его находится на глубине около 2 км, мощность коры 18 км. Хребет асимметричен: его северный склон очень пологий — 2°, а южный склон крутой — до 10° [21].

Драгированием с акустического фундамента в восточной части южного склона поднято два обломка

базальта с аномально высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70702 и 0,70729, низким $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17,997 и 17,982 и относительно пониженными содержаниями Nb и Ta. Эти данные по изотопам и низким содержаниям элементов указывают на контаминацию базальтовой магмой континентального материала [21].

На южном склоне хребта в 100 км западнее (см. рис. 1) скважиной 1142 ODP пробурены наземные базальтовые лавы. Керн скважины делится на шесть интервалов, из которых пять верхних представлены щелочными базальтами, а нижний шестой — толеитовыми андезито-базальтами. Этот интервал характеризуется низким соотношением изотопов свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и относительно низкими содержаниями Nb и Ta.

Это свидетельствует об ассимиляции континентального материала [21].

Наземная базальтовая лава из керна скважины 1141 по изотопному составу аргона ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) имеет возраст от 94 до 95 млн.лет [11]. Базальты перекрыты рифовыми карбонатными отложениями сантонской трансгрессии (верхний мел).

После субаэральной эрозии регион стал литоральной областью и был покрыт в олигоцене и миоцене пелагическими фораминиферовыми илами.

Континентальные породы триаса в плато Эксмут (31). Плато Эксмут — почти прямоугольное (300—400 600 км), глубина поверхности 800—2500 м. Седловидным прогибом (бассейн Кенгуру) глубиной 1 км оно отделено от северо-западного континентального шельфа Австралии. Северо-восточный и юго-западный склоны плато крутые. Они отделяют его от прилегающих котловин глубиной 5—7 км. С северо-востока плато оторвано разломом. Мощность земной коры 20 км. Ее верхняя половина сложена фанерозойскими осадочными отложениями. Сравнение с геологией суши дает основание считать, что нижняя половина осадочной толщи имеет пермский возраст, а верхняя (5—6 км) — триасово-четвертичный, что подтверждается исследованием углеводородов в скважинах DSDP.

Мезозойские породы представлены наземными и мелководными отложениями. Углубление бассейна произошло в позднем мелу и палеоцене. Кайнозойские отложения — мел и наномелы.

Породы среднего и верхнего триаса — дельтовые отложения внутриконтинентальных районов с краевым обрамлением.

В позднем триасе появились вулканические трахиты. Юрско-меловые толщи содержат прослои угленосных пород и шельфовых карбонатных отложений [20].

Хотя кристаллический фундамент на плато Эксмут не был опробован, приведенные выше данные дают основание полагать, что он представляет собой редуцированную континентальную кору, мощность которой в допермское время сократилась на 11—12 км.

Возвышенность Афанасия Никитина (32) размером 100–250 км находится в центральной Индийской впадине на глубине 5000 м. На возвышенности имеется много вулканических конусов, самый высокий из которых находится на глубине 1549 м от поверхности воды. Возвышенность была сформирована в результате вулканической активности за 90–75 млн. лет, которая делится на три фазы: 1-я начальная — вулканические конусы оливиновых базальтов; 2-я главная — обширные щитовые вулканы толеитовых плагиобазальтов; 3-я заключительная — вулканические конусы субщелочных трахитовых базальтов.

На двух станциях с глубины 2–3 км были драгированы обломки пиллоубазальтов [22]. 36 образцов этих базальтов из всех трех фаз (9, 18 и 10 образцов соответственно) были проанализированы геохимически. Все образцы драгированы из акустического фундамента в точках с координатами 30 0 ю.ш. и 3 10 ю.ш. Это исключает возможность их происхождения в результате ледового разноса.

Все значения изотопов в проанализированных образцах, в т.ч. высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70641, 0,70662, 0,703678–0,706670 соответственно и низкие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 16,77/16,80 или $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,512117–0,512817, истощенные содержания Ta и Nb и обогащение Pb и Ba указывают на ассимиляцию базальтовыми лавами материала континентальной литосферы [22].

Классификация континентальных пород. Континентальные породы Индийского океана могут быть разделены на следующие типы [33]:

Тип А — континентальные корово-мантийные блоки окраин материков, расположенные на глубинах 2–6 км.

Тип В — континентальные породы срединно-океанических хребтов и океанических впадин.

Тип С — пробы с геохимическими характеристиками, типичными для континентальной коры.

По этой классификации конгломераты банки Элан относятся к типу В, а фельзитовые туфы к типу С.

Tun A — группа континентальных пород, обнаруженных на погруженных окраинах континентов в Индийском океане в 10 пунктах. Их присутствие объясняется по-разному: по теории спрединга — в результате раскалывания и раздвига континентальных блоков с образованиями рифтовых зон; по теории океанизации — в результате блоковых опусканий фрагментов континентальной коры [1]; по теории микрорасширения — в результате различной высоты между континентами и океанами [19]. Тип А континентальных пород свидетельствует о том, что рассматриваемый регион был частью смежных континентов.

Возможность того, что часть континента может превратиться в дно океана, допускается всеми тремя приведенными выше теориями образования океанов и доказывается огромным количеством фактических данных.

Tun B. Эта группа развита в океанических впадинах в 14 пунктах. Характерная особенность Индийского океана — наличие в его краевых частях крупных подводных возвышенностей. За исключением одного ксенолита, все породы типа В обнаружены на подводных возвышенностях.

Сторонники теории океанизации рассматривают породы типа В как реликты континентов, существовавших прежде на месте современных океанов. Теория микро расширения объясняет их наличием континентальной коры, перекрытой базальтами [19].

Tun C. Породы этого типа имеют континентальные геохимические характеристики. Они обнаружены в 9 пунктах в Индийском океане.

Подтип C1. Соответствует континентальным ультрамафическим породам. В Индийском океане они встречаются в виде ксенолитов в лавах (см. рис. 1).

Сторонники спрединговой теории пытаются объяснить их как фрагменты континентальной литосферы, оставшиеся после ее раскалывания и растяжения в результате рифтогенеза, или изобретают новые механизмы [18]. Однако остальные исследователи признают, что эти находки трудно объяснимы. В то же время сторонники теорий океанизации и микрорасширения считают, что эти породы подтверждают наличие подстилающей континентальной литосферы основного состава.

Подтип C2. Породы этого подтипа образовались в результате частичного плавления или ассимиляции континентальных пород. Плитотектоника объясняет их происхождение за счет древних осадочных пород, океанической коры, континентальных пород в мантии или перекрывающих континентальных фрагментов. В то же время теории океанизации и микрорасширения рассматривают их как продукты, образовавшиеся в континентальной коре и мантии.

В Индийском океане состав изотопов и микроэлементов сильно изменяется в базальтах срединно-океанических хребтов и базальтах океанических островов, и вулканические породы с высокими значениями изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ широко распространены [12]. Среди них породы подтипа C2 обнаружены в самой южной части плато Кергелен (см. рис. 1, скв. 738 ODP) и на банке Элан (скв. 1137 ODP), что указывает на наличие внизу континентальных пород.

Много пород с заметной аномалией Дюпаль ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7038), хотя и не бесспорных на 100%, было обнаружено на подводных возвышенностях. Вероятно, они ассимилировали подстилающий континентальный материал [16, 21]. Если это предположение правильное, то количество находок пород подтипа C2 в Индийском океане возрастет до нескольких десятков.

В заключение следует отметить, что континентальные породы в Индийском океане обнаружены в 32 точках. Почти все они находятся на подводных воз-

вышенностях, плато и горных хребтах, расположенных на окраинах впадин.

Породы типа А свидетельствуют о том, что дно Индийского океана представляет собой опущенную часть континента Гондваны. Опускание началось в позднем мелу и продолжается до настоящего времени (см. рис. 2).

