

ISSN 0038-5069

Советская геология



6/1990

Континентальное научное бурение в США

Проблемы рудогенеза на XXVIII сессии МГК

Нефтегазоносность Тихоокеанского подвижного пояса

Геоэлектрохимические методы поисков

Термобарогеохимическое моделирование рудогенеза

**Тульский филиал ЦНИГРИ
создает
модели месторождений твердых
полезных ископаемых
из природного каменного материала**

Модели представляют собой альбомы, содержащие систематизированный набор пород и руд в виде тонких полированных пластин, шлифов и аншлифов размером $32 \times 23 \times 6$ см (при количестве образцов каменного материала порядка 50 штук).

В альбомах приведены краткие сведения о геологическом строении месторождений, геологическая карта, разрезы и другие графические материалы, отражающие особенности размещения рудных тел, зональность оруденения и т. д., дается характеристика состава пород и руд, их текстуры, структуры, различных типоморфных свойств.

Альбомы, благодаря компактности и стандартному формату, могут храниться в библиотеках и фондах, удобны для оперативного ознакомления с месторождениями в кабинетных условиях путем изучения каменного материала, в том числе на уровне микроскопических исследований.

Наряду с альбомами — моделями месторождений могут быть изготовлены альбомы, содержащие эталонную коллекцию пород и руд, каменный материал для сравнительного анализа месторождений, отражающие эндогенную зональность объектов, характер окolorудных изменений пород и т. д.

Альбомы предназначены для научных работников, специалистов производственных организаций, в том числе по горно-буровому делу и обогащению, учащихся высших и средних учебных заведений.

Для заинтересованных организаций Тульский филиал ЦНИГРИ может изготовить альбомы любого назначения в одном или нескольких экземплярах, по любому месторождению Советского Союза, находящемуся в стадии разведки или разработки. По желанию заказчика к альбомам прилагаются их цветные фотографии или слайды.

**Заказы направляйте по адресу: 300904, г. Тула, пос. Менделеевский, ул. Менделеева, 16, ТФ ЦНИГРИ.
Телефоны: 25-21-58, 31-22-15.**

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

Советская геология

Ежемесячный научный журнал Министерства геологии СССР

6/1990

Основан
в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк



МОСКВА «НЕДРА»

Габриэлянц Г. А. Современные задачи геологической службы страны	3	Яцкевич С. В., Альжанов А. А., Таскин- баев К. М. Роль вторичных галогенных толщ в формировании внутримулловых струк- тур	76
МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ			
Лазыко Е. М., Ляхов Ю. В., Пиз- нюр А. В. Термобарогеохимическое моделирование рудных формаций и практика прогнозно- оценочных работ	8	МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ			
Старобинец И. С., Обухова М. В. Геохимические критерии сохранности скоплений углеводородов в связи с оценкой нефтегазоносности	19	Зорина Ю. Г., Родникова Р. Д. Нефтегазоносность рифтогенных струк- тур западной части Тихоокеанского под- вижного пояса	
Рысс Ю. С., Гольдберг И. С., Василье- ва В. И., Ворошилов Н. А. Возможности применения геоэлектрохи- мических методов для поисков нефтега- зовых месторождений	28	МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ			
Кривцов А. И. Геолого-генетические проблемы рудных месторождений	34	Гурская Л. И. Мафит-ультрамафитовый магматизм и глубинное строение коры и мантии Зем- ли	
Ельянова Е. А., Мирлин Е. Г. Океанский рудогенез	47	Иевлев А. А., Беллев А. А. Ультраструктуры кремнистых пород как источник генетической и прогнозно-по- исковой информации	
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ			
Баранова З. Е., Киричкова А. И. Структурно-фациальное районирование и стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины	56	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА			
Худолей А. К., Гурьев Г. А. Южное Верхоянье и Кордильеры — ре- зультаты сравнительного анализа	67	Хахаев Б. Н., Цветков Л. Д. Континентальное научное бурение в США	
из истории геологических открытий			
У истоков отечественной гидрогеологии		120	
75-летие Виктора Андреевича Ярмолю- ка		123	
70-летие Георгия Витольдовича Войтке- вича		124	
Памяти Лазаря Иосифовича Салопы		126	

Художественный редактор Ю. И. Иванов
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 24.04.90. Подписано в печать 23.05.90. Т-09706.
Формат 70×108^{1/8}. Бумага книжно-журнальная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,72. Уч.-изд. л. 13,10. Тираж 2430 экз.
Заказ № 276. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1990

© Г. А. Габриэлянц, 1990

Современные задачи геологической службы страны*

Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ (Мингео СССР)

В этом году геологи страны в 25-й раз отмечают свой профессиональный праздник. День геолога — это праздник всех, кто связал свою жизнь с изучением геологии страны, выявлением ресурсов ее недр — рабочих, инженерно-технических работников и ученых, занятых нелегким геологическим трудом в организациях Министерства геологии СССР, добывающих министерств, Академии наук СССР, в вузах и других предприятиях и ведомствах.

День геолога мы встречаем в ответственный период. Страна находится на историческом переломе. Советское общество, Коммунистическая партия анализируют свое прошлое, критически оценивают настоящее, ищут формы и методы создания качественно нового будущего. Особое значение в жизни страны и общества имеют решения, связанные с коренными изменениями в правовых основах страны, с введением института президентства. Эти решения вызваны потребностью в стабильном развитии страны, придании большей динамики перестройке, обеспечении эффективного функционирования всех государственных и общественных институтов, в защите интересов СССР на международной арене.

День геолога мы традиционно рассматриваем как рубеж, на котором оцениваются итоги пройденного пути, наш вклад в развитие народного хозяйства страны и намечаются новые задачи.

Анализ состояния минерально-сырьевых ресурсов позволяет утверждать, что созданная минерально-сырьевая база является национальным богатством нашей страны. Стоимость разведанных запасов полезных ископаемых в недрах по современным оптовым ценам составляет 7 триллионов 650 миллиардов рублей.

В то же время в структуре минерально-сырьевой базы имеются недостатки. Прежде всего следует отметить недостаточное обеспечение разведанными запасами действующих горнодобывающих и нефтедобывающих предприятий. Повышение эффективности и продление деятельности таких предприятий за счет выявления новых месторождений или дополнительных запасов на уже известных имеет большое экономическое и социальное значение. В ряде регионов в части разведанных запасов существенна доля минерального сырья невысокого качества, многие новые объекты находятся в неблагоприятной для эксплуатации географической обстановке.

В 1989 г. геологи страны выполнили все геологические задания как по приросту разведанных запасов, так и по завершению разведки месторождений и утверждению запасов их в ГКЗ СССР. Значительно расширена минерально-сырьевая база ряда крупнейших эксплуатируемых месторождений. Подготовлены к промышленному освоению новые месторождения, имеющие большое народнохозяйственное значение: нефти и газа — в Западной Сибири, олова — в Якутии, бокситов — в Коми АССР, титана и циркония — в Казахстане и т. д. В 1989 г. разведано 86 месторождений полезных ископаемых, передано для промышленного освоения 65 объектов. Поисковыми работами открыто 73 месторождения нефти и газа, из них 32 — в Западной Сибири.

Идет завершающий год пятилетки. Всем нам — от работников партий и экспедиций до сотрудников министерства предстоит немало по-

* Выступление на торжественном собрании, посвященном Дню геолога 30 марта 1990 г.

трудиться, чтобы выполнить геологические задания 1990 г. и пятилетнего плана. У нас есть уверенность, что эти задания будут реализованы по Мингео СССР в целом. Нужно сделать все возможное, чтобы они были выполнены каждой организацией, по каждому конкретному месторождению.

Двенадцатая пятилетка завершается. Мы уже сейчас должны думать, с какой минерально-сырьевой базой страна войдет в третье тысячелетие, как она будет развиваться в XXI веке.

В условиях осуществляемой в стране экономической реформы, предстоящего перехода на республиканский и региональный хозрасчет возрастает роль централизованного планирования развития минерально-сырьевой базы с учетом интересов не только республик и регионов, но и народного хозяйства СССР в целом.

Изучение геологического строения и развитие минерально-сырьевой базы страны, с нашей точки зрения, должно осуществляться по единой общесоюзной системе, естественными составляющими которой являются Энергетическая и Продовольственная программы, программа по стратегическим видам минерально-сырьевых ресурсов. Реализуя эти имеющие общегосударственное значение программы, мы должны отчетливо себе представлять, что в современный период, как никогда раньше, стране нужны высокорентабельные месторождения, доступные для быстрого и высокоэффективного освоения.

Наращивание запасов без ускоренного их вовлечения в эксплуатацию — недопустимая роскошь для экономики государства. В масштабах страны требует решения вопрос о соотношениях темпов развития добывающих отраслей и минерально-сырьевой базы на современной геолого-экономической основе. Не столь просты проблемы сбалансированности между реальной потребностью в минеральном сырье, его добычей и приростами запасов. Эти общегосударственные проблемы требуют глубокого межведомственного анализа в целях формирования оптимизированной политики в области минерально-сырьевой базы.

Особое значение приобретают работы по Геоэкологической программе. Уже возникли и трудно решаются такие жизненно важные задачи, как выявление геоэкологического строения территорий, оценка допустимости нагрузок на геологическую среду, принятие конкретных мер по улучшению среды обитания во многих районах страны. В рамках этой программы должны быть разработаны способы утилизации уже созданных техногенных скоплений горных масс, реализованы щадящие технологии геологоразведочных и добычных работ и решены задачи по комплексному использованию минерального сырья и полноте его извлечения из недр. Соответственно в функции геологической службы страны должна быть введена и охрана недр.

Наряду со стратегическими мы должны решать и тактические задачи, которые ставят перед нами реалии народного хозяйства. Наиболее острая проблема — продовольственная. Расширение и укрепление минерально-сырьевой базы для агропромышленного комплекса — обеспечение его фосфоритами, апатитами, калийными солями и нетрадиционными, экологически чистыми мелиорантами — важнейшая задача разведчиков недр. Большое значение имеет агрогеохимическое районирование территории страны.

Представляется необходимым в перспективе перевести хозяйственно-питьевое водоснабжение народного хозяйства на подземные воды, поэтому их поискам и разведке должно уделяться все большее внимание.

Новым направлением деятельности Мингео СССР должна стать эксплуатация силами геологических организаций *небольших месторождений дефицитных и широко распространенных полезных ископаемых.*

Уместно вспомнить, какими путями шла геологическая служба нашей страны, создавая минерально-сырьевую базу народного хозяйства,

чьей энергией и усилиями обеспечивались прорывы в неизведанное, кому мы обязаны открытиями, создавшими наше минерально-сырьевое благосостояние.

Вспомним время геологических десантов «в белые пятна» страны: А. Е. Ферсмана — в Хибин, Ю. А. Билибина — на Колыму, Н. Н. Урванцева — в район Норильска и др. В тяжелое для страны время были созданы крупнейшие сырьевые базы, построены мощные добывающие предприятия, еще и сегодня имеющие важное народнохозяйственное значение.

Мы знаем, что в геологии материализация идей имеет решающее значение. На основе идей В. И. Вернадского и А. А. Саукова создан *мощный инструментальный геохимический поиск.* Теоретические труды Г. А. Гамбурцева реализовались в эффективных технологиях сейсмических исследований недр Земли, идеи и разработки В. В. Федынского стали базой для комплексных геофизических методов поисков и разведки месторождений.

Металлогенические идеи В. А. Обручева, С. С. Смирнова, В. С. Смирнова, Д. И. Щербакова, К. И. Сатпаева, А. Н. Заварицкого, Е. Т. Шаталова, М. П. Русакова, М. Н. Годлевского воплотились в создание новых рудных районов, в возникновение городов и предприятий. Дерзкая для своего времени идея Н. М. Федоровского, а позднее и В. С. Соболева о потенциальной алмазности Восточной Сибири привела к созданию «алмазного цеха» страны. Идеи И. М. Губкина, А. А. Трофимука, А. Я. Кремса, Д. В. Наливкина, Н. Н. Ростовцева, Ю. Г. Эрвье и многих других геологов-нефтяников революционизировали энергетическую базу страны.