Породы типа В и С, обнаруженные на подводных хребтах в океанических впадинах, противоречат гипотезе спрединга, но подтверждают гипотезы океанизации и микрорасширения дна океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: верхняя мантия и земная кора // Тектонофизика. 1990. Т. 180. С. 139—183.
2. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. — Владивосток: Дальнаука, 2009.
3. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. — М.: Недра, 1988.
4. Alibert C. Mineralogy and geochemistry of a basalt from Site 738: Implications for the tectonic history of the southernmost part of the Kerguelen Plateau // Proc. ODP. Sci. Results. 1991. Vol. 119. Pp. 293—298.
5. Allen R.B., Tucholke B.E. Petrography and implications of continental rocks from the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean // Geology. 1981. Vol. 9. Pp. 463—468.
6. Ashwal L.D., Demaiffe D., Torsvik T.H. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type arc origin // Jour. Petrol. 2002. Vol. 43. Pp. 45—83.
7. Bassias Y. Petrological and geochemical investigation of rocks from the Davie Fracture Zone (Mozambique Channel) and some tectonic implications // Jour. African Earth Sci. 1992. Vol. 15. Pp. 321—339.
8. Beslier M.O., Royer J.Y., Girardeau J. et al. A wide ocean-continent transition along the south-west Australian margin: first results of the MARGAU/MD110 cruise // Bulletin de la Société géologique de France. 2004. Vol. 175. Pp. 629—641.
9. Charvis P., Operto S., Lesne O., Royer J. Velocity structure of the Kerguelen volcanic province from wide-angle seismic data: petrological implications. EOS (Transactions, Amer. Geophys. Union). 1997. Vol. 78. Pp. 711.
10. Dickin A.P., Fallick A.E., Halliday A.N. An isotopic and geochronological investigation of the younger igneous rocks of the Seychelles microcontinent // Earth Planet. Sci. Letters. 1986. Vol. 81. Pp. 46—56.
11. Duncan R.A. A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge // Jour. Petrol. 2002. Vol. 43. Pp. 1109—1120.
12. Duprű B., Allugre C.J. Rb-Sr isotope variation in Indian Ocean and mixing phenomena // Nature. 1983. Vol. 303. Pp. 142—146.
13. Ewing M., Eittreim S., Truchan M., Ewing J.I. Sediment distribution in the Indian Ocean // Deep Sea Res. 1969. Vol. 16. Pp. 231—248.
14. Exon N.F., Royer J.Y., Hill P.J. Tasmante cruise: Swath-mapping and underway geophysics south and west of Tasmania // Marine Geophys. Res. 1996. Vol. 18. Pp. 275—287.
15. Flower M.F.J., Strong D.F. The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago // Earth Planet Sci. Lett. 1969. Vol. 7. Pp. 47—50.
16. Frey F.A., Weis D., Borisova A.Yu., Xu G. Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen Plateau: new perspectives from ODP Leg 120 sites // Jour. Petrol. 2002. Vol. 43. Pp. 1207—1239.
17. Girdley W.A., Leclaire L., Moore C. et al. Lithologic summary, Leg 25, Deep Sea Drilling Project // DSDP Init. Repts. 1974. Vol. 25. Pp. 725—741.
18. Hassler D.R., Shimizu N. Osmium isotopic evidence for ancient subcontinental lithospheric mantle beneath the Kerguelen Islands, southern Indian Ocean // Science. 1998. Vol. 280. Pp. 418—421.
19. Hoshino M. The expanding Earth. Tokai University Press. — Tokyo, 1998.
20. Ito M., O'Connell S., Stefani A., Borella P. Fluviodeltaic successions at the Wombat Plateau: Upper Triassic siliciclastic-carbonate cycles // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. Vol. 122. Pp. 109—128.
21. Mahoney J.J., Jones W.B., Frey F.A. et al. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. Pp. 315—345.
22. Mahoney J.J., White W.M., Upton B.G.J. et al. Beyond EM-1: Lavas from Afanasy-Nikitin Rise and the Crozet Archipelago, Indian Ocean // Geology. 1996. Vol. 24. Pp. 615—618.
23. Matthews D.H., Davies D. Geophysical studies of the Seychelles Bank // Philos. Trans. R. Soc. London, A. Vol. 259. Pp. 227—239.
24. Montigny R., Karpoff A.M., Hofmann C. Résultats d'un dragage par 55 18 S—83 04 E dans le Bassin de Labuan (campagne MD 67, Océan Indien méridional): implications géodynamiques // Géosciences Marines, Soc. géol. France. 1993. Vol. 12.
25. Mougenot D., Gennesseaux M., Hernandez J. et al. La ride du Mozambique (Océan Indien), un fragment continental individualisé lors du coulisement de l'Amérique et de l'Antarctique le long de l'Afrique de l'Est? Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série II. 1991. Vol. 312. Pp. 655—662.
26. Nicolaysen K., Bowring S., Frey F., Weis D. Provenance of Proterozoic garnet-biotite gneiss recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 235—238.
27. Petkovic P. Origin of the Naturaliste Plateau // Nature. 1975. Vol. 253. Pp. 30—33.
28. Todal A., Eldholm O. Continental margin off western India and Deccan large igneous province // Marine Geological Research. 1998. Vol. 20. Pp. 273—291.
29. The Shipboard Scientific Party // DSDP Init. Rept. 1974b. Site 258. Vol. 26. Pp. 359—414.
30. The Shipboard Scientific Party with additional contribution from Wilson G.J. // DSDP Init. Rept. 1975. Site 281. Vol. 29. Pp. 271—315.
31. Vasiliev B.I., Yano T. Ancient and continental rocks discovered in the ocean floors // New Concepts in Global Tectonics Newsletter. 2007. № 43. Pp. 3—17. www.ncgt.org.
32. Weis D., Ingle S., Damascendo D., Frey F.A. Leg 183 Shipboard Scientific Party // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 147—150.
33. Yano T., Choi D.R., Gavrilov A.A. Ancient and continental rocks in the Atlantic Ocean // New Concepts in Global Tectonics Newsletter. № 53. Pp. 3—17. www.ncgt.org.

Влияние «глубинной нефти» на создание корректной 3D модели

Е.А.ГЛАДКОВ (ООО «Норд Империял»; 634041, г.Томск, пр.Кирова, д.51а, стр.15), Е.Е.ГЛАДКОВА.

Прогнозируется на основании компьютерного 3D моделирования выработка подвижных извлекаемых запасов при разработке залежей углеводородов. Рассмотрены основные проблемы, возникающие при создании 3D геолого-технологических моделей месторождений углеводородов, а также динамика изменения фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС) пород-коллекторов в процессе выработки подвижных извлекаемых запасов углеводородов. Предлагается внести в действующую регламентную документацию поправки, которые позволили бы более корректно производить адаптацию трехмерных компьютерных геолого-технологических моделей месторождений углеводородов и пересмотреть методологический подход для месторождений с глубинной подпиткой.

Ключевые слова: полигенез углеводородов, геолого-технологические модели, 3D моделирование, разработка месторождений углеводородов, ГКЗ, ЦКР.

Гладков Евгений Алексеевич, gladkov1974@mail.ru

Гладкова Екатерина Евгеньевна

The influence of «deep oil» to create 3D models correctly

E.A.GLADKOV, E.E.GLADKOVA

In the development of hydrocarbon reserves, production of mobile recoverable reserves based on projected computer 3D modeling. The article describes the main problems when creating 3D geotechnical models of hydrocarbons, as well as the dynamics of change of reservoir properties (FES) of reservoir rocks in the process of moving production of recoverable hydrocarbon reserves. Once again, the proposed changes in the existing documentation of procedural amendments that would make it possible to adapt three-dimensional computer models of geotechnical hydrocarbon more correctly. Encouraged to review the methodological approach for fields with deep enrichment.

Key words: polygenesis hydrocarbons, geological and engineering models, 3D modeling, development of hydrocarbon deposits, SCR, CCR.

Основной тренд мирового развития разработки месторождений углеводородов базируется на создании 3D моделей, состоящих из двух основных элементов — геологическая (статическая) и гидродинамическая (фильтрационная). Однако исследования последних лет [3, 4, 5 и др.] показывают наличие многочисленных проблем при сопоставлении геологической и гидродинамической моделей. Одно из ключевых несоответствий обусловлено схематичным подходом, не учитывающим изменение структуры пустотно-порового пространства пород-коллекторов и его объема в процессе разработки месторождений углеводородов.

Несомненно, что основная проблема, возникающая на этапе написания проектных документов, связана с расхождениями между статической (геологическая) и фильтрационной (гидродинамическая) моделями. Разногласия между различными специалистами (геологи, разработчики, петрофизики и др.) часто задерживают всю работу. Геологи утверждают одно, разработчики другое, петрофизики третье. Кто

же прав? В итоге, после защиты проекта в центральной комиссии по разработке (ЦКР), спустя некоторое время, даже «идеальная геолого-технологическая модель» демонстрирует «ужасающее» несоответствие с реально действующим месторождением (залежью).

Кроме того, в последние годы получены многочисленные и неопровержимые доказательства подтока глубинных углеводородов в залежь при вводе ее в разработку (А.Н.Дмитриевский, Ф.А.Летников, Б.М.Валяев, Е.А.Гладков, Р.Х.Муслимов, А.И.Тимурзиев и др.).

Очевидно, что при вовлечении залежей в разработку происходит нарушение их естественного (природного) состояния [6, 7, 8, 9], которое в процессе добычи углеводородного сырья все время претерпевает деформационно-метасоматические преобразования [10, 11, 12, 13], не учитывающиеся при создании 3D моделей [7, 11].

Главные методологические ошибки. При создании 3D моделей используют многочисленные факти-

ческие данные, которые дают представление только о прискважинной зоне, вовлеченной в изучение приборами. Как правило, в межскважинном интервале информация неизвестна. Очевидно, что цена ошибки при настройке 3D модели может составлять десятки, сотни и более миллионов рублей.

В настоящее время техногенные геодинамические процессы при эксплуатации нефтегазовых месторождений изучены достаточно детально [9] и очевидно, что игнорирование этих процессов способно привести к необратимым деформационным преобразованиям.

Так, по данным А.И.Калашника [16], обустройство и вовлечение в эксплуатацию нефтегазовых месторождений Баренцева и Печорского морей без учета геомеханических процессов может привести к формированию условий возникновения и реализации разрушающих геодинамических явлений (оседания, оползни, землетрясения) и, как следствие, к социально-экономическому и экологическому ущербу, потерям и недоиспользованию запасов углеводородов.

Очевидно, что действующие регламенты на создание цифровой геолого-технологической модели, к сожалению, не могут учесть анизотропию реальных пород-коллекторов. В настоящее время многотысячная «армия» разработчиков пытается всячески приспособить геолого-технологическую (гидродинамическую) модель к истории разработки. Для этого активно применяются всевозможные ухищрения, цель которых — адаптировать месторождение—запад—скважину на определенную дату. Однако, подавляющее большинство геолого-технологических моделей при использовании первоначальных лабораторных данных в принципе не может быть корректно адаптирована [3, 4, 5 и др.]. Причины в этом следующие:

Сейсмическое изучение площади работ. В процессе проведения сейсмических исследований используются данные, полученные по сейсмопрофилям. Несмотря на современное развитие научно-технического прогресса и инженерной мысли, степень достоверности для глубин 1 км составляет 5—10 м. При наличии очень опытного интерпретатора расхождение можно довести до 3 м. Таким образом, даже на самом первом этапе имеется погрешность, которую можно будет устранить только при бурении скважин, вскрывающих продуктивные отложения.

Разведочное и эксплуатационное бурение. Во время проведения буровых работ, часто закладывается нежелательный «зародыш снежного кома» информационного искажения, влияющего на всю дальнейшую «судьбу» месторождения. В процессе бурения, часто возникают осложнения: подвалы пород, газопроявления, прихваты инструмента, застревание геофизических приборов и др. Буровые бригады всеми способами пытаются избежать неприятных ситуаций и для этого нередко нарушают технологию бурения.

Особенно это проявляется при вскрытии зон с повышенным содержанием газа — происходит чрезмерное утяжеление бурового раствора. Зона проникновения фильтрата бурового раствора при его утяжелении, существенно увеличивается, что в конечном итоге искажает анализ проводимой скважинной геофизики. Кроме осложнений природного характера, особо стоит отметить техногенные аномалии, в частности техногенный водород [4], приводящий к искаженной интерпретации при выполнении геолого-технологических исследований в процессе бурения.

Редко кто задумывается о том, что в процессе бурения буровая колонна претерпевает деформацию (скручивается, растягивается, сжимается). Например, в 2002 г. на Меритояхинском месторождении при бурении одной разведочной скважины автор лично зафиксировал сжатие бурильной колонны в вертикальной скважине на 6! м (глубина 3200 м) при быстрой постановке на забой. Кроме деформационных процессов, связанных с бурением вертикальных скважин, еще большие искажения получаются в процессе бурения наклонно-направленных и особенно горизонтальных скважин. При этом, кроме упругих деформаций (сжатие и растяжение) одним из ключевых факторов является кручение и изгиб бурильных труб, что вызывает искажение замеренной и реальной глубины забоя, иногда превышающей 10 м! Таким образом, автор берет на себя смелость утверждать, что подобные деформации характерны при бурении всех без исключения скважин.

Следовательно, даже используя забойную телеметрию (MWD или LWD), нельзя осуществить достаточно точную привязку к кровле и подошве пласта, так как расхождения будут доходить до нескольких метров, что обусловлено искривлением ствола и деформацией бурильной колонны.

Геофизическое изучение скважин без привязки к данным лабораторных исследований можно рассматривать только в качестве красивого набора цифр, потому что у каждого месторождения есть свой «почерк». Для этих целей метод «по аналогии с подобными месторождением» выглядит весьма неубедительным. Тем не менее многие разработчики из-за отсутствия лабораторных исследований вынуждены к нему прибегать.

Глубина проникновения геофизических приборов составляет в лучшем случае 1,5 м (таблица).

Таким образом, при среднем расстоянии между скважинами в 300—500 м неисследованными оказываются более 95—99% объема коллектора! А ведь анизотропия пласта бывает весьма неоднородна и противоречива. То есть в очередной раз приходится идти на поводу у неопределенности и заниматься корреляцией пластов, часто принимая их условно однородными. Лишь изредка интерпретаторы берут на себя смелость, согласно каротажным данным, отбраковать выклинивания и разрывные нарушения. Все-

му виной точечные замеры, производимые в пределах внушительного объема пород.

Следовательно, на основании каротажных диаграмм, в лучшем случае, возможно достоверно определить околоскважинные параметры в радиусе до 0,25 и до 1,5 м по вертикали для глинистости, в радиусе до 0,3 м и до 0,6 м по вертикали для пористости, в радиусе и по вертикали до 1,5 м для насыщенности. Очевидно, что при создании трехмерных цифровых геолого-технологических моделей, данных параметров недостаточно. Тем не менее, многие специалисты полагают, что имея вышеуказанную информацию, возможно создать корректную геолого-технологическую модель.

Лабораторное исследование керна и флюидов. При исследовании пластовых флюидов и керна материала есть своеобразная специфика, в первую очередь, обусловленная тем, что в лабораторных условиях нельзя точно воспроизвести *PVT*-условия, существующие на глубине для коллектора в целом. В лучшем случае будем иметь качественные данные только в околоскважинном пространстве. Очевидно, что в межскважинном пространстве у нас не будет *никаких* данных. Характеристики насыщения, коэффициенты вытеснения, фазовые проницаемости и др., также определяются со степенью погрешности, что в свою очередь приводит к дальнейшему возрастанию ошибок.

Анализ и выявление петрофизических зависимостей. В процессе интерпретации первичных геофизических данных, достаточно часто используются петрофизические зависимости для конкретных регионов, а порой и месторождений, которые не всегда достаточно уверенно позволяют выделить продуктивные интервалы. При вычислении петрофизических зависимостей не учитывается множество нюансов, которые могут существенным образом исказить интерпретацию. Основные искажения неминуемо наследуются из предыдущих этапов, что неизбежно и трудноустранимо. В частности, скважинная геофизи-

ка, проведенная в скважине без отбора керна, может основываться только на известных закономерностях, выявленных для других месторождений. Однако каждое месторождение уникально по-своему, а в самом месторождении всегда присутствует геометрическая неоднородность как литологическая, так и петрофизическая, что позволяет автору сделать вывод о выделении большого количества петрофизических зависимостей для каждого месторождения (для каждой скважины индивидуально). На практике подобное не производится из-за большой трудоемкости и «современного подхода» к выполнению проектных документов.

Построение трехмерной геолого-технологической модели. После выполнения описанных этапов, наступает один из самых ответственных — построение трехмерной геологической (статической) модели. Вкратце, геологическая модель строится на основе геофизической интерпретации и данных лабораторных исследований, в основе которой лежит *grid*, насыщенный свойствами. Однако, как мы знаем, для создания модели используются данные, полученные на предыдущих этапах изучения месторождений углеводородов. Таким образом, если мы не будем изменять параметры пласта (характеристика насыщения, эффективные и нефтенасыщенные мощности), то при дальнейшем экспорте в гидродинамическую модель мы не сможем должным образом провести адаптацию. При этом, как правило, несоответствие исторических и модельных значений по дебитам жидкости и нефти будет характерным для большинства скважин. Чтобы избежать подобного несоответствия, *все* разработчики для достижения хорошей адаптации вынуждены идти на многообразные ухищрения. Но даже после применения всевозможных хитростей есть скважины, которые не поддаются адаптации. В чем причина?

Одна из причин несомненно кроется в различной конфигурации геологического и гидродинамического *grid*-а. На рис. 1, А видно расположение скважин в раз-

Разрешающая способность методов скважинной геофизики

Методы	Глубинность, см	Вертикальное разрешение, см	Основные определяемые параметры
Метод потенциалов собственной поляризации (ПС)	10—25	100—150	Глинистость
Гамма каротаж (ГК)	10—15	30—40	
Нейтронный каротаж (НК)	15—30	40—60	Пористость
Акустический каротаж (АК)	10—15	40—60	
Гамма-гамма плотностной каротаж (ГГК-П)	15—30	20—40	Насыщенность
Индукционный каротаж (ИК)	100—150	100—150	
Боковой каротаж (БК)	30—80	30—80	
Микрозонды	2,5—5	10	

личных участках ячеек. Размерность ячеек составляет 50 50 м. Однако зона проникновения скважинной геофизической измерительной аппаратуры, как уже отмечалось, ограничена радиусом не более 1—1,5 м от ствола скважины. Таким образом, можно с достаточной степенью уверенности утверждать, что геометрия пространства (литологическая, петрофизическая и др.) между скважинами является величиной неизвестной. Получается, что при построении геологических моделей мы имеем много условных и неизвестных параметров. То есть, точную геологическую модель можно получить только в радиусе нескольких метров от ствола скважины! При построении геологической модели свойства, полученные на основании геофизики, распределяются (в данном случае) в ячейке размером 50 50 м, а в ячейках без скважин распределение осуществляется по выбранному алгоритму (стохастика, гауссово и др.). Налицо зыбкость построений, которые в наиболее приближенном виде могут решить только очень опытные специалисты.

Таким образом, геологическая модель без использования истории разработки месторождения и тща-

тельного анализа результатов промысловых исследований, будучи экспортированной в гидродинамическую модель, не может быть адекватна гидродинамической модели.

При построении гидродинамической модели (как конечной модели, используемой при разработке месторождений) ошибки, накопленные в предыдущих пунктах, висят «дамокловым мечом» над разработчиками, большинство из которых скорее всего согласится с автором, потому что ни одно месторождение не получается сааптировать без применения определенного набора модификаторов. На рис. 1, Б хорошо заметно, что в гидродинамической модели скважины расположены в центре ячеек (в данном случае 50 50 м). Несложно вычислить, что уже сама скважина при upscaling-е меняет свое местоположение, смещение в пределах рассматриваемой ячейки может достигать 20 м, что немаловажно, учитывая неопределенность межскважинного пространства. При адаптации модели весьма существенным является параметр проницаемости, который изменяется в гидродинамических, геофизических и лабораторных ис-

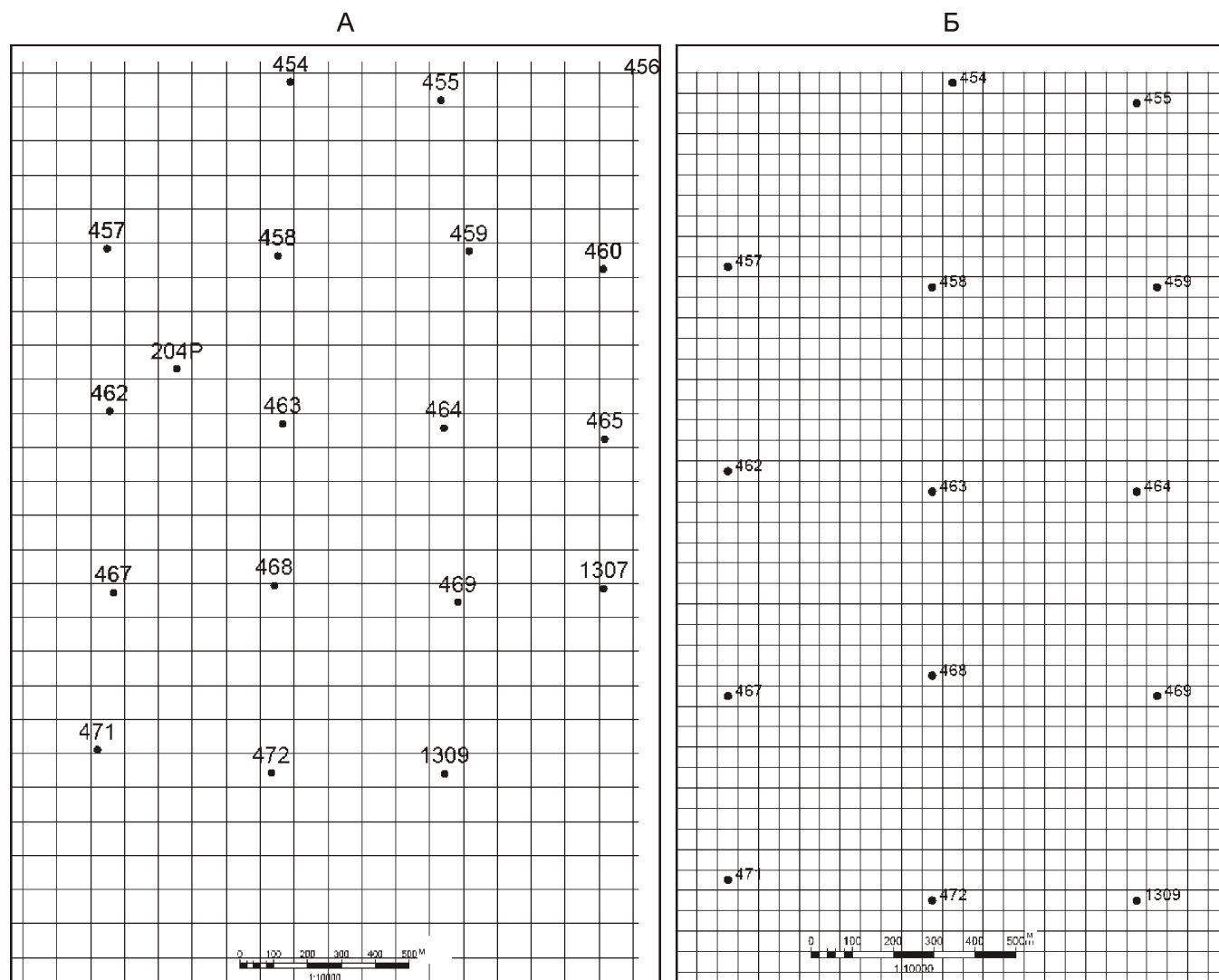


Рис. 1. Сетка геологического (А) и гидродинамического grid-а (Б) с расположением скважин

следованиях в десятки раз [5]. Проблема фазовых проницаемостей, обусловлена анизотропией геометрии пласта и не должна приниматься однотипной на все месторождение, за исключением регионов с собственными относительными фазовыми проницаемостями (ОФП). Становится очевидным, что для каждой скважины необходимо иметь собственные фазовые проницаемости, что обусловлено не только анизотропией пласта, но и небольшим наличием лабораторных данных для ряда скважин. Как правило, фазовые проницаемости принимаются для большинства скважин по аналогии, однако движение многокомпонентного флюида весьма неоднозначно, даже в интервале нескольких сантиметров по разрезу (по данным кернового исследования).