Минерально-сырьевому развитию страны способствовали труды работников Геолкома — Н. К. Высоцкого, И. Ф. Григорьева, А. П. Карпинского, Н. Г. Кассина, М. М. Тетяева, П. М. Татарникова и многих других.

Мы помним подвиг разведчиков недр периода Великой Отечественной войны, обеспечивших оборонное и промышленное производство страны минеральным сырьем в труднейших условиях военного времени.

Достойны уважения имена многих и многих первооткрывателей и первооткрывателей. Наш святой долг — возродить забытые имена наших предшественников, воссоздать историю геологии нашей страны через имена и труд людей, отдавших свои знания и жизнь созданию минерально-сырьевого могущества нашей Родины.

Индустриализация и технологизация геологоразведочного процесса привели к существенным прорывам в объемах проводимых работ, в темпах геологического освоения территорий. Новые открытия стали делом больших коллективов. В то же время при всех успехах отрасли геологическая мысль, геологическая идея стала теряться на фоне технологизации, подавляться недостаточной мобильностью современного геологоразведочного производства. Мы должны принять все необходимые меры для возрождения приоритета геологической идеи во всех звеньях нашей работы, добиться того, чтобы геологическая мысль вела за собой геологоразведочное производство.

В истории развития горнодобывающих отраслей промышленности и минерально-сырьевых баз неоднократно возникали ситуации, когда казалось, что наступает угроза истощения энергетических и минеральных ресурсов, тогда как на самом деле исчерпывались геологические идеи. Новые идеи в прогнозировании месторождений, методике, технике и технологии проведения геологоразведочных работ и изучения полезных ископаемых в прошлом неоднократно приводили к открытию новых минеральных ресурсов. Ныне геология как теоретическая, так и прикладная остро нуждается в новых идеях.

К сожалению, на современном этапе *научно-технический прогресс пока недостаточно влияет на интенсификацию геологоразведочного производства*. Еще не создан механизм, экономически связывающий интенсификацию производства с внедрением научно-технических достижений. Основные положения концепции ускорения научно-технического прогресса в стране, выдвинутые ГКНТ СССР на широкое обсуждение, полностью разделяются министерством в отношении нашей отраслевой науки. Концепция открывает широкие возможности для устранения возникших тормозящих факторов. Вместе с тем, мы должны создать эффективный внутриотраслевой механизм реализации научно-технических достижений, основанный, прежде всего, на рациональной инвестиционной политике и экономических факторах стимулирования.

Перед нами стоят большие задачи *совершенствования хозяйственного механизма и улучшения экономики геологоразведочных работ*. Необходимо осуществить меры по оздоровлению экономики геологоразведочных работ, усовершенствовать хозяйственный механизм для усиления его влияния на эффективность и качество работ, на противозатратность, на повышение заинтересованности коллективов в достижении высоких конечных результатов.

Современная экономика геологоразведочной отрасли немыслима вне связи с экономикой народного хозяйства страны. Ключевой вопрос — экономическая значимость создаваемого отраслью продукта. Всем известны проблемы цены на запасы и сложности их решения. Отрасль создает в большом объеме продукцию информационного характера, которая не получает экономической оценки, хотя по своему содержанию не только драгоценна, но и бесценна. Представляется необходимым довести до логического конца систему ставок возмещения за добычу сырья. Требуется решения вопрос о праве собственности на чисто геологическую информацию, о ее цене, путях и способах реализации.

В современных условиях геологи обеспокоены будущим отрасли — как цельной системы геологической службы страны. Создающиеся правовые основы собственности в стране, республиканского хозрасчета, договорных союзных отношений обусловили объективные предпосылки для перехода к союзно-республиканской системе геологической службы. В этой связи мы придаем большое значение будущему законодательству о недрах. Очевидно, что право собственности на абстрактные недра, не имеющие конкретного выражения ценности, не обладает экономическим содержанием. Придание ценности недрам, определение их возможного стоимостного содержания должно стать главной функцией общесоюзной геологической службы. Статус общесоюзных должны иметь и те виды геологоразведочных работ, которые решают стратегические задачи. Именно в этом направлении следует пересмотреть содержание госзаказа на геологоразведочные работы. В остальных случаях выполнение работ зависит от заказов соответствующих собственников либо пользователей недр. Вместе с тем, в новых условиях надлежит сохранить единую для страны систему изучения недр, учета выявления и использования их ресурсов.

Решение стоящих перед нами задач немыслимо без радикального *ускорения социального развития отрасли*. Нам необходимо обеспечить выполнение заданий 1990 г. и двенадцатой пятилетки по вводу в эксплуатацию объектов социально-бытового назначения. Мы придаем большое значение созданию ассоциации геологических организаций и предприятий для строительства в центральных районах РСФСР и других регионах жилья для работающих на севере страны. Приняты меры по созданию собственных баз стройиндустрии, увеличению производства товаров народного потребления за счет перепрофилирования имеющихся и ввода новых производственных мощностей, их технического перевооружения, создания кооперативов. Создается про-

грамма «Поле», реализация которой должна улучшить условия жизнедеятельности геологов в полевых условиях.

Изменение экономических условий хозяйствования, перевод на хозрасчет и валютное самообеспечение требуют *перестройки внешнеэкономической деятельности и взаимоотношений с зарубежными партнерами*, развития новых прогрессивных форм сотрудничества, таких как компенсационные сделки, создание совместных с зарубежными партнерами организаций для проведения поисково-оценочных, разведочных и добычных работ. Следует также в необходимых случаях привлекать иностранные фирмы к совместному выполнению работ в зарубежных странах.

Мы придаем большое значение *укреплению прямых связей Мингео СССР с горнодобывающими министерствами. Академией наук СССР и другими ведомствами* при четкой координации и интеграции усилий при решении общих задач. Формы координации могут быть различными — договоры о содружестве и финансовые договоры, совместно выполняемые комплексные целевые программы, обсуждение основных проблем на совещаниях и конференциях и т. п. — но важно подчинить их достижению единой конечной цели.

Гарантиями успешного решения стоящих перед отраслью задач являются:

во-первых, *славные традиции нашей геологической школы*, сложившиеся в результате целеустремленного труда многих поколений российских и советских геологов, традиции, заложенные нашими великими предшественниками;

во-вторых, наши теоретические разработки и практика геологоразведочного производства опираются на *прочный фундамент государственных геологических исследований, проводимых по единым принципам и на единой научно-методической основе* по всей территории страны;

в-третьих, *глубоко интернациональный характер советской геологической службы*. На огромных просторах нашей Родины в единых коллективах дружно, плечом к плечу трудятся люди разных национальностей и народностей.

Успех решения стоящих перед отраслью задач обеспечивается *высоким профессионализмом разведчиков недр* — геологов, геофизиков, гидрогеологов, геохимиков, мастеров скоростной проходки буровых скважин и горных выработок. Многие передовые бригады уже перевыполнили пятилетние задания. Среди них бригады буровых мастеров В. А. Букрина, «Мегионнефтегазгеология», В. С. Соловьева, «Обьнефтегазгеология», А. Я. Гоппа, «Иркутскгеология», А. В. Минина, «Уралгеология», Н. Л. Топоркова, «Краснохолмскгеология».

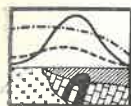
Труд разведчиков недр высоко оценивается в нашей стране. В числе первых, получивших недавно учрежденное почетное звание «Заслуженный работник промышленности СССР», И. К. Кравцов — директор завода «Казгеофизприбор» и В. С. Четкин — главный геолог ПГО «Читагеология».

Большая группа работников удостоена званий лауреатов Государственной премии СССР, премии Совета Министров СССР и отраслевой премии Мингео СССР. Удостоены почетных званий «Заслуженный деятель науки РСФСР» Ю. Г. Старицкий, «Заслуженный геолог РСФСР» — начальник партии Белгородской экспедиции С. В. Потапов, главный геолог «Приморгеологии» Н. Ф. Костерев, ведущий геофизик экспедиции «Оренбурггеологии» В. И. Гирская и многие другие.

За большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы страны, активную общественную деятельность более 60-ти человек удостоены звания «Почетный разведчик недр». Среди них работники Академии наук СССР (академик В. Е. Хаин), ГКЗ СССР (С. В. Калужный),

Минуглепрома СССР (В. Ф. Твердохлебов) и Гособразования СССР (проф. А. В. Дружинин).

Сегодня, как и двести лет назад, актуален призыв великого русского мыслителя и геолога Михаила Васильевича Ломоносова: «Пойдем ныне по своему отечеству; станем осматривать положения мест и разделим к производству руд способные от неспособных, потом на способных местах приглядим примет надежных, показывающих места самые рудные... Дорога будет не скучна, в которой хотя и не везде сокровица нас встречать станут, однако везде увидим минералы в обществе потребные, которых промыслы помогут принести не последнюю прибыль отечеству».



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.41 : 553.3

© Е. М. Лазько, Ю. В. Ляхов, А. В. Пизнюр, 1990

Термобарогеохимическое моделирование рудных формаций и практика прогнозно-оценочных работ

Е. М. ЛАЗЬКО, Ю. В. ЛЯХОВ,
А. В. ПИЗНЮР (Львовский госуниверситет)

За минувшее десятилетие выполнены исследования, существенно продвинувшие вперед теорию и методологию термобарогеохимии (ТБГХ), изучающей рудоносные и рудогенерирующие среды по их флюидным включениям в минералах [2, 3, 6, 14]. Термобарогеохимия дает возможность «с мерой и весом» оценивать главные физико-химические параметры минералообразования, на этой основе объективно подходить к установлению генезиса месторождений и уверенно решать как чисто прикладные, так и металлогенические задачи. Можно рассчитывать, что при дальнейшем совершенствовании методик изучения флюидных включений будут получены данные и об относительном времени развития процессов рудообразования, в т. ч. их продуктивных стадий.

Первостепенное значение приобрели сейчас три основных направления термобарогеохимических исследований: 1) определение главных физико-химических параметров минералообразующих флюидов — температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации; 2) совершенствование с позиций ТБГХ существующих генетических моделей месторождений и их

генетической типизации, рудноформационный анализ, районирование металлогенических провинций с выявлением характера связи оруденения с магматическими комплексами, определением важнейших структур циркуляции металлоносных растворов и участков разгрузки гидротермальных систем; 3) разработка и использование методов термобарогеохимического картирования и пространственно-временного моделирования при прогнозировании оруденения и в поисково-оценочной практике на разных стадиях геологоразведочного процесса.

Результаты применения методов ТБГХ при изучении постмагматических месторождений различных рудных формаций Забайкалья, Якутии, Дальнего Востока, Восточного Саяна, Алтая, Средней Азии, Центрального Казахстана и других регионов позволили наметить общие контуры ее нового направления — прикладной термобарогеохимии [6]. Спектр решаемых ею вопросов достаточно широк и заслуживает специального рассмотрения.

Главные физико-химические факторы развития промышленного оруденения. Состояние природных геохими-

ческих систем и способность их к мобилизации и транспортировке рудных компонентов, а также отложению минеральных скоплений определяются в первую очередь характером сочетания главных интенсивных параметров — температуры и давления. Пределы вариации и динамики изменения их значений зависят от глубины протекания эндогенных процессов и особенностей конкретных геолого-структурных ситуаций, обуславливающих градиентный характер рудогенерирующих систем в целом и их локальных участков. Именно это определяет процессы кристаллизационной и ликвационной магматической дифференциации и кислотно-щелочной дифференциации гидротермальных (в широком смысле) систем с селективной концентрацией компонентов в виде магматогенных силикатных и рудно-силикатных, пневматолитово-гидротермальных и особенно гидротермальных минеральных парагенезисов.

Тепловой режим системы в температурном выражении является одним из основных факторов подвижности химических элементов и их соединений. Его изменения в условиях палеоградиентных полей приводят к закономерному распределению в пространстве минеральных ассоциаций, обуславливающих появление минералогеохимической зональности разного типа и масштаба.