Таким образом, очевидно, что без использования модификаторов и изменения параметров пласта, невозможно корректно адаптировать гидродинамическую модель. Изменение необходимо производить индивидуально для каждой скважины. Итак, путем решения обратной задачи, можно уточнить геометрию пласта. Изменение геологической модели по результатам адаптации является многоитерационным процессом.

Изменение коллекторских свойств продуктивных отложений в процессе разработки месторождений углеводородов. В процессе разработки месторождений углеводородов, жидкости и газы в пластовых условиях находятся под действием сил, способствующих перемещению флюидов к забоям эксплуатационных скважин или, наоборот, удерживающих их в пласте. К основным источникам энергии, проявляющей себя при движении подземных флюидов к забоям действующих скважин, по М. Маскету относятся: 1) сжимаемость нефти и воды в породах-коллекторах; 2) гравитационная энергия нефти в верхних слоях пласта по сравнению с энергией на его погружении; 3) упругость сжатого и растворенного газа в нефти и воде внутри продуктивного слоя или в зонах свободного газа, лежащих поверх горизонта, насыщенного нефтью; 4) упругое сжатие воды в пластах, сообщающихся с нефтяным резервуаром [22]. Указанные виды энергии проявляются при эксплуатации скважин. Энергия расходуется на преодоление сопротивления породы течению жидкостей и газа, перемещающихся в области с более низким содержанием энергии и давления.

Другим источником энергии, который может играть некоторую роль в нефтеотдаче, является упругое сжатие самой породы. После снижения пластового давления может частично произойти изменение объема порового пространства пород-коллекторов, связанное с воздействием горного давления. Однако этот процесс до последнего времени в достаточной степени еще не изучен [27]. Тем не менее, в последние годы ряд исследователей [1] получили фактические данные о влиянии деформационных процессов под действием эффектив-

ного давления, из-за уменьшения пластового давления, в условиях некомпенсированного отбора флюидов из продуктивных отложений. Доказано, что указанные процессы приводят к изменению объема и структуры порового пространства, что влечет за собой, соответственно, и изменение проницаемости. Очевидно, что при изменении структуры порового пространства должны изменяться и относительные фазовые проницаемости, так как уменьшение порового пространства приводит к изменению радиуса поровых каналов. А как хорошо известно изменение радиуса поровых каналов приводит к изменению величины капиллярного давления. Относительная фазовая проницаемость, характеризующая течение флюидов при одновременном присутствии в поровом пространстве нескольких фаз, является одним из основных параметров продуктивных отложений.

Существующие методики позволяют определять ОФП пород-коллекторов. В большинстве случаев они сходны и в своей основе имеют уравнение Пурселля [28], в котором для расчета $K_{пр}$ учитываются контактный угол, поверхностное натяжение, коэффициент пористости, капиллярное давление, коэффициент водонасыщенности и литологический множитель, учитывающий отличие капиллярной модели от структуры порового пространства реальных горных пород. Характерная особенность моделей ОФП, полученных на основе модели Пурселля — их хорошая сходимость с экспериментальными результатами для смачивающей фазы [1], но эти же модели для несмачивающей фазы часто показывают неудовлетворительные результаты. Все это легко объясняется необходимостью проведения специализированных сложных экспериментов, с целью учета влияния на ОФП таких параметров, как извилистость поровых каналов, взаимосвязанность пор вмещающих пород, смачиваемость поверхности порового пространства и др.

Кроме деформационных процессов на изменение пустотно-порового пространства оказывают влияние метасоматические процессы, происходящие при разработке месторождений углеводородов, в процессе фильтрации пластового флюида к стволу или от ствола скважины. Метасоматическое преобразование продуктивных отложений, приводящее к образованию новых минералов на геохимических барьерах, изменению пустотно-порового пространства в результате выщелачивания, детально рассмотрены на многих месторождениях Западной Сибири [20]. При этом процесс выщелачивания является одним из основных при формировании пустотно-порового пространства [20]. В частности, для пласта Ю₁ Западно-Моисеевского участка Двуреченского нефтяного месторождения (Томская область) [20], в результате растворения и выноса растворимых компонентов песчаники содержат невысокое количество малоустойчивых компонентов и практически мономинеральны по составу обломков (кварцевые). Возникно-

вание дополнительной ёмкости связано с тектоническими процессами (с проработкой коллектора углекислотой, поступившей по разлому, в непосредственной близости от которого находится скважина) и влиянием растворенных продуктов окисляющейся на водонефтяных контактах нефти. В песчаных породах проявлены процессы растворения, пластичной катагенетической и жесткой наложенной деформации обломков, перекристаллизации, замещения одних минеральных фаз другими, синтез новых минеральных фаз из растворов [20].

Интенсивное преобразование пород в зонах флюидомиграции достаточно хорошо зафиксировано по литологическим данным [20 и др.], что хорошо видно на рисунках 2 и 3.

Однако, движение флюидов происходит постоянно, следовательно и минеральный состав, и фильтрационно-ёмкостные свойства (ФЕС) продуктивных отложений также должны изменяться с течением времени. Таким образом, автор предлагает рассматривать изменение первоначальных ФЕС пород-коллекторов, как естественный процесс, происходящий постоянно и зависящий только от продолжительности эксплуатации месторождений углеводородов и динамики изменения вещественного состава пластовых флюидов. Следовательно, фазовые проницаемости пород необходимо модифицировать для корректной адаптации трехмерных геолого-технологических моделей.

Особенно актуально введение модификаторов для месторождений с обводненностью 50%, так как в та-

ких коллекторах метасоматические изменения из-за влияния пластовых флюидов будут наиболее ярко выражены. Тогда можно существенно упростить создание проектно-технической документации на разработку месторождений углеводородов и цифровых геолого-технологических моделей [14, 15, 29].

Изменение коэффициента нефтеизвлечения под влиянием «глубинной нефти». В последнее время, на основе анализа геолого-промысловых данных добывающих скважин Ромашкинского месторождения, выполненного в ТатНИПИнефть под руководством И.Ф.Глумова и Р.Р.Ибатуллина, предполагается наличие современного поступления углеводородов в промышленную нефтяную залежь пашийского горизонта и существование локализованных участков подтока новых порций углеводородов. Данное направление весьма интенсивно развивается в Татарии [23].

Многочисленными теоретическими и экспериментальными данными доказан мантийный генезис углеводородов [2, 17, 18, 19, 21, 23, 24, 25, 26 и др.].

В результате эксперимента, проведенного в ИХН СО РАН (г.Томск), доказана возможность образования доломита в присутствии карбамида и хлорида магния при температуре 160 . При этом оказалось, что присутствие нефти не оказывает заметного влияния на образование доломита (рис. 4).

На месторождениях углеводородов, приуроченных к зонам разгрузки, утвержденный коэффициент извлечения нефти (КИН) не соответствует действительности, так как при его регулярном подтоке под-

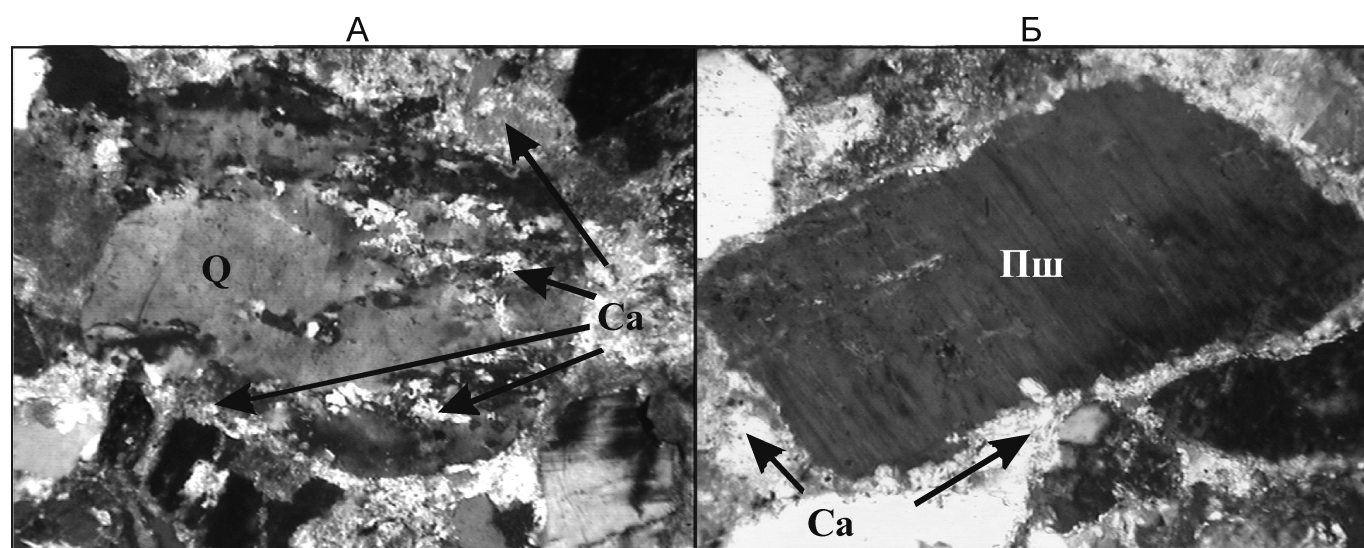


Рис. 2. Вторичные изменения полевых шпатов и кварца в песчаниках (Средне-Нюрольское месторождение, Томская область). По данным А.В.Ежовой:

А — зерно кварца (Q) с зонами растворения, по которым развивается кальцит (Ca): шлиф 2049, глубина 2593,48 м, коэффициент пористости Кп 10,6%, коэффициент проницаемости Кпр 0,21 мД, увеличение 63, скрещенные николи; Б — выщелачивание и кальцитизация (Ca) полевого шпата (Пш): шлиф 2049, глубина 2593,48 м, коэффициент пористости Кп 10,6%, коэффициент проницаемости Кпр 0,21 мД, увеличение 126, скрещенные николи

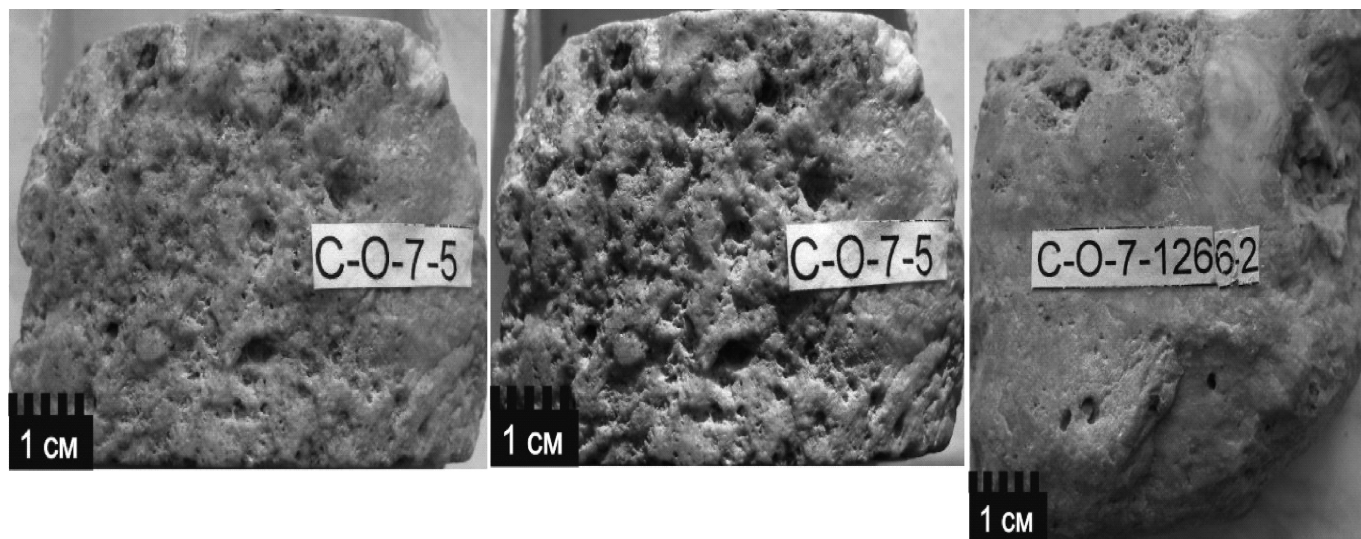


Рис. 3. Доломитизация кальцита (Северо-Останинское месторождение, Томская область). По данным А.В.Ежовой

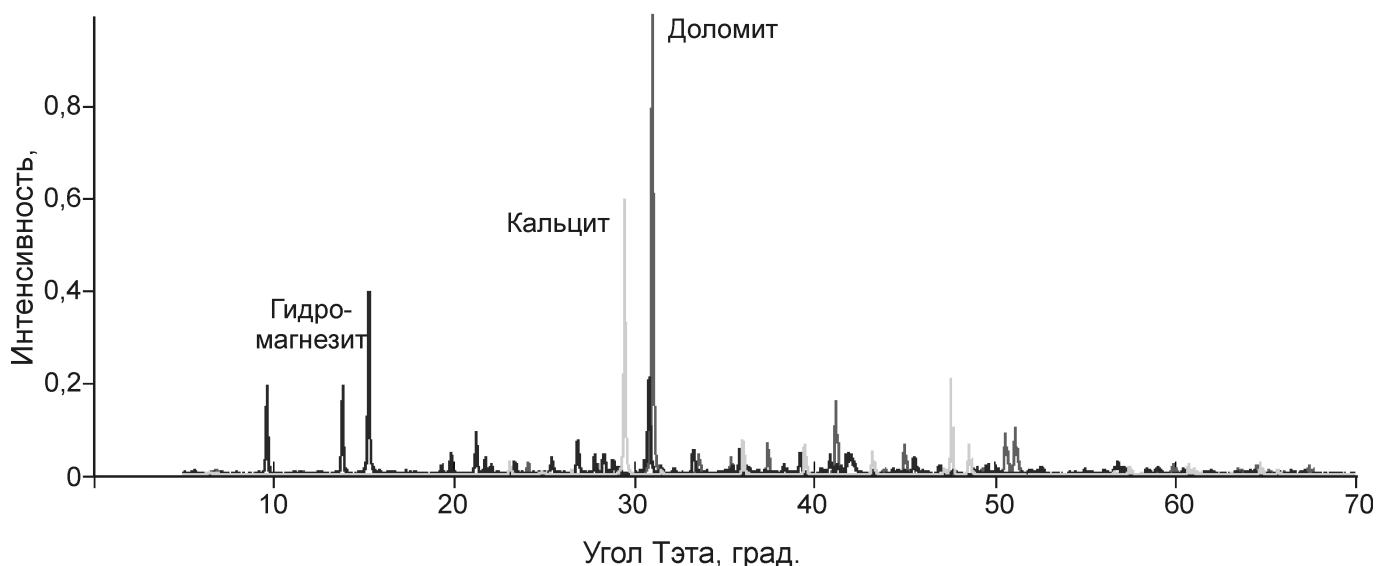


Рис. 4. Суперпозиция дифрактограмм минералов 10. Спектральный анализ (сравнение эталона с образцом)

вижные извлекаемые запасы могут быть существенно выше первоначально утвержденных.

Очевидно, что создание 3D геолого-технологических моделей, базирующихся на стандартном (биогеном) подходе, будет ошибочно.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

подток углеводородов в залежь при ее разработке будет влиять на создание корректной 3D геолого-технологической модели;

при существующей концепции, рассматривать разрабатываемую залежь как некую замкнутую и имеющую определенный объем среду — ошибочно, так как не позволяет планировать оптимальную разработку;

необходимо провести детальное изучение характера и степени изменения вмещающих пород и флюидов;

внести необходимые поправки в действующие РД, позволяющие осуществлять построение геолого-технологических моделей с учетом подтока «глубинной нефти».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абасов М.Т., Алияров Р.Ю., Джалалов Г.И., Рамазанов Р.А. О методе оценки изменения относительной фазовой проницаемости пород-коллекторов в процессе разработки // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 4. С. 54—57.
2. Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 30—37.

3. *Гладков Е.А.* Теоретическая и практическая невозможность построения детальной фильтрационной модели на основе геологической модели // *Бурение и нефть*. 2009. № 7—8. С. 22—23.
4. *Гладков Е.А., Гладкова Е.Е.* Трехмерная геолого-технологическая модель месторождения углеводородов на основе индивидуальной поскважинной адаптации // *Газовая промышленность*. 2010. № 5. С. 36—39.
5. *Гладков Е.А., Гладкова Е.Е.* Стандартные ошибки и их устранение при создании трехмерной геолого-технологической модели месторождений углеводородов // *Горные ведомости*. 2010. № 1. С. 48—53.
6. *Гладков Е.А.* Гипотеза о полигенезе углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах Восточной Сибири // *Отечественная геология*. 2012. № 3. С. 73—77.
7. *Гладков Е.А.* Необходимость учета деформационно-метасоматических преобразований залежей углеводородов в процессе их разработки // *Нефтяное Хозяйство*. 2012. № 2. С. 46—49.
8. *Гладков Е.А.* Взаимосвязь геомеханики и деформационно-метасоматического изменения залежей углеводородов // *Бурение и нефть*. 2012. № 2. С. 54—56.
9. *Гладков Е.А.* Ускорение деформационно-метасоматических преобразований залежей нефти под влиянием техногенной трещиноватости // *Бурение и нефть*. 2012. № 1. С. 29—31.
10. *Гладков Е.А., Гладкова Е.Е.* Неоднозначность геолого-технологической информации в процессе адаптации гидродинамической модели // *Бурение и нефть*. 2008. № 10. С. 40—41.
11. *Гладков Е.А.* Учет деформационно-метасоматических преобразований при создании корректной геолого-технологической модели месторождений углеводородов // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2012. № 6. С. 40—45.
12. *Гладков Е.А., Алтунина Л.К., Кувишинов В.А. и др.* Деформационно-метасоматическое преобразование углеводородосодержащих трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторов и полигенность // *Инженер-нефтяник*. 2012. № 1. С. 27—31.
13. *Гладков Е.А., Плавник А.Г.* Оценка влияния неоднородности свойств продуктивных пластов на разработку нефтяных залежей с использованием системы поддержания пластового давления (СППД) // *ГеоИнжиниринг*. 2012. № 2. С. 84—93.
14. *Гладков Е.А.* Влияние метасоматоза на разработку месторождений углеводородов // 1-й Российский нефтяной конгресс // *Сб. мат-лов*. —М., 2011. С. 90—93.
15. *Гладков Е.А.* Причины изменения фильтрационно-ёмкостных свойств коллекторов в процессе разработки месторождений углеводородов // *Научно-практическая конференция «Современные вызовы при разра-*
ботке и обустройстве месторождений нефти и газа Си-
бири» / Сб. мат-лов. —Томск, 2011. С. 44—45.
16. *Калашиник А.И.* Геодинамико-экономические риски освоения шельфовых месторождений нефтеуглеводородов Баренцрегиона // *Тр. 8-го Международного Форума ТЭК*. —С-Пб, 2008. С. 388—392.
17. *Кудрявцев Н.А.* Против органической гипотезы происхождения нефти // *Нефтяное хозяйство*. 1951. № 9. С. 17—24.
18. *Кудрявцев Н.А.* Механизм формирования месторождений нефти и газа / Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений / *Мат-лы Львовской дискуссии 8—12 мая 1957 г.* —М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 136—151.
19. *Кудрявцев Н.А.* Глубинные разломы и нефтяные месторождения // *Тр. ВНИГРИ. Вып. 215.* —Л.: Гостоптехиздат, 1963.
20. *Недоливко Н.М., Ежова А.В., Перевертайло Т.Г., Полу-могина Е.Д.* Роль дизъюнктивной тектоники в формировании пустотно-порового пространства в коллекторах пласта Ю₁³ Западно-Моисеевского участка Двуреченского нефтяного месторождения (Томская область) // *Известия Томского политехнического университета*. 2005. Т. 308. № 5. С. 47—53.
21. *Маракушев И.А., Писоцкий Б.И., Панях Н.А., Гот-тих Р.П.* Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // *ДАН*. 2004. Т. 398. № 6. С. 1—5.
22. *Маскет М.* Физические основы технологии добычи нефти. —М.: Наука, 2003.
23. *Муслимов Р.Х.* Новый взгляд на перспективы развития супергигантского Ромашкинского нефтяного месторождения // *Геология нефти и газа*. 2007. № 1. С. 3—13.
24. *Чекалюк Э.М.* Нефть верхней мантии Земли. —Киев: Наукова Думка, 1967.
25. *Чекалюк Э.Б.* Термическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях // *Дегазация Земли и геотектоника / Тезисы докладов симпозиума, апрель 1976, МОИП.* —М.: Наука, 1976. С. 69—72.
26. *Халимов Э.М.* Детальные геологические модели и трехмерное моделирование // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2012. № 3. <http://elibrary.ru/download/47734963.pdf> (Дата обращения 19.10.2012)
27. *Ханин А.А.* Основы учения о породах-коллекторах нефти и газа и их изучение. —М.: Недра, 1965.
28. *Purcell W.R.* Capillary pressure? Their measurement using mercury and calculation of permeability thereof. // *Petrol. Trans. Am. Inst. Min. Metallurg. Eng.* 1949. Pp. 39—48.
29. *Gladkov E.A.* Changing the Oil Recovery During Deformation and Metasomatic De-posits of Hydrocarbons // *Geosciences: Making the most of the Earth's resources: Saint Peters-burg, Russia. 2—5 April 2012.* <http://www.earthdoc.org/detail.php?pubid=57834>.