Совокупность термобарогеохимических и геолого-минералогических данных, служащих основой при определении генезиса постмагматических месторождений, свидетельствует о том, что процессы их формирования характеризовались различными чертами физико-химического режима растворов и динамики их регрессивно-инверсионных изменений во времени и в пространстве: от 600—50 °С и 300—20 МПа на значительных глубинах до 380—50 °С и 20—1 МПа в близповерхностных зонах. По мере приближения к палеоповерхности Земли в связи с повышением степени открытости гидротермальных систем закономерно снижались плотность флюидных фаз, общая концентрация растворенных солей, CO₂ и других газов при увеличении доли O₂. Роль фактора глубинности наиболее значительна в ранние

1. Температурные условия рудообразования, °С

Рудные формации и их группы	Продуктивная стадия	Оптимальный интервал выделения главных металлоносных парагенезисов*
Молибденитовая	440—330	390—355
Медно-молибденитовая	440—250	400—350 (Mo), 345—260 (Cu)
Вольфрамит-молибденитовая	440—240	405—360 (Mo), 355—255 (W)
Золоторудная средних глубин	280—190	260—200
Золоторудная малых глубин	220—180	250—190
Свинцово-цинковая	275—155	270—220 (Zn), 225—160 (Pb)
Ртутная	170—90	150—110
Флюоритовая	215—110	200—130

* Устанавливается по включениям в кварце и других минералах основных металлоносных парагенезисов в пределах рудных столбов.

периоды рудообразования, когда различия теплового режима на разных уровнях были особенно контрастными (380—250 °С на глубине до 1 км от палеоповерхности, 600—260 °С на средних и относительно больших глубинах). Более поздние стадии развивались преимущественно в сходном тепловом режиме, что может рассматриваться в качестве одной из причин однотипности (в рамках конкретной рудной формации) состава возникающих ассоциаций минералов, в т. ч. продуктивных.

Диапазон изменения температур растворов в продуктивные стадии оруденения для большинства рудных формаций довольно устойчив и почти не зависит от конкретных геологических условий и минерального типа месторождений (табл. 1). Причем, если температуры образования главных продуктивных стадий минерализации несколько варьировали, то накопление основной массы полезных компонентов происходило при снижении температуры в относительно узком интервале (10—70 °С), постоянно повторяющемся в районах с разной историей геологического развития, т. е. не зависит от их геотектонической позиции [5]. Это связано с тем, что для многих металлов устанавливается конкретная (оп-

тимальная) температура, при которой, судя и по экспериментальным данным, начинается разрушение их миграционных комплексов с сопряженной кристаллизацией устойчивых минеральных соединений.

Таким образом, среди интенсивных параметров температура выступает как регулятор качественных (минералогеохимических) характеристик оруденения; в ходе регрессивных изменений режима выстраивается ряд минеральных комплексов, закономерно сменяющихся во времени. В общем виде такой ряд характерен практически для всех рудных формаций — от наиболее высокотемпературных — существенно кварцевых и кварц-полевошпатовых, преимущественно редкометалльных ассоциаций к среднетемпературным — кварц-сульфидным и существенно сульфидным медно-свинцово-цинковым, золото-серебряным и др., затем к низкотемпературным — кварц-карбонатным ртутно-сурьмяным. Подобная последовательность иногда наблюдается в виде минеральных зон, сменяющих одна другую по мере удаления от контактов с близкими по времени магматическими телами и от крупных центров разгрузки гидротермальных систем (тела взрывных брекчий, участки сопряжения разломов глубокого заложения). Вокруг таких центров проявляется, по данным термобарогеохимического картирования, и палеотемпературная зональность — пульсационная с центробежным перекрытием зон и фациальная [8, 10].

Давление — также один из важнейших факторов мобилизации вещества, передвижения рудообразующих флюидов и концентрации полезных компонентов. Мобилизация металлов осуществляется в магматическом расплаве с последующим накоплением в остаточном рудогенерирующем очаге, а также путем извлечения их из пород, через которые циркулируют флюиды. Перевод металлов из расплава и вмещающих пород во флюид зависит от соотношений в магме главных летучих компонентов — H_2O , CO_2 и легкоподвижных галоидных соединений. В условиях высоких давлений здесь стимулировались процессы газонасыщения и минерализации флюидов, заклады-

вались потенциальные возможности их к рудогенезу. Отделение рудообразующих растворов от кислых магм по данным ряда исследователей происходило при температурах порядка 750—650 °C и давлениях 400—350 МПа. При остывании объем интрузива сокращается на 8—9 %, породы кровли постепенно оседают с образованием систем трещин, в которые поступают рудообразующие растворы.

Трещины подновлялись неоднократно и поступление флюидов в области пониженного давления было соответственно пульсационным. Этот процесс, как и скорость передвижения флюидов в трещинных полостях, определялись величиной и темпом приращения давлений, которые, в свою очередь, обуславливались интенсивностью трещинообразования. Поскольку рудообразующие растворы на путях миграции попадали в зоны повышенной проницаемости, регрессивно направленное изменение давления внутри системы остро реагировало на смену геолого-структурной ситуации. Перепады давления достигали, например, для Жирекенского и Шахтаминского месторождений свыше 20 МПа, а для Бугдаинского — 40—45 МПа (при формировании минералов молибденоносных стадий). Это являлось первопричиной нарушения равновесия в системе, что влекло за собой вскипание и дегазацию флюидов (рис. 1). Жидкая их часть становилась насыщенной и даже перенасыщенной, иногда с появлением коллоидных фаз. Естественно предположить, что именно резкие колебания давления обуславливали возникновение минеральных масс с повышенными содержаниями металлов, причем скачкообразные его изменения прямо влияли на количество и содержание полезных компонентов, а их качественный состав определялся давлением опосредствованно через соответствующие изменения теплового и кислотно-щелочного режима среды. Это предположение требует подтверждения проведением специальных исследований, поскольку может служить одним из прямых поисковых критериев обнаружения рудных концентраций.

Агрегатное состояние рудообразующих флюидов, которое может быть жидким, газовым или газовой-жидким,

отчетливо диагностируется по включениям в минералах. Основная масса минерального вещества формируется за счет компонентов, содержащихся в жидкой фазе неравновесной гидротермальной системы, поэтому для минералов продуктивных парагенезисов многих рудных формаций обычно типоморфны включения периодически вскипавших (гетерогенных) растворов. При ретроградном вскипании гидротерм в благоприятном температурном интервале происходила кристаллизация главных минеральных парагенезисов и образовывались промышленные концентрации полезных компонентов. Резкое падение давления и связанная с этим дегазация гидротерм косвенно, как отмечалось, способствовали частичному разрушению или изменению типа комплексных металлоносных соединений.

Состав и концентрация растворов, судя по включениям в минералах постмагматического происхождения, варьирует в широких пределах. Эволюция химизма рудообразующих растворов во времени происходила на фоне общего падения температуры, давления и в общем случае дискретного снижения роли компонентов сильных кислот — главным образом Cl^- и оснований Na^+ , K^+ , при увеличении значимости слабых — HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , возможно, $HSiO_3$ и др.; контрастность таких изменений возрастала с глубиной, а в близповерхностных условиях они вуалировались влиянием вадозных

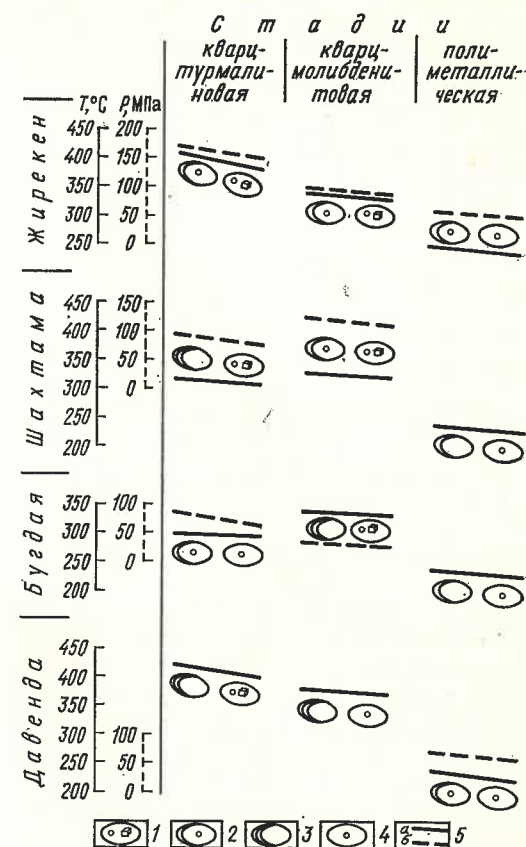


Рис. 1. Термобарогеохимическая характеристика молибденовых месторождений: включения растворов: 1 — водно-солевого, 2 — газообразного водно-углекислотного, 3 — жидкого водно-углекислотного, 4 — водного; 5 — режим минералообразования: а — температурный, б — барический

вод. Особенно отличается химизм растворов продуктивных стадий развития разных рудных формаций (табл. 2).

2. Состав и состояние растворов продуктивных стадий

Рудная формация	Агрегатное состояние растворов	Состав и концентрация солей, %	Наличие и объемная доля жидкой CO_2 во включениях, %	Твердые фазы во включениях	
				количество	объемная доля, %
Молибденитовая	Близкритическое	NaCl, 70—50	Отсутствует, иногда до 5	1—7	30—60
Медно-молибденитовая	То же	NaCl, 50—25	То же	1—7	20—40
Вольфрамит-молибденитовая	„	NaCl, 70—50	„	4—12	30—60
Золоторудная средних глубин	Жидкое (вскипание)	—	10—100	—	—
Золоторудная малых глубин	То же	—	10—30	—	—
Свинцово-цинковая	„	—	10—100	—	—
Ртутная	Жидкое	—	Не характерна	—	—
Флюоритовая	„	—	Отсутствует	—	—

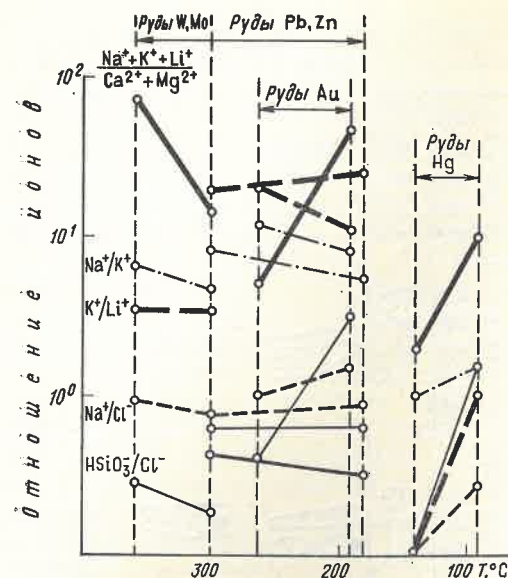


Рис. 2. Физико-химические параметры условий продуктивного оруденения (по Ж. А. Симкив)

Для молибденитовых и вольфрамитовых минеральных ассоциаций типоморфны многофазовые включения высококонцентрированных растворов с галитом, растворяющимся нередко после исчезновения газовой фазы. Более благоприятные условия для образования минералов молибдена и вольфрама создавались в пределах рудных столбов при участии гидротерм с концентрацией NaCl , достигавшей 40—70 %. В формировании золотоносных и галенит-сфалеритовых парагенезисов, как правило, участвовали углекислотно-водные растворы, причем доля CO_2 в среднем составляла 83 % от всех растворенных газов. Иногда CO_2 консервируется в самородном золоте (до 90 % от содержания газов во включениях) [12]. Зоны интенсивной проработки углекислотно-водными гидротермами обычно представляют собой золотоносные столбы, разделенные участками непромышленных руд (Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк, 1977). Химизм рудообразующих флюидов наряду с температурным диапазоном типоморфен для важнейших рудных формаций (Ж. А. Симкив, 1982), что позволяет наметить оптимальные для образования промышленных руд сочетания ионных соотношений (рис. 2).