Современные теоретические основы прогноза и поиска месторождений полезных ископаемых*

Г.В.РУЧКИН (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Ручкин Георгий Владимирович, ruchkin@tsnigri.ru

Металлогения — наука о закономерностях образования и размещения месторождений полезных ископаемых, имеет важнейшее прикладное значение, определяя пути и направление геологоразведочных работ и, обеспечивая, при правильности выбора, их результативность и эффективность. Владение и применение в практической деятельности специалистами-геологами теоретических навыков обоснования направленности поиска новых объектов минерального сырья, приобретенных в процессе обучения в вузе, является залогом успешности геологоразведочного дела. В этой связи выход в свет в 2012 г. в издательстве «Книжный Дом Университет» рекомендованного Учебно-методическим Объединением по классическому университетскому образованию для студентов и магистрантов учебника В.И.Старостина трудно переоценить. Учебник представляет собой 2-е издание (исправленное и дополненное) цикла лекций, успешно читаемых профессором В.И.Старостиным на геологическом факультете Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова с 1998 г. По сравнению с первыми изданиями он существенно переработан, дополнен большим объемом новых современных данных и представляет собой новейшую сводку по данной проблеме.

Учебник общим объемом 560 страниц состоит из Введения (3 с.), раздела История развития металлогении (5 с.) и трех частей: 1. Теоретические основы металлогении (164 с.). 2. Эволюционная металлогения основных типов месторождений полезных ископаемых (236 с.). 3. Металлогенические основы поисков, прогноза и оценки минеральных ресурсов (146 с.). Библиографический список рекомендованной литературы содержит 15 наименований. В конце текста учебника помещен Указатель провинций, металлогенических поясов, рудных полей и месторождений (6 с.). Книга богато иллюстрирована (более 150 рисунков). Однако качество иллюстраций (черно-белое исполнение) не отвечает современным требованиям и издательским возможностям.

Первая часть учебника включает 4 главы, посвященные характеристике происхождения и развития Земли, геохимическим, петрологическим, геодинамическим, формационным и другим аспектам, определяющим закономерности формирования во времени и размещения в пространстве месторождений полезных ископаемых. С учетом новых концепций глубинной петролого-геохимической дифференциации вещества выделен первичный грандиозный пик рудообразования в раннем докембрии и оценены масштабы рециклинга минерального вещества в последующей геологической истории. Эти проблемы являются в значительной степени определяющими в теории образования месторождений и служат направляющим ориентиром в практике их обнаружения. В этой части учебника рассмотрены также вопросы периодизации процессов рудообразования с позиций геосинклинальной гипотезы и с точки зрения положений тектоники плит, что позволяет оценивать эволюционную составляющую металлогении независимо от воззрений приверженцев различных геотектонических позиций.

Во второй, самой представительной части книги, на богатом и разнообразном фактическом материале подробно рассматривается эволюционная металлогения основных типов месторождений полезных ископаемых. При этом с наибольшей степенью детальности освещены проблемы рудообразования цветных и благородных металлов. Меньше внимания уделено редким, благородным металлам, а также кимберлитовым и карбонатитовым месторождениям, что является не совсем объяснимым, и по-видимому, должно стать предметом рассмотрения автором в случае дальнейшего совершенствования учебника. Однако уже содержащиеся в учебнике данные являются неоценимым материалом для их использования в практической работе геолога-исследователя.

Третья часть учебника содержит изложение металлогенических основ прогноза и поисков минеральных месторождений, а также оценки минерально-сырьевых ресурсов Мира и России. В этой части

*Старостин В.И. Металлогения. Учебник. 2-е изд., испр. и доп. — М.: КДУ, 2012.

автор вновь обращается к рассмотрению позиции размещения месторождений в различных геодинамических обстановках (океанические, субдукционные, коллизионные, внутриплитные континентальные), более детально анализирует металлогению докембрийских комплексов, минерагению платформенного чехла. Здесь же изложены принципы металлогенического районирования, основанные на базовых иерархических структурно-металлогенических таксонах, методики составления металлогенических карт различных масштабов, вопросы специальной металлогении. Завершают данную часть основные положения прикладной металлогении, принципы построения прогнозно-металлогенических моделей и составления прогнозно-поисковых комплексов, что является наиболее ценным для геологов-практиков. Однако последний раздел, по сравнению с предшествующими, выглядит несколько схематичным, и представля-

ется желательным его расширение в случае дальнейшей переработки и переиздания учебника.

Оценивая в целом научный труд В.И.Старостина, следует отметить несомненную удачу автора, создавшего выдающуюся, не имеющую пока аналогов, сводку по металлогеническому анализу. Изданный учебник является не только прекрасным пособием для студентов, магистрантов и аспирантов вузов по направлению «Геология и разведка полезных ископаемых», но и будет служить подспорьем для преподавателей, читающих аналогичные курсы на геологических факультетах. Для геологов-исследователей и производственников учебник может стать настольной книгой в повседневной деятельности.

Следует рекомендовать автору, профессору В.И.Старостину, учесть высказанные замечания и подготовить новое издание учебника, более качественное с полиграфических позиций.

Тайны дна Ледовитого океана

А.В.ГУЩИН (ФГУП «Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов» («ИМГРЭ»); 121357, г.Москва, ул.Вересаева, д.15)

Гущин Анатолий Васильевич

Автор книги «Арктида»* А.А.Кременецкий — активный участник знаменательной полярной геолого-геофизической экспедиции (август—сентябрь 2012 г.) на ледоколе «Капитан Драницын» в высокоширотных льдах над подводным поднятием Менделеева. Книга богато иллюстрирована цветными фотографиями и схемами. Читателей любого возраста и профессии с первых ее страниц захватывает история освоения Арктики, вновь влекут личности «великого племени естествоиспытателей» и их последователей. Геолого-структурная схема побережья Арктики, вид дна Северного Ледовитого океана, карта маршрута экспедиции, названия знаменитых арктических островов вызывают в памяти идеалы романтических лет.

Приятно, что эти мечты воплощаются нашими знакомыми, почти на наших глазах. Книга «Арктида», настроенная на оптимистический лад, делает читателей сопричастными радостям и переживаниям ее автора. Она жива и современна, почти сиюминутна, благодаря вставкам в ткань путевых заметок голосов-диалогов действующих лиц. С их помощью легко проникаем в серьезные научные проблемы и важные государственные задачи, связанные с «тайнами дна» — внешними границами континентального шельфа, увеличением владений России.

Эти тайны небезразличны для нас. Мы озабочены «амбициозными» планами НАТО, предвидим истощение энергетических ресурсов, стремимся найти новые миллиардные запасы нефти и газа. Для этого надо успеть за короткий срок составить заявку в Комиссию ООН по континентальному шельфу. Надо доказать этой Комиссии и всему миру, что подводное поднятие Менделеева является продолжением Сибирского материка, его затопленным отрогом, скрытым водами и льдами Ледовитого океана.

В книге рассказано, как похожая интрига владела умами не только русских зверобоев, купцов и государственных мужей. Она изобилует изображениями бескорыстных героев: молодых Г.Я.Седова, Фритюфа Нансена, Р.Амундсена, Альфреда Вегенера, Джорджа Де Лонга, Б.А.Вилькицкого, лейтенанта А.В.Колчака, В.А.Обручева, О.Ю.Шмидта, «папанинцев», Я.Я.Гаккеля. Арктика призывает узнавать своих первопроходцев. Список поможет даже тем,

кто не любит читать книг. Увидев эти имена, они не пропустят их в интернете.

Большое достоинство «Арктиды» — использование первоисточников, дневников ковавших своей жизнью исследователей, преодолевших страх и невзгоды, совершивших великие открытия. Узнаем в ней также любопытные подробности полярных исследований в наши дни, наших современников. Видим их лица и окружение — белых медведей в воде и на льдах, стада моржей, фантастические картины грандиозных волн, кружевную магию и крошево льда, полярные сияния, туманные восходы и закаты в обрамлении мрачных туч. Эффект присутствия читателя рядом с современными подвижниками полный!