Анализируя рудогенерирующую роль основных физико-химических параметров, следует выделять факторы —

«условия» и факторы — «причины» (Г. Б. Наумов, И. Д. Ходаковский, 1971). К первым, действовавшим регионально длительное время и создававшим лишь общую обстановку (предпосылку), благоприятную для развития того или иного типа оруденения, можно отнести абсолютные величины температуры, давления и статистические показатели химического состава растворов. Ко вторым, проявляющимся локально и ответственным за распределение и масштабы проявления минеральных парагенезисов в конкретном геологическом пространстве (рудное поле, месторождение, рудное тело), следует причислить относительные величины, отражающие кинетику рудообразования — градиенты и перепады давления, температуры, изменения химизма растворов, особенно в процессе дегазации, степень которой, как отмечалось неоднократно нами и другими авторами, резко возрастала при термобарических флуктуациях и гетерогенизации гидротермальных систем. При этом существенные различия фугитивности газов и их фракционирование, в первую очередь CO_2 , приводило к скачкообразному изменению показателей кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного режима среды, чем определялись направленность минералообразующих реакций, интенсивность и характер их вещественного выражения.

Рудноформационные аспекты термобарогеохимии. Результаты термобарогеохимических исследований на рудноформационной основе [6, 15, 16] приводят к выводу о близких физико-химических условиях развития профилирующей, продуктивной минерализации подавляющего большинства постмагматических месторождений. Для молибден-вольфрамовых, золоторудных, свинцово-цинковых и ртутных формаций типоморфны следующие показатели: диапазон оптимального для оруденения теплового режима (соответственно 440—300, 270—190, 280—180, 140—90 °C), характер и величины его пространственно-временных инверсий, степень газонасыщения растворов и суммарная концентрация в них солей, главным образом хлоридов щелочных металлов (от 65—40 % для молибден-вольфрамового и золотого

3. Пределы вариации ионных соотношений* во флюидных включениях по восстанию рудных тел

Соотношения ионов	Месторождения			
	вольфрама	золота	свинца и цинка	ртути
Na^+/K^+	3,3—5,3	8,9—12	4,5—8,0	1,0—2,5
K^+/Li^+	3,2—16	11—20	2,3—27	0,0—1,0
$\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$	0,0—0,4	0,0—0,2	0,1—1,4	—
$\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Li}^+$	8,7—42	5,0—42	0,8—4,9	2,0—10
$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Sr}^{2+}$	0,2—3,5	0,4—2,9	0,7—3,1	0,0—1,5
$\text{HSiO}_3^-/\text{Cl}^-$	0,9—1,6	1,0—1,5	0,6—1,1	0,0—0,5
Na^+/Cl^-				

* По результатам нескольких сотен анализов (Ж. А. Симкив) тройных водных вытяжек из минералов продуктивных стадий (кварц, кальцит, барит, сфалерит, галенит, киноварь и др.).

оруденения больших глубин до 15—4 % для золото-серебряного и ртутно-сурьмяного). Для свинцово-цинковых и золоторудных формаций характерна ведущая роль в растворах CO_2 , величина парциального давления которой закономерно возрастает с глубиной и может служить надежным индикатором глубинности соответствующих месторождений.

Наличие в минералах газовых и существенно газовых включений, являющихся показателем пневматолитовых условий, свойственно месторождениям редкометалльных и отчасти глубинных золоторудных формаций, тогда как золото-серебряные, свинцово-цинковые и ртутно-сурьмяные руды характеризуются включениями гидротермальных растворов, находившихся в гомогенном, а в участках рудных столбов — гетерогенном состоянии. Показатели давления, отличающиеся высокой дисперсией даже в пределах конкретных объектов, могут служить типоморфным признаком лишь для формаций разных глубин, например, золоторудных (месторождения Дарасун и Балей).

Систематическое изучение ионно-газового состава флюидных включений в минералах позволяет судить о характере пространственно-временной изменчивости химизма рудообразующих сред, зависящей в значительной мере от генетической и рудноформационной принадлежности месторождений. При образовании большинства молибден-вольфрамовых и золоторуд-

ных месторождений изменения гидрохимического типа растворов связаны с вариациями только анионной составляющей (преобладание Cl^- или HSiO_3^-), а свинцово-цинковых и ртутных — катионной, выражающихся в повышении активности соответственно Ca^{2+} или $\text{Fe}_{\text{общ}}$, количественная роль которых возрастает с глубиной. Основные показатели ионных соотношений в капсулированных растворах достаточно устойчивы и для важнейших металлоносных минеральных комплексов типоморфны (табл. 3).

Таким образом, основные минеральные комплексы исследованных рудных формаций образовывались при участии растворов, состав которых по мере снижения температуры от 500—400 °C до 100 °C менялся в общем случае от хлоридно-натриевого к гидрокарбонатно-кальциевому. Вариации количественных соотношений главных ионных групп в таких растворах для каждого комплекса были достаточно специфичными и поэтому должны учитываться при генетической типизации и прогнозировании соответствующих формаций (см. рис. 2).

С позиций формационного и факторного анализа оруденения роль его физико-химических характеристик не одинакова. Упомянутые факторы — «условия» предопределяют основные термобарогеохимические различия формационных групп подавляющего большинства месторождений редких, цветных и благородных металлов. Опыт показывает, что их полезно учитывать

при рудноформационном районировании металлогенических провинций и мелкомасштабном прогнозировании в их пределах, естественно, имея в виду всю геолого-геофизическую, минерально-петрографическую и геохимическую информацию. Термобарогеохимические показатели, относимые к числу факторов — «причин», в большей мере важны при выявлении «внутриформационных» закономерностей, при решении конкретных геолого-генетических вопросов и крупномасштабном прогнозировании в пределах рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел [6].

Таким образом, термобарогеохимические характеристики профилирующих минеральных комплексов могут служить дополнительным критерием разграничения и параллелизации рудноформационных групп, выявляемых на основании геолого-структурных и минералого-геохимических исследований. Это представляется актуальным тем более, что роль генетических показателей в рудноформационном анализе подчеркивается многими исследователями. В связи с этим типизация руд на термобарогеохимической основе приобретает важное значение, как один из дополнительных способов распознавания особенностей их генезиса, формационной принадлежности и в целях крупномасштабного прогнозирования с физико-химических позиций. Объективность инструментального определения важных термобарогеохимических показателей при экспрессности многих применяемых, в т. ч. прецизионных, методик делает это направление особенно перспективным.

Пространственно-временная модель как основа термобарогеохимического прогнозирования постмагматического оруденения. Любая генетическая модель, претендующая на достаточно глубокое раскрытие процессов, обусловивших образование промышленных концентраций того или иного полезного ископаемого, должна базироваться на анализе закономерностей изменения рассматриваемых параметров как во времени, так и в пространстве. В противном случае логика причинно-следственных связей, предопределяющих характер эволюции и продуцирования рудогенерирующих систем, мо-

жет оказаться затухающей или даже искаженной, а прогнозирование оруденения — невозможным. Это в полной мере относится и к развиваемой методологии прогнозирования скрытого оруденения на основе термобарогеохимического моделирования.

В настоящее время чаще применяются временные модели в виде так называемых температурно-парагенетических схем стадийности минералообразующих процессов, тогда как построение пространственных термобарогеохимических моделей не нашло достаточно широкого распространения, что связано в первую очередь с определенными методическими и интерпретационными трудностями. Вместе с тем, методики термобарогеохимических исследований в их современных модификациях оказались достаточно «чувствительными» и вполне применимыми для выявления характера палеонеднородности пространственного распределения главных физико-химических параметров рудогенерирующих гидротермальных систем. Градиенты локальной изменчивости таких показателей в значительной мере определялись не только особенностями конкретной геолого-структурной ситуации, но и фактором глубинности развития процессов оруденения.

На основе материалов по редкометалльным, золоторудным, свинцово-цинковым и ртутно-сурьмяным месторождениям разных металлогенических провинций СССР и некоторых зарубежных можно считать установленным, что по мере перехода от приповерхностных зон оруденения к средним и более глубинным величина ($+\Delta T$ °C) и общие пределы вариаций локальных термобарических градиентов по вертикали закономерно сокращались — от 40—30° до 10—4 °C на 100 м [8], приближаясь с увеличением глубины к средним значениям геотермического градиента (5 °C) в зонах активного орогенеза. Изменчивость ионно-газового состава минералообразующих растворов также носила градиентный характер, что можно иллюстрировать материалами по месторождениям золота, свинца, цинка.

Одной из важнейших теоретических предпосылок физико-химического прогнозирования оруденения с использова-

нием его термобарогеохимических моделей является доказательство (Е. М. Лазько, Ю. В. Ляхов, 1976) существования сравнительно узких пределов вариации главных показателей минералообразующей среды, сочетание которых предопределяло время и место локализации промышленных руд, а также устойчивость таких сочетаний при формировании большинства месторождений различных рудных формаций [6, 16]. С уточнением оптимальных интервалов физико-химических показателей оруденения и с анализом градиентных (объемных и плоскостных) термобарогеохимических, геолого-структурных и минералого-геохимических моделей рудных объектов были получены дополнительные основания для их перспективной оценки по площади и на глубину [6].

Последние данные по ТБГХ важнейших рудных формаций позволили выявить оптимальные сочетания главных параметров минералообразующих растворов в период формирования руд. Совместно с результатами площадного и объемного термобарогеохимического картирования рудных объектов и анализа пространственных моделей эти данные служат надежной основой прогнозирования на разных этапах геологоразведочных и даже эксплуатационных работ. Выявление участков, характеризующихся совокупностью оптимальных физико-химических и геологических условий оруденения, осуществляется обычно с помощью метода «накладок» — совмещения схем распределения анализируемых параметров в пределах исследуемого геологического пространства. Такой анализ на базе пространственных палеотемпературных моделей рудных полей позволяет решать широкий круг конкретных геологических задач на разных стадиях геологоразведочного процесса. Мы остановимся на них лишь в самой общей форме, так как некоторые из этих задач и их решение детально рассмотрены ранее [6].

Опыт термобарогеохимического изучения месторождений показывает, что основным группам эндогенных рудных формаций присущи как некоторые общие, так и специфические черты физико-химических условий их образования. Поэтому целесообразно пред-

варительное изучение эталонных объектов — месторождений, рудопроявлений с последующим расширением исследований в пределах рудного поля, района, металлогенической провинции, а затем — сравнительный анализ и создание типовых термобарогеохимических моделей с учетом материалов по другим регионам.

В общем случае полноценный комплекс термобарогеохимических параметров позволяет обеспечить перспективную оценку исследуемой территории и перевод металлогенического потенциала в ресурсы не только категории P_3-P_1 , но в ряде случаев и C_2 , т. е. решать задачи, которые ставятся перед полным циклом геологоразведочного процесса [4].

Практическая реализация термобарогеохимической информации в решении поисково-оценочных и прогнозных задач осуществляется на базе анализа пространственно-временных моделей, получаемых путем крупномасштабного термобарогеохимического картирования рудных полей и месторождений; методика и результативность таких построений обсуждались ранее [8, 10]. Общая задача сводится к выявлению зон и уровней минерализации с признаками преимущественной циркуляции растворов при образовании главных продуктивных стадий и характеризующихся наиболее благоприятными градиентами изменения основных физико-химических параметров. Ориентировка главных векторов-градиентов позволяет при этом достаточно определенно судить о наиболее целесообразных направлениях дальнейшего развития поисков и вероятном вертикальном размахе продуктивного оруденения. Задачи локального прогноза решаются построением и анализом схем фациальной термобарической (рис. 3) и геохимической зональности конкретных месторождений; перспективно в этом отношении и установление пространственных газово-изотопных градиентов [1, 11].

При площадных термобарогеохимических исследованиях в пределах целых металлогенических провинций выбор направления поисков и решение прогнозных задач неизбежно сочетаются с геолого-структурными работами, что связано с выявлением таких

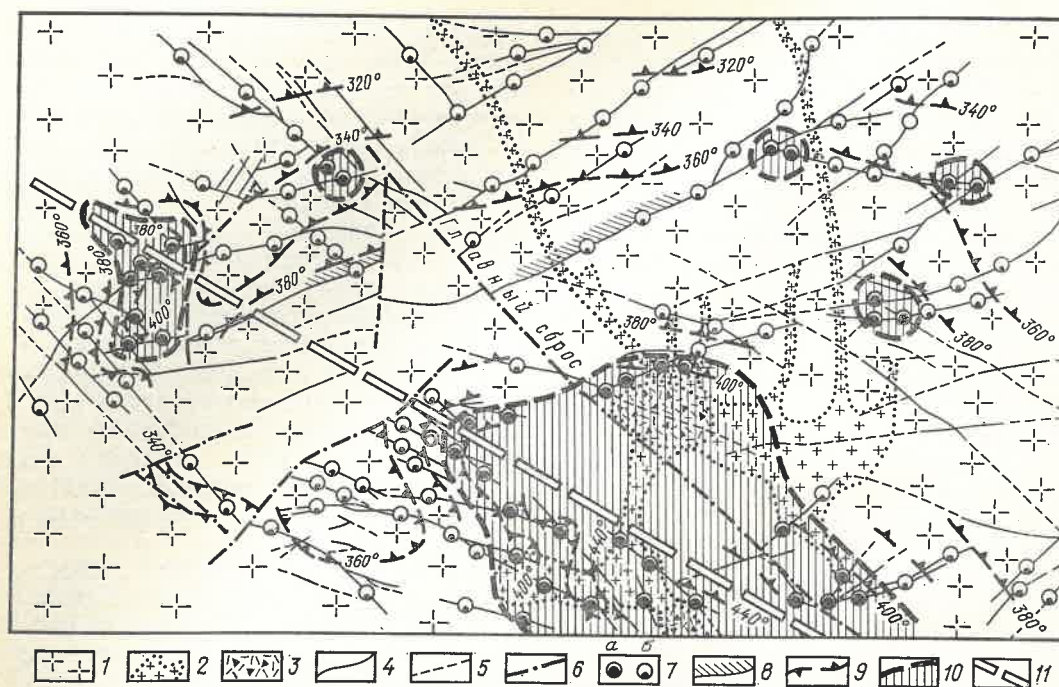


Рис. 3. Схема палеотемпературной зональности и размещения очагов подпитки растворами на стадии формирования ранних сульфидов и их ассоциаций Дарасунского месторождения:

1 — гранитоиды раннего мезозоя; 2 — шток плагиогранитов; 3 — взрывные брекчии; 4 — сульфидно-кварцевые жилы, выходящие на поверхность; 5 — сульфидно-кварцевые жилы, вскрытые на глубине; 6 — разрывные нарушения; 7 — участки жильного вы-

ажнейших особенностей локализации оруденения, как его связь с изверженными породами, а также с установлением рудоподводящих и рудораспределяющих каналов, влияющих на пространственное положение многих рудных поясов и рудных полей, а внутри последних — отдельных месторождений. Опыт комплексного использования термобарогеохимических, фотоаэрокосмических и геолого-минералогических данных в Восточном Забайкалье показывает, что подобное комплексирование позволяет предложить принципиально новое направление поисковых работ [7].

В процессе проведения предварительной и детальной разведки термобарогеохимические признаки способствуют оценке перспектив глубоких горизонтов и флангов месторождений путем построения термобарогеохимических моделей — температурной, ионно-газовой, типа гомогенизации включений, их состава и концентрации. При

полнения с кварцем, содержащим: а — преимущественно жидко-газовые, б — только газовой-жидкие включения; 8 — участки глубинного распространения кварца с включениями газа; 9 — линии равных температур (°С) по данным гомогенизации включений; 10 — восходящие «потoki» гидротерм с градиентно-аномальными характеристиками; 11 — осевая часть полосы главных палеотепловых максимумов

этом могут быть решены частные вопросы: 1) тип термобарогеохимической зональности; 2) постадийное изменение агрегатного состояния, состава, концентрации, давления и температуры растворов по мере их передвижения от источника; 3) уточнение путей и ширины каждого потока растворов (выявление рудоподводящих, рудораспределяющих структур по вертикали); 4) характер связи месторождений с близкими по времени интрузивами; 5) характер пострудных блоковых перемещений; 6) уровень эрозионного среза; 7) вертикальный размах оруденения. Отметим, что для общей оценки вертикального размаха температурно благоприятной зоны оруденения (Р, м) пригодна, как показывает практика, принципиальная формула типа $P = \frac{T_1 - T_2}{\Delta T}$, где $T_1 - T_2$ — оптимальный температурный интервал (°С) по включениям в минералах главных металлогенных парагенезов, а ΔT — вер-

тикальный температурный градиент (°С на 100 м) в продуктивную стадию процесса.

Как было сказано, выявление оптимальных физико-химических условий, при которых происходило отложение полезного компонента, лежит в основе термобарогеохимического моделирования. Поэтому первоочередные исследования должны включать разработку детальной температурно-парагенетической схемы стадийности рудного процесса с целью выявления и обоснования комплекса физико-химических поисково-оценочных критериев. Построение пространственных моделей, в особенности палеотемпературных и палеогеохимических, требует привлечения данных по многочисленным точкам наблюдения, количество которых (иногда 400—500) определяется детальностью исследований и естественной плотностью оруденения.

Следует обратить внимание на необходимость «постадийного» построения моделей палеотеплового поля с учетом, в частности для золота, высокотемпературного (400—350 °С) и среднетемпературного (260—210 °С) контроля [9]. В первом случае предполагается интенсивное осаждение золота на ранние, электрохимически активные сульфиды, и поэтому нижележащие горизонты с изотермами, например, 400—420 °С будут неперспективными; во втором — принимаются во внимание оптимальные условия формирования главных минеральных парагенезисов золота, т. е. повышение на глубоких горизонтах температуры выше 300 °С является неблагоприятным. Это, особенно в сочетании с данными термо-ЭДС, позволяет выделять подрудные, рудные и надрудные зоны. При анализе палеотемпературных моделей важно выявление и объяснение мелких усложняющих элементов, вызванных характером пострудных блоковых перемещений.

На стадии эксплуатационной разведки данные ТБГХ позволяют уточнять контуры рудных тел, выделять участки богатого оруденения и безрудные, что определяет выбор оптимального варианта системы отработки, полноту извлечения разведанных запасов, потери за счет разубоживания руд. Так, на одном из месторож-

дений золота в Северной Бурятии прогноз оруденения осуществлялся на основе термобарогеохимических данных, позволивших оконтурить рудные столбы и выбрать рациональные направления разведочно-эксплуатационных работ (Ю. В. Ляхов, И. В. Попович, 1977). На стадии эксплуатации Шахтинского молибденового и Восточно-Коунрадского вольфрам-молибденового месторождений при детальном подземном термобарогеохимическом картировании выделены участки оптимального сочетания таких оценочных критериев, как температура, давление, состав и концентрация растворов; эти участки предложены для первоочередной отработки [13].

В настоящее время одним из важнейших условий дальнейшего развития ТБГХ является организация термобарогеохимической службы в производственных геологических объединениях. Обобщенный опыт термобарогеохимических исследований во Львовском университете может быть положен в основу создания типовых термобарогеохимических лабораторий в производственных организациях. Минимум методов, которые должны использоваться в таких лабораториях, включает: гомогенизацию разнотипных включений, их декрепитацию (вакуумная и акустическая), водные и газовые вытяжки, криометрию. Лаборатории должны быть существенно исследовательскими, а не чисто аналитическими, иначе возникает опасность скомпрометировать только начавшую развиваться отрасль науки — именно такие лаборатории смогут решать конкретные геологические задачи, стоящие перед ПГО. Руководителем лаборатории должен быть хорошо подготовленный специалист-интерпретатор, знакомый со всеми тонкостями применения названных методов.

Назрела необходимость создания нескольких проблемных лабораторий прикладной ТБГХ в разных городах, в которых можно углублять теоретические исследования, а также разработать в течение короткого времени такие важнейшие вопросы, как методы термобарогеохимического опробования, принципы и основы моделирования палеопроцессов, прогнозирование оруденения на основе уже частично раз-

работанных поисково-оценочных термобарогеохимических критериев, и усовершенствовать технические средства исследования флюидных включений. В этой связи представляются приоритетными следующие направления развития прикладных термобарогеохимических исследований.

1. Целенаправленная разработка общей системы типовых рудноформационных моделей на физико-химической основе с отражением кардинальных закономерностей пространственно-временной эволюции важнейших интенсивных параметров и определением их роли в качестве факторов — «условий» и факторов — «причин» оруденения. Установление специфических особенностей таких моделей применительно к оруденению геотектонических блоков с различной историей развития.

2. Выявление механизма действия и взаимодействия факторов — «причин» при возникновении концентрированного оруденения, установление специфических черт их проявления в конкретных геологоструктурных ситуациях разнотипных зон развития постмагматической минерализации. Количественная оценка локальных палеотемпературных и палеогеохимических градиентов рудогенерирующих систем, определение их значимости для формирования рудных столбов на месторождениях важнейших рудных формаций.

3. Изучение изотопного состава флюидных включений в минералах руд разной формационной принадлежности с целью выявления характера глубинных источников вещества и долевого участия мантийных, коровых и вадозных растворов. Разработка на этой же основе проблемы длительности развития постмагматических процессов, особенно их продуктивных стадий, с оценкой времени формирования промышленных концентраций металлов в пределах рудных столбов.

4. Совершенствование имеющихся и разработки новых методических приемов термобарогеохимического изучения месторождений с выявлением характера и природы физико-химической зональности развития палеопроцессов в пределах рудных полей, районов и металлогенических провин-

ций. Особенно это касается методики разномасштабного термобарогеохимического картирования (площадного и объемного) рудоносных территорий, приемов машинной обработки и геолого-генетической интерпретации полу-чаемых материалов. Серьезного обсуждения требуют методические подходы и принципы использования термобарогеохимической информации для целей районирования и прогнозирования в пределах разных металлогенических провинций.

Проблемы и пути локального термобарогеохимического прогноза уже намечены, однако еще сказывается отсутствие общей методической базы и специального координационного центра таких исследований, поскольку, к сожалению, до сих пор они носят инициативный характер. Созрела необходимость создания единой логической схемы поэтапного проведения термобарогеохимических работ, направленных на решение прогнозных задач поисковой, разведочной и рудничной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аревадзе Д. В. Физико-химические условия формирования эндогенных месторождений Забайкалья: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. — Тбилиси, 1989.
2. Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. — М.: Недра, 1979.
3. Каложный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах. — Киев: Наук. думка, 1982.
4. Кривцов А. И. Принципы локального прогноза рудных месторождений // Формационный анализ и крупномасштабный прогноз рудных месторождений. М., 1987. С. 3—8 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 216).
5. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Основные физико-химические параметры постмагматического рудообразования // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1979. Т. 1. С. 220—230.
6. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. — М.: Недра, 1981.
7. Лазько Е. М., Колодий О. Н., Ляхов Ю. В. Опыт комплексного использования термобарогеохимических, фотоаэрокосмических и геолого-минералогических данных при прогнозировании постмагматического оруденения в Восточном Забайкалье // Условия образования рудных месторождений. М., 1986. Т. 2. С. 469—479.
8. Ляхов Ю. В. Условия образования и зональность золоторудных месторождений:

Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. — М., 1985.

9. Ляхов Ю. В. Термобарогеохимия разнотипных золоторудных формаций // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев, 1988. С. 104—122.
10. Ляхов Ю. В. Основные черты и факторы термобарогеохимической зональности золоторудных полей // Минер. сборник Львовск. ун-та. 1989. № 43. Вып. 1. С. 23—31.
11. Павлуш Н. Н., Костенко А. И., Костин В. А. О факторах, влияющих на результаты валового масс-спектрометрического анализа газовой фазы флюидных включений в минералах // Докл. АН СССР, 1986. Т. 289, № 5. С. 1230—1234.
12. Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д. Формации золоторудных место-

рождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976. Т. 2. С. 3—110.