Книга напомнит, что смутные годы начала XXI в. не прервали арктических трудов нашей страны. В «Арктиде» А.А.Кременецкий уделяет особое внимание работам российских полярников, выполнивших за последние два десятилетия «уникальные для Ледовитого океана комплексные геофизические исследования» с дрейфующих ледовых баз, научно-экспедиционных и ледокольных судов, добывших драгированный донно-каменный материал.

Все страницы «Арктиды» овеяны дыханием глубокой подводной и подледной тайны дна Ледовитого океана. Особый интерес вызывает живой рассказ ее автора о современных открытиях, сделанных в сентябре 2012 г. Два ледокола и две подводные лодки российской полярной геолого-геофизической экспедиции выполнили поставленные задачи. Видим на страницах «Арктиды» карты с контуром буровых работ, проведенных на дне подводного поднятия Менделеева, схемы сейсмических профилей, наглядную картину строения земной коры. Вот изображения изрезанных ложбинами склонов этого поднятия на глубинах от 1300 до 2800 метров, снятых глазами подводной лодки «Малютка». Видим пневмопушку и донную сейсмическую станцию, барабаны с сейсмодатчиками на палубе ледокола «Диксон», сопереживаем операциям спуска и подъема грейфера и драги, доставших «каменный улов» — обломки разнообразных горных пород.

Книга завершается поучительным свидетельством главного события — извлечения кернов, впервые в мире добытых бурением скальных площадок в трех пунктах подводного поднятия. Их изучение прибли-

*Кременецкий А.А. Арктида. Изд. 2-е дополненное. — М.: ИМГРЭ, 2013.

жает нас к разгадке тайны происхождения твердого дна на этом участке Ледовитого океана. Автор называет свойства этих пород еще одним аргументом «в пользу того, что подводное поднятие Менделеева — часть затонувшей здесь когда-то Арктиды».

Не просто определить жанр рецензируемой книги. Она, несомненно, и путевой дневник, и научно-популярная повесть, и художественное произведение. А.А.Кременецкий, доктор геолого-минералогических наук, оптимист и романтик, вдохновляет и обогащает знаниями всех, кто знакомится с «Арктидой». Многочисленные карты, реконструкции и глубинные

профили красноречиво характеризуют широту взглядов автора и оригинальность его обобщений.

Сказанное позволяет рекомендовать эту книгу для достойного участия в конкурсе имени А.В.Сидоренко. Не так уж часты в нашей литературе живые летописи заслуг и приоритетов отечественных ученых полярников, геологов и геофизиков. Очевидно также воспитательное значение многих примеров целеустремленности, находчивости и героизма исследователей Арктики, славных и драматических историй, украшающих эту книгу, полезную для молодого поколения.

Памяти Виталия Николаевича Долженко

Ушел из жизни Виталий Николаевич Долженко (09.09.1935—30.09.2013) — доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры экологии и рационального природопользования Брянского государственного университета имени академика И.Г.Петровского, Лауреат Государственной премии СССР в области науки и техники, заслуженный деятель науки Киргизской ССР, первооткрыватель многих месторождений.

Виталий Николаевич Долженко происходил из крепкого старинного рода земледельцев, трудившихся на земле Алтая, Дальнего Востока, Киргизии. После окончания в 1955 г. Семипалатинского геолого-разведочного техникума, Виталий Николаевич был направлен в Киргизское геологическое управление, где проработал большую часть своей жизни. Был аспирантом ИГАН Киргизской ССР (1966—1969), научным сотрудником ИГАН Киргизской ССР (1969—1978), заведующим отделом благородных металлов ПНИЛСМ ФПИ (1978—1993). С его именем связаны яркие открытия и глубокие исследования многих месторождений золота, среди которых выделяются Султансары, Кумтор, Джируй. После десятилетий производственного труда, Виталий Николаевич продолжил работу в научных организациях Академии наук и Министерства высших учебных заведений Киргизии.

В.Н.Долженко принадлежит честь авторства новой концепции полигенности золотого оруденения в так называемых черносланцевых толщах. В когорте специалистов по этой проблеме Виталий Николаевич занимает почетное место. Он впервые собрал и обработал представительный материал по геохимии черных сланцев, дав обоснования стратиформности золотого оруденения в них. Новаторская идея молодого ученого была поддержана директором ЦНИГРИ И.С.Рожковым и защищена в этом институте в качестве кандидатской диссертации. Многие годы свои научные работы Виталий Николаевич посвятил развитию этой концепции. Поддержка академика А.У.Асаналиева (Фрунзенский политехнический институт) и профессора Г.П.Воларовича (ЦНИГРИ) способствовали успешному прогнозу золотого оруденения Киргизии — открытию уникального месторождения Кумтор, в настоящее время эффективно отрабатываемого.

После распада СССР и разрушения системы геологического изучения территории страны, он не опустил руки, а энергично работал с иностранными инвесторами, доказывая надежность разведки месторождений Киргизии. Однако в силу не зависящих от



него обстоятельств Виталий Николаевич был вынужден покинуть Киргизию и перейти в Кольский филиал РАН, а потом, выдержав конкурс, он начал работу профессором кафедры физической географии БГУ (2002—2004), профессором кафедры экологии и рационального природопользования (2004—2012).

Всю жизнь Виталий Николаевич активно сотрудничал с учеными ЦНИГРИ, ИГН АН КазССР, Ташкентского политехнического института и ИГЕМ АН СССР, участвовал в сессиях Международного геологического конгресса, ряде международных проектов. За период своей жизни В.Н.Долженко опубликовал 196 работ. Тяжкая быстротекущая болезнь прервала его жизнь, полную научных планов, задумок и надежд.

Виталий Николаевич Долженко — геолог «от бога», неутомимый и целеустремленный исследователь золоторудных месторождений, веселый и общительный собеседник. Был и останется им в нашей памяти и сердцах.

Друзья и коллеги

Письмо в редакцию

Уважаемый Георгий Владимирович!

Московское историко-литературное общество «Возрождение» при содействии ОАО «ГМК Норильский никель» издало книгу геолога Шейнманна Ю.М. «Перед самим собой».

В связи с тем, что Департамент геологоразведки ОАО «ГМК Норильский никель» является постоянным подписчиком журнала «Отечественная геология» направляю в распоряжение редакции журнала указанную книгу в количестве 6 экземпляров безвозмездно.

Директор Департамента геологоразведки
О.Н.Симонов

Дорогие читатели, друзья, коллеги!

Предлагаю вам составленную мною книгу о моем отце Юрии Михайловиче Шейнманне (1901, Киев—1974, Москва).

В книгу включены его записки, письма, путевые очерки и воспоминания коллег и учеников.

Геолог широкого профиля: палеонтолог, геолог-съемщик, геофизик, тектонист, магматист. Из породы энциклопедистов. Около двадцати лет провел в экспедициях. В ходе полевых работ открыл ряд крупных месторождений. Основоположник новой геологической отрасли — глубинной геологии. Автор около 200 печатных работ, доктор геолого-минералогических наук (1947), «Заслуженный деятель науки» (1973).

По окончании Ленинградского горного института (1927) Юрий Михайлович работал в Геологическом Комитете (теперь ВСЕГЕИ) до 1929 г. В молодые годы много работал в Забайкалье, Средней Азии, западном Китае (Синьдзянь).

Дважды репрессирован. Первый срок работал в районе Норильска — сначала на общих работах на руднике, затем как специалист на Норильском никелевом комбинате, где участвовал в разработке угольного месторождения и открыл никелевое месторождение. Позднее на полевых работах в районе Меймечи-Котуя открыл новую провинцию ультраосновных щелочных пород и месторождение слюды. От Норильского комбината был направлен в Красноярский край на Ангари. После освобождения 1947 г. работал главным геологом Ангарской экспедиции, занимавшейся разведкой железной руды (первично-осадочные гематитовые руды Ангаро-Питского железорудного района), бокситов («Татарка»), доломитов на р.Талка. В 1948 г. назначен главным геологом Северо-Тувинской экспедиции. Вторично арестован по «красноярскому делу» геологов и отправлен на Колыму, где работал в «Дальстрое», изучая гранитные массивы. В 1954 г. на Колыме получил известие о полной реабилитации.

Книга эта о том, что ученый может состояться и не «благодаря», а «вопреки» сложным жизненным обстоятельствам.

Сердечно благодарю за помощь в издании книги общество «Возвращение» (С.С.Виленского и А.Г.Мордвинцева) и ОАО «ГМК Норильский никель» и его сотрудников А.Г.Деньгина, П.В.Прохоренко и М.В.Глушенкова.

С уважением Галина Юрьевна Гаген-Торн

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2013 г.

К 40-ЛЕТИЮ ОБРАЗОВАНИЯ ФЕДЕРАЛЬНОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО БЮДЖЕТНОГО УЧРЕЖДЕНИЯ НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

Гордиенко И.В., Анциферова Т.Н. Геологическому институту СО РАН — 40 лет. № 3. С. 3.

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Михайлов Б.К., Михайлова В.П., Беневольский Б.И. О программно-целевых принципах планирования воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых. № 6. С.3.

МАТЕРИАЛЫ VII ВСЕРОССИЙСКОГО СЪЕЗДА ГЕОЛОГОВ

Донской С.Е. Выступление на открытии VII Всероссийского съезда геологов 24 октября 2012 года, г.Москва. № 1. С. 4.

Попов А.П. Доклад на VII Всероссийском съезде геологов 24 октября 2012 года, г.Москва. № 1. С. 6.

Резолюция VII Всероссийского съезда геологов. № 1. С. 12.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф. Коренная золотоносность и сереброносность Ыныкчанского рудно-россыпного поля Аллах-Юньской металлогенической зоны. № 5. С. 10.

Глушкова Е.Г., Никифорова З.С. Коренные источники россыпной золотоносности верховьев р.Усу (юго-западная часть Угуйского грабена). № 5. С. 28.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Орсоев Д.А. Геодинамические обстановки и металлогения Саяно-Байкальской горной области. № 3. С. 7.

Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д. Восходящая миграция флюидов в мантии. Концептуальная, расчетная и аналоговая модели. № 3. С. 24.

Костин А.В. Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы. № 5. С. 3.

Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В. Минералого-геохимические и морфологические особенности россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы. № 5. С. 19.

Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Базарова А.Д., Толочко В.В., Ковалевский В.В., Брагинская Л.П., Григорюк А.П. Вибросейсмические исследования литосферы Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. № 3. С. 16.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Исаев В.П., Татьков Г.И., Бадерин А.М. Оценка прогнозных ресурсов нефти и газа в межгорных впадинах Бурятии. № 3. С. 31.