13. Пизнюр А. В. Термобарогеохимические условия формирования молибденовых месторождений: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. — М., 1982.
14. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Исследование включений при изучении генезиса пород и руд. — М.: Мир, 1987. Т. 2.
15. Сидоров А. А., Гончаров В. И. О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования // Геология рудных месторождений. 1979. № 3. С. 19—26.
16. Труфанов В. Н. Минералообразующие флюиды рудных месторождений Большого Кавказа. — Ростов-на-Дону, 1979.

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 550.84.094 : 553.98

© И. С. Старобинец, М. В. Обухова, 1990

Геохимические критерии сохранности скоплений углеводородов в связи с оценкой нефтегазоносности*

И. С. СТАРОБИНЕЦ, М. В. ОБУХОВА (ВНИИгеонформсистем)

Геологические условия сохранности скоплений углеводородов (УВ), определяющие возможные потери нефти и газа [5] после формирования залежей, влияют на их геохимические показатели. Так, экранирующие свойства пород покровов (флюидоупоров) и их изменение во времени сказываются как на запасах и свойствах углеводородных флюидов, так и на особенностях ореолов рассеивания УВ в надпродуктивных отложениях, являющихся основой прямых поисков залежей нефти и газа. Однако связь геохимических критериев сохранности залежей с нефтегазоносностью остается слабоизученной, и они недостаточно используются при геологоразведочных работах, хотя некоторые аспекты их применения в конкретных нефтегазоносных провинциях ранее рассматривались [6].

Проанализируем результаты комплексного изучения отмеченных вопросов на примере такого сложно построенного региона с большим разнообразием геолого-геохимических условий, как западная часть Сибирской платформы, относящегося к Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции [3]. Скопления УВ разного уровня сохранности выявлены здесь главным образом в докембрийских и нижнекембрийских отложениях. Территория отличается широким распространением тектонических нарушений, трапповых интрузий и наличием в южной части ее региональной соленосной формации. Выделено несколько крупных разнотипных структурных элементов [3]: Курейско-Бакланыхинский мегавал, Бахтинский мегавыступ, Байкитская антеклиза, Катангская седловина.

Геологические особенности Курейско-Бакланыхинского мегавала, протягивающегося вдоль западного обрамления Тунгусской синеклизы, — неглубокое залегание фундамента, сильная тектоническая раздробленность, развитие траппового магматизма, — не способствовали сохранности сформировавшихся залежей нефти и газа. Об этом свидетельствует наличие в разре-

е

* На примере западной части Сибирской платформы.

1. Сопоставление геохимических показателей нефтей и газоконденсатов районов западной части Сибирской платформы (средние данные)

Площадь, номер скважины	Возраст отложений	Интервал отбора, м	Тип флюида	Смолы, %	Сера, %	Фракция н. к. — 200° С, %				
						А	Н		М	
							ЦП	ЦГ	н-М	изо-М
<i>Курейско-Бакланихинский мегавал</i>										
Сигово-Подкаменная, 7 8	Є ₁₋₂	712—720	Конденсат	—	—	10,4	5,2	15,0	28,7	40,7
	Є ₁₋₂	1345—1355	Нефть	6,0	0,1	8,1	5,0	18,7	31,9	35,7
	Є ₁₋₂	1455—1522	Нефть	16,4	0,7	11,1	7,4	19,2	30,0	35,0
Нижнелетинская, 2	Є ₁₋₂	1472—1531	Нефть	17,1	0,2	10,4	8,5	13,1	32,7	35,3
Сухо-Тунгусская, 4	Є ₁₋₂									
<i>Бахтинский мегавыступ</i>										
Таначинская, 2 Моктаконская, 1	Є ₁₋₂	1880	Конденсат	2,72	6,48	49,2	5,2	9,7	18,2	18,6
	Є ₁₋₂	2144	Конденсат	—	5,63	30,0	6,5	7,5	22,6	33,4
	Є ₁	3292—3314	Нефть	1,75	1,4	37,7	16,5	—	45,8	—
<i>Байкитская антеклиз (Камовский свод)</i>										
Куломбинская, 9 3	P—C ₁	2037—2492	Нефть	3,8	0,2	5,0	6,1	14,0	38,1	36,5
		2102—2216	Конденсат	—	—	4,4	5,5	31,0	27,0	32,1
	Є ₁	2446—2462	Конденсат	0,47	—	4,9	—	19,0	76,1	—
Оморинская, 2	P	2334	Нефть	5,1	0,35	5,0	7,8	17,8	34,9	34,5
Юрубченская, 8										
Юрубченская, 3		2308	Конденсат	0,8	—	4,1	6,1	13,7	37,1	39,0
<i>Катангская седловина</i>										
Ванаварская, 1	V—Є ₁	3103—3147	Нефть	4,3	0,15	4,4	4,9	12,6	38,4	39,7
Собинская, 35 Джелиндуконская, 103	V	2630—2640	Нефть	4,2	0,27	4,0	6,1	12,8	37,5	41,5
	V	2587—2638	Конденсат	5,9	0,31	4,6	4,7	11,4	35,4	43,9

Примечание. УВ: А — ароматические, Н — нафтенные, М — метановые, ЦП — циклопентановые, ЦГ — циклогексановые. В изучении состава нефтей и конденсатов принимала участие Л. М. Вишневская, ВНИИгеоинформсистем.

зе таких продуктов субаэрального выветривания нефтей, как асфальтиты, залегающие часто совместно с керитом, иногда с мальтами и даже антраксолитами, которые обычно приурочены к горизонтам, насыщенным интрузиями, и к самим интрузиям [3].

Указанными факторами можно объяснить, что при бурении глубоких скважин на антиклинальных структурах отмечались, как правило, непромышленные нефтегазопоявления. Установлена лишь одна небольшая залежь газа на площади Сигово-Подкаменная в кровле костинской свиты (Є₁₋₂) на глубине 720 м (коллекторы — порово-кавернозные доломиты),

покрышкой которой служат глинисто-карбонатные отложения летнинской свиты мощностью около 30 м. Вместе с газом была отобрана светлая жидкость, напоминающая газоконденсат. Однако на таких глубинах при небольших пластовом давлении (10 МПа на глубине 715 м) и температуре (15 °С) существование газоконденсатных залежей маловероятно. Относительно повышенные концентрации ароматических УВ в отобранном конденсате, например, по сравнению с газоконденсатами юго-западной части данного региона (табл. 1) и циклогексанов по сравнению с циклопентанами, выпадающих в большей степени из газокон-

денсатной смеси при снижении давления ниже критического, и общая близость углеводородного состава конденсата и нефтей данного района косвенно свидетельствуют о том, что речь идет о нефти (небольшой нефтяной оторочке) газоконденсатного генезиса. Газы и «конденсат» характеризуются повышенным содержанием изометановых УВ (в газах $i-C_4/n-C_4=1,7$; $i-C_5/n-C_5=1,8$; в конденсате $i-M/n-M$ для УВ $C_6-C_9=1,6$; см. табл. 1, 2), отличающихся от соответствующих н-алканов заметно лучшей растворимостью в сжатых газах и повышенной способностью к миграции [6]. Все это доказывает вторичный характер указанной небольшой газовой залежи, решающую роль в формировании которой играла вертикальная миграция УВ.

Условия залегания и влияние гипергенных процессов наложили отпечаток на свойства и состав нефтей и газов небольших непромышленных залежей. Нефти Курейско-Бакланихинского мегавала (см. табл. 1) относительно обогащены смолистыми веществами (до 16 %), моноциклическими аренами (10—12 % на фракцию н. к.—200 °С), в определенной мере изо-алканами (относительно н-алканов) и циклопентанами (относительно циклогексанов), а УВГ залежей — гомологами метана, как растворенные газы нефтяных залежей, подвергшихся дегазации (за исключением чисто газовых скоплений на Сигово-Подкаменной структуре), обеднены гелием, что можно объяснить интенсивным уходом наиболее миграционных компонентов (CH₄, He) в результате дегазации. По этой же причине характерен заметный разброс значений коэффициента сухости (CH₄/C₂H₆+высшие).

Интенсивные тектонические движения и устойчивое поднятие территории при небольшой мощности флюидоупоров предопределили изначально плохие экранирующие свойства покрышек, что вызвало отсутствие более или менее существенной аккумуляции УВ и значительное рассеивание нефти и газа в надпродуктивной части разреза. Об интенсивности этих процессов разрушения неоднократно формировавшихся в течение длительного времени скоплений УВ в Курейско-Балка-

нинском мегавале свидетельствуют контрастные поля повышенных аномальных концентраций углеводородных газов (табл. 3) и битумов [1] в силурийских и других отложениях. По газам термовакuumной дегазации (ТВД) концентрация метана на Сигово-Подкаменном месторождении в отложениях S₂ld достигает 180 см³/кг, S₁V₁ — 78 см³/кг, S₁l — 65 см³/кг; соответственно значения для ΣC₂H₆+высшие составят 55, 93 и 30 см³/кг.

Район Бахтинского мегавыступа характеризуется исключительно высокой насыщенностью разреза траппами, их доля от общей мощности пород достигает 40 % [3]. На ряде площадей отмечались нефтегазопоявления различной интенсивности. Так, на Нижнетунгусской площади из пород костинской свиты (Є₁₋₂) с глубины 2125—2130 м (P_{пл} 26 МПа, T_{пл} 25 °С) получен приток газа в 210 тыс. м³/сут; на Таначинской из тех же отложений (глубина 1778—1889 м) — газ (60 тыс. м/с) и газоконденсат, на Моктаконской — значительные проявления нефти, газа и газоконденсата.

Изученные углеводородные флюиды (см. табл. 1, 2) отличаются необычными свойствами: газы аномально обогащены CO₂ — до 50—80 %; конденсаты и нефти — моноциклическими ароматическими УВ (30—70 % во фракции н. к.—200 °С) и серой (до 5,6 %). Нефти имеют небольшую плотность и по внешнему виду напоминают тяжелые газоконденсаты. Для них характерны светло-коричневый цвет и резкий запах сернистых соединений меркаптанового типа. Необычно высокая концентрация аренов может быть объяснена [6] по аналогии с другими районами вторичной их генерацией в результате дегидрирования шестичленных нафтенных серой, образовавшейся при восстановлении сульфатов при повышенных температурах. Последние, по имеющейся информации, создавались интрузивными траппами. Об этом свидетельствуют наличие на рассматриваемых площадях включений в солях кембрия углекислого газа, сероводорода и элементарной серы [2], источником которых (как и CO₂ в свободных и водорастворенных газах) являются подвергшиеся термальному воздействию интрузивных траппов

2. Сопоставление составов (%) и геохимических показателей пластовых газов районов западной части Сибирской платформы

Площадь, номер скважины	Интервал отбора, м	Возраст отложений	Фазовое состояние	C ₁	C ₂	C ₂₊₃	l - C ₄	n - C ₄	l - C ₅	n - C ₅	CO ₂	H ₂ S	N ₂	He	C ₁ /C ₂₊₃	$\frac{l - (C_4 + C_5)}{n - (C_4 + C_5)}$	$\frac{C_{2+3}}{CO_2}$
<i>Курейско-Бакланихинский мегавал</i>																	
Сигово-Подкаменная, 7	700—703	E ₁₋₂	Г	84,15	5,15	2,52	0,54	0,32	0,44	0,25	0,34	—	6,1	0,02	9,12	1,71	27,11
8	1345—1355	E ₁	ВР	35,51	2,25	0,98	0,14	0,21	Сл.	Сл.	1,96	—	40,8	—	9,91	0,66	1,82
Нижнеелетнинская, 2	1465—1558	E ₁	НГ	71,79	15,04	6,52	0,90	2,19	0,51	0,46	0,35	—	2,9	0,02	2,8	0,53	73,2
	1840—1926	E ₁₋₂	ВР	75,33	2,32	0,16	0,04	Сл.	Сл.	Сл.	0,95	—	21,2	—	29,77	—	2,47
<i>Бахтинский мегавыступ</i>																	
Нижнетунгуская, 3	2125—2130	E ₁₋₂	Г	47,50	1,60	0,04	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	41,7	—	9,0	0,05	28,96	—	0,03
6	3623—3700	E ₁	ВР	32,20	0,99	0,008	0,008	0,17	Сл.	Сл.	48,4	—	126	0,32	32,2	—	0,02
Танаинская, 3	1833—1841	E ₁₋₂	ГК	46,85	2,94	0,97	0,14	0,17	0,07	0,04	32,3	—	4,9	0,03	10,81	1	0,13
2	1778—1889	E ₁₋₂	ГК	43,27	6,55	1,40	0,31	0,69	0,29	0,23	47,1	—	4,5	0,04	4,56	0,65	0,2
Моктаконская, 1	1953—2015	E ₁₋₂	НГ	66,73	3,80	1,18	0,22	0,30	0,11	0,06	24,5	—	2,9	0,03	11,76	0,91	0,23
Суридаконная, 2	3303—3317	E ₁	НГ	52,89	19,59	10,01	2,71	4,83	1,97	1,73	1,84	—	2,55	—	1,29	0,71	22,19
	2193—2245	E ₁₋₂	ВР	7,65	0,02	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	89,6	—	2,67	—	382,5	—	—
<i>Байкитская антеклиза</i>																	
Куюмбинская, 2	2349—2376	R	НГ	81,96	5,05	3,07	0,44	0,86	0,17	0,25	Сл.	—	8,0	0,28	8,32	0,28	—
Оморинская	2404—2451	R	НГ	75,84	7,13	6,60	1,40	2,58	0,86	1,59	Сл.	—	4,0	—	3,76	0,54	—
Юрубенская, 2	2446—2462	E ₁	ГК	78,87	9,14	2,48	0,31	0,72	0,36	0,33	Сл.	—	7,3	0,79	5,91	0,63	—
	2127—2205	E ₁	ГК	83,20	7,38	2,32	0,33	0,71	0,16	0,17	Сл.	—	5,6	0,11	7,51	0,55	—
<i>Катангская седловина</i>																	
Ванаварская, 5	2600—1616	V	НГК	74,54	4,66	1,32	0,19	0,34	Сл.	Сл.	Сл.	—	18,8	0,13	11,55	0,55	—
Собинская, 9	2621—2631	V	НГК	75,72	5,85	2,14	0,29	0,69	Сл.	Сл.	Сл.	—	14,9	0,37	8,44	0,42	—
20	2657—2666	V	НГК	67,76	6,33	3,42	0,61	1,10	0,34	0,29	0,81	—	18,2	0,55	5,6	0,68	—

Примечание. Г — газовое, ВР — водорастворенное, НГ — нефтяное, ГК — газоконденсатное, НГК — нефтегазоконденсатное. Аналитические данные ВНИИгеонформсистем и Енисейнефтегазгеология.

3. Влияние геолого-геохимических условий сохранности залежей на концентрацию углеводородных газов в надпродуктивных отложениях

Площадь, глубина залегания залежи, м	Возраст отложений	Средние концентрации в породах, см ³ /кг		Геологические факторы	Геохимические факторы	Общая оценка условий сохранности залежей
		CH ₄	C ₂ H ₆ + +высшие			
Курейско-Бакланихинский мегавал						
Сигово-Подкаменная, 700—1520	S ₁ l S ₁ v S ₂ ld D	9,5 32,1 14,6 4,7	1,7 11,9 3,7 0,2	Неглубокое залегание фундамента и залежей; тектоническая раздробленность; небольшая мощность покровышек; насыщенность верхней части разреза интрузивными траппами	Гипергенные процессы, значительное расщепление нефти и газа по надпродуктивным отложениям	Очень плохие
Бахтинский мегавыступ						
Нижнетунгуская, 2125—2130	O S ₁ v S ₂ ld D	3,5 33,9 9,1 11,3	0,3 1,7 0,7 0,5	Высокая насыщенность (40 %) разреза долеритами; тектоническая раздробленность; повышенная сульфатность пород-коллекторов, небольшая мощность покровышек	Термальное воздействие интрузий на углеводородо-содержащие карбонатно-сульфатные породы; значительное расщепление газа по разрезу	Плохие
Байкитская антеклиза						
Куюмбинская, 2035—2490	E ₁ ap E ₂₋₃ ol E ₂₋₃ ev	0,4 0,2 0,3	0,09 0,03 0,02	Региональная соленосная (галогенно-карбонатно-сульфатная) формация мощностью до 1000 м при ограниченной мощности галитовых пластов (со значительной примесью карбонатно-терригенного материала), слабая насыщенность интрузиями	Ограниченная вертикальная миграция УВ; отсутствие влияния палеогипергенных процессов на залежи УВ; частичный катагенез углеводородных флюидов (УВФ)	Удовлетворительные
Катангская седловина						
Собинская	E ₁ ap E ₂₋₃ ev P—C	0,3 0,2 0,4	0,1 0,08 0,06	То же, при большой мощности солей и пластов галита, постоянное прогибание территории	То же, при более низкой миграции УВ и явном катагенезе УВФ	Хорошие

4. Сопоставление газогеохимических показателей по разрезу непродуктивной Верхненимдынской и Нижнетунгусской площадей

Стратиграфический комплекс	Верхненимдынская (а)				Нижнетунгусская (б)				Контрастность (а/б)		
	Количество образцов	C ₁	C ₂ + высшие	CO ₂	Количество образцов	C ₁	C ₂ + высшие	CO ₂	C ₁	C ₂ + высшие	$\frac{C_2 + \text{высшие}}{C_1} \cdot 100$
P ₂ —C ₁	1676	15,79 46,29	0,22 0,64	18,1 53,06	1161	23,88 78,01	1,73 5,65	5,0 16,33	1,51	7,8	5,1
D ₃ kl—D ₂ jk	21	0,35 97,22	0,01 2,8	—	41	15,82 79,02	0,8 4,0	3,4 17,0	45,2	106	268
D ₂ tn—D ₁ hm	73	0,15 5,24	0,01 0,35	2,7 94,4	261	6,77 74,56	0,11 1,2	2,2 24,2	45	16,3	0,4
S ₂ ld	41	3,12 50,81	0,12 2,0	2,9 47,23	258	9,09 74,81	0,66 5,43	2,4 19,75	29	5,5	2,0
S ₁ v	13	2,24 48,07	0,02 0,43	2,4 51,5	90	33,92 95,2	1,71 4,8	—	15,1	85	5,6
S ₁ l	16	0,04 7,34	0,002 0,34	0,5 92,3	239	3,36 45,65	0,2 2,72	3,8 51,6	84	5,6	1,3
O	0	—	—	—	55	3,52 56,5	0,31 4,97	2,4 38,52	—	—	—
Долериты	946	3,73 23,83	0,02 0,13	11,9 76,04	845	7,0 71,0	0,36 3,65	2,5 25,35	1,9	17,3	9,1

Примечание. Числитель — содержание газов, см³/кг, знаменатель — % от суммы УВГ+СО₂ (данные по ТВД). Статистическая обработка аналитических данных В. Т. Гудзенко.

нефтенасыщенные доломиты и сульфатсодержащие породы, что подтверждается высокой концентрацией СО₂ в газах, извлеченных из долеритов даже на непродуктивных площадях (табл. 4). Согласно приведенным и другим материалам, формирование залежей в Бахтинском мегавыступе связано с эпохой интенсивного траппового магматизма (конец перми — начало триаса [3]). В ряде случаев свободные газы отличаются высоким и повышенным содержанием сероводорода (например, 11,6 % — в скв. 3, Такачинская площадь, интервал глубин 1833—1841 м, Е₁₋₂; 0,7 % — в скв. 1, Монтаконская площадь, 3213—3220 м).

Таким образом, важнейший фактор разрушения залежей УВ в пределах Бахтинского мегавыступа — магматогенные процессы. Немалую роль сыграла тектоническая раздробленность, которая усиливалась под влиянием трапповых интрузий. Она способствовала рассеянию газов в надпродуктив-

ной части разреза, что подтверждается сопоставлением распределения УВГ и СО₂ по разрезу Нижнетунгусской площади, где выявлена непромышленная газовая залежь, и близлежащей «пустой» Верхненимдынской площади (см. табл. 4). Небольшие размеры газовой залежи костинской свиты (Е₁₋₂) при аномальной обогащенности ее СО₂ сопровождаются повышенными концентрациями УВГ и СО₂ по всему надпродуктивному разрезу вплоть до девонских и частично пермских отложений, что относится также к газам, извлеченным из долеритов (см. табл. 4). Коэффициент контрастности (отношение концентрации УВГ на Нижнетунгусской площади к их концентрации на Верхненимдынской) для метана достигает 84, для суммы его гомологов (С₂Н₆+высшие) — 106 (см. табл. 4). Абсолютная средняя концентрация УВГ в породах (газы ТВД) достигает 36 см³/кг (отложения венлока) — это существенное значение на

фоне 2,2 см³/кг для непродуктивной структуры. Следовательно, как и на Курейско-Бакланинском мегавале, разрушенные залежи в данном случае отражаются высококонтрастными аномальными концентрациями УВГ в вышележащих отложениях.

Таким образом, специфические геолого-геохимические показатели углеводородных флюидов (высокое содержание ароматических УВ, сернистых соединений и смолистых веществ в нефтях и газоконденсатах, СО₂ в свободных и водорастворенных газах) и характер распределения рассеянных газов по разрезу (аномально высокая концентрация метана, его гомологов и СО₂ в породах надпродуктивных отложений) северо-западной части рассматриваемого региона с учетом геологических условий (обилие тектонических нарушений и трапповых интрузий) свидетельствуют об интенсивных процессах разрушенности углеводородных скоплений или о наличии практически разрушенных залежей.

В пределах юго-западной части Сибирской платформы — Байkitской антеклизы и Катангской седловины — геологические условия сохранности залежей значительно благоприятнее по сравнению с северо-западной ее частью, что связано с наличием мощной соленосной формации, представленной чередованием галитовых, карбонатных (преимущественно доломитовых) и сульфатных пластов и пропластков и заметно меньшей насыщенностью разреза интрузивными телами. Это отражается на геохимических показателях углеводородных флюидов: нефти и конденсаты состоят главным образом из метановых УВ; содержание аренов, серы и смолистых веществ небольшое (см. табл. 1); в газах практически отсутствуют СО₂ и Н₂С, но концентрации гелия достигают 0,7—1,6 %. Нефтегазоносность Байkitской антеклизы связана с подсолевыми карбонатными отложениями рифея и собинской свиты нижнего кембрия (Юрубчанская, Омринская и Куюмбинская площади). На Камовском своде кембрийские отложения выходят на поверхность. Содержание смол в нефтях — до 4—5 %, асфальтены практически отсутствуют, аренов в бензиновых фракциях нефтей и конденсатов всего 3—4 %, серы

0,02—0,10 %. Близкая картина характерна для Катангской седловины (крупное Собинское месторождение, Ванаварская площадь, см. табл. 1, 2).

Концентрация УВГ в надпродуктивных отложениях юго-западных районов значительно ниже (в среднем на два порядка), чем северо-западных, где выявлены разрушенные и разрушающиеся залежи (см. табл. 3), что связано со значительно меньшим уровнем их рассеяния по разрезу. Однако и здесь иногда выявляются небольшие разрушенные залежи. Например, на Желиндуковской площади из ванаварской свиты венда получено небольшое количество нефти, которое практически не подвергалось вторичным изменениям и имеет такие же свойства (состав), как и нефти промышленных залежей Собинского месторождения, что можно объяснить специфическими условиями формирования и сохранности указанного небольшого скопления. По геологическим данным антиклинальная складка на Желиндуковке отсутствует, а скопление связано с крупным тектоническим нарушением, т. е. условий для формирования и сохранности скопления УВ не было. Следует полагать, что, проникая в ловушки, газоконденсатная смесь в значительной мере теряла жидкие компоненты в результате ретроградной конденсации; газ уходил вверх по разлому, т. е. залежь, видимо, разрушалась в процессе формирования. Об этом свидетельствуют результаты сопоставления изменения концентрации и состава рассеянных газов в надпродуктивных отложениях по разрезу Собинского месторождения и Желиндуковской площади. В последнем случае концентрация УВГ (особенно метана) в породах значительно выше, чем на Собинской площади (1,5 против 0,08 см³/кг, по средним данным), что можно объяснить преобладанием процессов физического разрушения небольшого скопления (интенсивная фильтрация УВ вверх по разрезу) без заметного влияния геохимических процессов изменения состава нефтей.