Ларочкина И.А., Докучаева Н.А., Андреева Е.Е. Оценка перспектив нефтеносности рифейско-вендских отложений в Камско-Бельском авлакогене на территории Республики Татарстан. № 1. С. 14.

Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможных причинах вертикальной зональности распределения углеводородов в нефтегазоносных бассейнах. № 2. С. 26.

Тюкавкина О.В. Изучение геологических и геофизических параметров коллектора для построения модели. № 1. С. 19.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Беляев Е.В. Рифтогенный контроль апатитового оруденения Балтийского щита и его склонов. № 1. С. 36.

Берг Н.В., Богданов Б.П., Сиваши Н.С. Стратиморфная свинцово-цинковая минерализация в карбонатах Южного Тимана. № 1. С. 30.

Блинов А.А. О распределении ресурса россыпного золота на западном участке арктической зоны Якутии (результаты литературного обзора). № 4. С. 18.

Глухов А.Н. Геологическое строение и состав руд золоторудного месторождения Надежда (Магаданская область). № 4. С. 7.

Гусейнов Г.С., Мансуров М.И. Особенности условий локализации золоторудной минерализации Гошинского золотоколчеданного месторождения (Малый Кавказ). № 6. С. 51.

Иванов А.И. Особенности применения традиционных методов поисков месторождений рудного золота в сложных горно-таежных ландшафтах. № 6. С. 12.

Константинов М.М. Структуры золоторудных месторождений. № 2. С. 3.

Кубанцев И.А., Багаева А.А., Петрушков Б.С., Ромашко В.В. Экспериментальная вариограмма как средство анализа пространственной структуры геологических данных различной природы (на примере Верхнеленинградской площади, п-ов Таймыр, Красноярский край). № 2. С. 19.

Лихачев А.П. Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых. № 6. С. 40.

Мельников А.В., Степанов В.А. Геолого-структурные особенности и перспективы золотоносности Адамихинского рудно-россыпного узла Верхнего Приамурья. № 6. С. 31.

Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю. Геолого-физическая характеристика вольфрамовых месторождений Дальнего Востока России. № 2. С. 11.

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Дистанционный прогноз проявлений кимберлитового магматизма в Южной Африке. № 1. С. 24.

Чаадаев А.С., Иванов И.А., Зуев В.М. Инновационное развитие ГРП — главное направление укрепления минерально-сырьевой базы АК «Алроса». № 4. С. 3.

Шнайдер А.А., Авдеев Д.В. Редкометалльные, редкоземельные элементы в оловорудных месторождениях разных генетических типов Сихотэ-Алиня. № 6. С. 21.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Баранов В.В., Блэджетт Р.Б. Корреляция пржидольских отложений (верхний силур) арктических регионов Евразии и Северной Америки. № 5. С. 52.

Беляев Е.В. Антарктида: прогноз и перспективы апатитоносности основных геотектонических структур. № 4. С. 42.

Граханов С.А., Прокопьев А.В., Граханов О.С., Егоров К.Н., Тарабукин В.П., Соловьев Е.Э. Новые данные о геологическом строении дельты р.Лена и перспективах алмазонасности арктического региона. № 5. С. 33.

Гриненко В.С., Князев В.Г. Проблемы стратиграфии верхнего триаса — юры Предверхоанской структурно-фациальной зоны (Восточная Сибирь). № 5. С. 41.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Осадочные толщи Гусиноозерско-Удинской ветви межгорных впадин Западного Забайкалья в неоплейстоцене: состав, генезис и палеогеография. № 3. С. 47.

Коковкин А.А. Комплексная эволюционная модель новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий. № 4. С. 32.

Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Биостратиграфия и брахиоподы ас-сельско-артинских отложений Аркачан-Эчийского междуречья (Западное Верхоянье). № 5. С. 46.

Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области. № 3. С. 38.

Осинов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы. № 1. С. 43.

Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А. Тектонические условия образования структур Сакындинского рудного района (Селенняхский край, Восточная Якутия). № 5. С. 58.

Филиппов В.А. Кужинская серия в тектонических структурах западного склона Южного Урала. № 4. С. 24.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Абрамов Б.Н. Особенности распределения рудных и редкоземельных элементов в породах и рудах Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения (Забайкальский край). № 2. С. 43.

Васильев Д.А., Ивенсен Г.В., Еришова В.Б., Прокопьев А.В. Особенности химического состава нижнемеловых отложений северной части Приверхоанского прогиба. № 5. С. 106.

Врублевская Т.Т., Хубанов В.Б., Цыренов Б.Ц. Образование трахиандезитов и трахидацитов при смешении контрастных магм в сложных дайках (Западное Забайкалье). № 3. С. 55.

Гладков Е.А., Трифионов Н.С. Влияние подземных рассолов на доломитизацию известняков по результатам моделирования. № 1. С. 70.

Граханов С.А., Смеров А.П., Помазанский Б.С., Егоров К.Н. Алмазоносные юрские отложения северо-востока Сибирской платформы. № 5. С. 73.

Дамдинов Б.Б., Мурзин В.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Дамдинова Л.Б. Новые данные по минералогии и геохимии углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Восточного Саяна. № 3. С. 74.

Егоров К.Н., Кошкарев Д.А. Особенности состава литосферной мантии и перспективы коренной алмазоносности юга Сибирской платформы (по данным изучения химизма и редкоземельного состава пиропов). № 1. С. 70.

Жалсараев Б.Ж. Оценка возможностей рентгеновских спектрометров поляризованными пучками. № 3. С. 99.

Зайцев А.И., Кондратьева Л.А. Изотопный состав стронция из жильного материала Задержинского золоторудного месторождения (Южное Верхоянье). № 6. С. 57.

Зайцев А.И., Смеров А.П. Rb-Sr систематика Чомурдахского и Верхне-Мунского полей (Якутия) и прогнозная оценка их алмазоносности. № 5. С. 81.

Орсоев Д.А., Булатов А.Н., Гордиенко И.В. О природе платиновой минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия). № 3. С. 85.

Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Рупп Г.С. Пегматиты Ошурковского апатитовосного плутона (возраст, минеральный состав, изотопная характеристика). № 3. С. 65.

Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. Продуктивность и рудоносность пород гранит-лейкогранитового комплекса на редкие земли, иттрий (Чаткало-Кураминская континентальная окраина). № 1. С. 59.

Савченко И.Ф., Белозеров Н.И. Путь органического углерода океанических осадков в процессе формирования геологических структур восточной Азии. № 2. С. 50.

Смеров А.П., Белоусова Е.А., Зайцев А.И., Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Опарин Н.А. Первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубки Манчары. № 5. С. 68.

Степанец В.Г., Кряжева Т.В., Марченко И.А. К вопросу о генезисе рудных хромитов надсубдукционных офиолитов (на примере супертеррейна Толпак Центрального Казахстана). № 4. С. 48.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Состав и условия формирования гранитов Куларского поднятия Верхояно-Колымской орогенной области. № 5. С. 93.

Хачатрян Г.К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений. № 2. С. 29.

Ходырева Е.В., Патрахина А.В., Канакин С.В., Рупп Г.С. Минеральный состав и генетические особенности апатит-магнетитовых руд месторождения Северный Гурвунур (Западное Забайкалье). № 3. С. 91.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Козлова А.В. Региональные геофизические исследования в районе Центрального Тянь-Шаня (профиль MANAS). № 4. С. 56.

Михеева А.В., Кузнецов В.Ф. Об изучении морфологических особенностей ударного кратера по материалам дистанционного зондирования Земли. № 4. С. 61.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Дроздов А.В., Попов В.Ф. Формирование подземных резервуаров в криолитозоне Сибирской платформы, пригодных для удаления жидких токсичных отходов. № 2. С. 57.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Астахов Н.Е., Плюснин А.М., Гунин В.И. Методика поиска радоновых вод (на примере участка Котокель). № 3. С. 118.

Дорошкевич С.Г., Смирнова О.К., Плюснин А.М. Оценка фонового состояния территории молибденового месторождения Жарчиха в связи с его предстоящей отработкой. № 3. С. 112.

Смирнова О.К., Плюснин А.М., Хажеева З.И. Современное минералообразование в местах складирования отходов горнорудной промышленности. № 3. С. 104.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Вартанян Г.С., Стажило-Алексеев С.К., Зальцберг Э.А. Гидрогеодеформационный мониторинг: перспективы сейсмического прогноза. № 6. С. 61.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Состав и возраст пород фундамента Тихоокеанской мегавпадины. № 1. С. 83.

Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Континентальные породы в Индийском океане. № 6. С. 92.

Куприн П.Н. Структура Малой Зондской островной дуги в Азиатско-Австралийском сегменте континентальной окраины — переходной зоны Тихого океана. № 6. С. 80.

Углов Б.Д., Мирлин Е.Г. Геодинамика Восточного Средиземноморья в свете новых данных о латеральной неоднородности литосферы. № 6. С. 71.

ДИСКУССИИ

Барышев А.Н. Проблемы палеореконструкций аккреационных призм. № 4. С. 82.

Гладков Е.А., Гладкова Е.Е. Влияние «глубинной нефти» на создание корректной 3D модели. № 6. С. 100.

Кемкин И.В. Строение и возраст кремнисто-терригенных образований восточной части Северного Сихотэ-Алиня. № 4. С. 68.

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Письмо в редакцию. № 6. С. 113.

РЕЦЕНЗИИ

Бескин С.М., Буренков Э.К., Гусев Г.С. Российская геологическая энциклопедия — уникальное и необходимое издание. № 4. С. 85.

Гущин А.В. Тайны дна Ледовитого океана. № 6. С. 110.

Зайцев В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. № 4. С. 86.

Ручкин Г.В. Современные теоретические основы прогноза и поиска месторождений полезных ископаемых. № 6. С. 108.

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа — об итогах 1-х Кудрявцевских Чтений. № 2. С. 68.

Иогансон Л.И. О книге «Воспоминания о Льве Исааковиче Красном». № 4. С. 87.

Киперман Ю.А., Школьник Э.Л., Панин О.Н. Фосфаты в современном мире к итогам международной конференции «Фосфаты 2012» в Марокко. № 2. С. 63.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

75-летие И.Ф.Мигачева. № 3. С. 122.

К 100-летию со дня рождения Николая Алексеевича Шилов. № 2. С. 69.

Памяти В.Н.Долженко. № 6. С. 112.

Памяти Г.И.Татьякова. № 3. С. 124.