Повышенное содержание азота в газах залежей юго-западной части региона по аналогии с некоторыми другими соленосными бассейнами (например, западноевропейскими) может

5. Сравнение концентраций моноциклических ароматических УВ в газах пород зон с различными условиями сохранности залежей

Характеристика МЦА	Сухо-Тунгусская площадь, скв. 3	Куюмбинская площадь, скв. 9
Глубина залежей, м	1472—1531	2037—2492
Интервал отбора образцов, м	749—780	339—1335
Число образцов	10	5
Содержание МЦА, $\cdot 10^{-4}$ см ³ /кг	87,4	2,8
Состав МЦА, %:		
бензол	66	57,1
толуол	19,6	39,8
этилбензол	0,5	3,1
ксилолы	1,2	—
изо-пропилбензол	0,06	—
бензол/толуол	3,5	1,2

быть объяснено его эндогенным генезисом, при этом концентрации N₂ в подсолевых отложениях сохраняются. На основе исследований по специальной методике [7] в зонах распространения разрушенных нефтяных залежей северо-западной части региона в рассеянных газах надпродуктивных пород отмечается повышенная концентрация моноциклических ароматических УВ (МЦА), в особенности бензола, что явно связано с их вертикальной миграцией из нефтяных скоплений, в породы проникают даже ксилолы и изопропилбензол (табл. 5). В юго-западной части концентрация МЦА в газах пород снижается почти в 27 раз. При этом арены состоят только из бензола и толуола, что можно объяснить резким усилением экранирующих свойств покрышек (наличием соленосного флюидоупора большой мощности).

Для залежей подсолевых отложений, возможно, следует допустить определенные «потери» массы УВ в результате катагенеза (метанизации) нефтей и конденсатов, при которых благодаря процессам диспропорционирования водорода (по А. Ф. Добрянскому) одновременно образуются высоковосстановленные легкокипящие метановые УВ и бедные водородом полициклические арены и асфальтено-смолистые вещества. Последние в зна-

чительной мере выпадают из смеси преимущественно легких метановых УВ (подобно нефтям юго-западной части), в которых они плохо растворяются. Это косвенно подтверждается наличием в разрезе микровключений битумов (керитов, асфальтитов и др.).

Таким образом, выявляются следующие наиболее важные геолого-геохимические критерии сохранности залежей в западной части Сибирской платформы.

1. В зонах неглубокого залегания фундамента и залежей при значительной тектонической раздробленности (Курейско-Бакланихинский мегавал) отмечаются относительно повышенные содержания смол (до 17 %), ароматических УВ (до 11 %) и изо-алканов в нефтях, СО₂ в воднорастворенных газах (до 25 %), аномально высокие концентрации метана (до 180 см³/кг), его гомологов (до 90 см³/кг) и ароматических УВ (см. табл. 5) в надпродуктивном разрезе; наличие на фоне высокоминерализованных (320—350 г/л) пластовых вод низкоминерализованных (1,5—9,6 г/л) и др. Основные процессы разрушения залежей — гипергенные (окисление, биодеградация) и фильтрационные (рассеяние УВ вверх по разрезу).

2. В зонах высокой насыщенности разреза траппами при тектонической раздробленности (Бахтинский мегавыступ) большую роль играли термические магматогенные процессы. Критерии разрушенности залежей — аномально высокая концентрация ароматических УВ (30—60 % в бензиновых фракциях) и сернистых соединений (до 2 % серы) в нефтях и конденсатах (5—6 %), а также СО₂ в пластовых (25—80 %), водорастворенных (50—80 %) и рассеянных (45—90 %) газах пород (особенно долеритов), повышенные содержания рассеянных УВГ в надпродуктивных отложениях и др. (табл. 3).

3. В зонах распространения соленосной формации большой мощности в юго-западной части региона (Байкитская антеклиз, Катангская седловина) условия сохранности залежей значительно улучшаются. Уровень дислоцированности надпродуктивных отложений, а также распространение трапповых интрузий в разрезе здесь за-

метно ниже. Все это повлияло на геохимические показатели углеводородных флюидов и рассеянных газов. Геохимическими критериями вполне удовлетворительных условий сохранности скоплений УВ для данной зоны являются: весьма низкое содержание смол (1,5—4 %) и серы (0,1—0,3 %) в нефтях, аренов в газоконденсатах (3—4 %), преобладание в нефтях и газоконденсатах легких и среднемoleкулярных алканов, практическое отсутствие СО₂ в газах, весьма низкие концентрации УВГ (метана, его гомологов и паров ароматических УВ) в породах надпродуктивных отложений и др. (см. табл. 1—5).

Байкитская антеклиз и Катангская седловина различаются по геологическим условиям (см. табл. 3), что отражается на сохранности залежей. Более благоприятные условия Катангской седловины (большая мощность соленосной формации, наличие в нижней ее части чистых галитовых пластов заметной мощности, постоянное прогибание территории и др.) согласуются с открытием здесь более крупных месторождений (Собинское), нефти и конденсаты которых отличаются высокой концентрацией метановых УВ — до 95 % (на Байкитской антеклизе до 76 %), повышенным содержанием гелия в газах (до 1,6 %) и др.

С новых позиций геолого-геохимических критериев сохранности залежей дана региональная оценка перспектив нефтегазоносности западной части Сибирской платформы. Выделены четыре зоны: 1) низкоперспективная — Курейско-Бакланихинский мегавал и все западное обрамление Тунгусской синеклизы; 2) слабоперспективная — Бахтинский мегавыступ и территория к северу и востоку от него; 3) перспективная — Байкитская антеклиз; 4) высокоперспективная — Катангская седловина и юг Непско-Ботубинской антеклиз. По существу, вся южная часть региона, южнее линии появления соленосной формации заметной мощности, может быть оценена как высокоперспективная в отличие от северной.

Таким образом, геолого-геохимические критерии сохранности залежей

могут дать важную информацию при оценке нефтегазоносности не только региональных, но и локальных объектов, т. е. на различных этапах геологоразведочных работ, в особенности на стадии поискового бурения, на основе детального комплексного исследования микро- и макронепфтегазопоявлений и углеводородных полей верхней части разреза поисковых площадей. С другой стороны, как следует из полученных данных, аномальные высококонтрастные поля концентрации УВ могут образоваться в результате разрушения залежей и не являются в таких случаях доказательством промышленной нефтегазоносности изучаемого объекта. В то же время при наличии высококачественной слабопроницаемой покрышки поля концентрации УВ весьма часто относятся к низкоконтрастным, что затрудняет установление их связи со скоплениями УВ. Во всех указанных случаях важную информацию дают геолого-геохимические критерии условий сохранности залежей нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барташевич О. В. Нефтегазопроисхождение битуминология. — М.: Недра, 1984.
2. Включения в солях кембрия Бахтинского мегавыступа как показатель условий формирования и сохранности залежей нефти и газа // С. Н. Гришина, Ж. Дюбессы, М. А. Конторович и др. // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 31—38.
3. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. — М.: Недра, 1981.
4. Изотопно-геохимическая характеристика газов и нефтей Тунгусского нефтегазоносного бассейна // И. С. Старобинец, В. С. Лебедев, Л. М. Вишневская и др. // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 4. С. 984—988.
5. Процессы разрушения залежей нефти и газа и оценка потерь углеводородов // В. Д. Наливкин, И. С. Гольдберг, Н. М. Кругликов и др. // Сов. геология. 1984. № 7. С. 60—70.
6. Старобинец И. С. Газогеохимические показатели нефтегазоносности и прогноз состава углеводородных скоплений. — М.: Недра, 1986.
7. Старобинец И. С., Коробейник Г. С. Низкокипящие ароматические углеводороды в рассеянных газах осадочных пород и их нефтегазопроисхождение // Геология нефти и газа. 1981. № 8. С. 15—19.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

Возможности применения геоэлектрохимических методов для поисков нефтегазовых месторождений

Ю. С. РЫСС, И. С. ГОЛЬДБЕРГ, В. И. ВАСИЛЬЕВА,
Н. А. ВОРОШИЛОВ (НПО «Рудгеофизика»)

В нефти установлено присутствие в заметных количествах никеля, ванадия, ртути, кобальта, меди, цинка, молибдена и других химических элементов [3, 4]. Они концентрируются как в тяжелых асфальтово-смолистых составляющих нефти, так и в легких углеводородных фракциях. Элементы, находящиеся в подвижных формах, проникают во вмещающие породы, распространяясь к земной поверхности и в прилегающие слои атмосферы. Регистрация указанных ореолов позволяет обнаруживать нефтегазовые объекты.

Для поисков нефтегазовых месторождений используются преимущественно ореолы углеводородных газов, непосредственно указывающие на источники углеводорода. Однако такими источниками могут быть не только месторождения нефти и газа, но также поверхностные органические образования, подвергшиеся восстановительным процессам, некоторые глубинные редуцирующие объекты и т. п. Это заставляет искать новые методики обнаружения нефтегазовых месторождений, особенно залегающих на больших глубинах. Использование ореолов тяжелых металлов может служить дополнительным критерием для разделения источников ореолов углеводородных газов. Кроме того, в ряде случаев специфический характер ореолов тяжелых металлов может сам по себе служить поисковым признаком месторождений нефти и газа.

Использование ореолов тяжелых металлов при поисках рудных месторождений ограничено малой глубиной традиционных литохимических методов, что обусловлено небольшими размерами ореолов металлов, фиксируемых по их валовому содержанию. В последние годы предложено несколько методов, основанных на использовании наложенных ореолов рассеяния, сформированных за счет дальней миграции металлов, находящихся в подвижных формах. Концентрации металлов в таких формах нахождения

обычно составляют лишь доли процентов от их валового содержания во вмещающих породах. Поэтому по результатам анализа валовых концентраций такие ореолы не могут быть выявлены. Потребовалась разработка специальных методик, позволяющих устанавливать ореолы металлов в подвижных формах нахождения.

Для обнаружения глубинных рудных объектов наиболее применимы в практике из предложенных методов частичного извлечения металлов (ЧИМ), поисков по формам нахождения элементов в фульватно-гуматном комплексе почв (МПФ), термомагнитный геохимический (ТМГМ), диффузионного извлечения металлов (МДИ). В методе ЧИМ используются металлы, находящиеся в ионных или электроподвижных формах [5], в МПФ — естественное накопление и закрепление металлов органическими почвенными кислотами после миграции элементов от источника к месту опробования [1], в ТМГМ — концентрирование и закрепление металлов после их миграции в ферримарганцевых соединениях [2], в МДИ — элементы, находящиеся в воднорастворимых формах и извлекаемые под действием сил диффузии.

Перечисленные методы оказались пригодными для выявления глубоко-залегающих рудных месторождений, перекрытых рыхлыми покровными отложениями, а также скальными породами мезозоя и палеозоя. С целью проверки возможностей данных методов при поисках нефтяных и газовых месторождений проведены исследования в трех нефтеносных провинциях — Западной Сибири, Белоруссии, Волго-Уральском районе.

Работы МПФ и ТМГМ проводились в Шаимском нефтегазоносном районе Западной Сибири на месторождениях Трехозерное, Мулымьинское, Тетеревское и Даниловское. Нефтяные залежи развиты здесь на глубине 1450—1800 м и приурочены к песчано-глинистым триас-юрским отложениям (тюменская свита, вогулкинская толща)

чехла, а также к трещиноватым породам палеозойского фундамента.

Палеозойский комплекс представлен кристаллическими и метаморфическими сланцами, филлитами, конгломератами, разнообразными порфиритами, глинистыми хлоритизированными сланцами, прорванными эффузивами и интрузивами разного состава. Мезозойско-кайнозойский чехол в основном сложен терригенно-обломочными породами, включающими аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы, песчаники с прослоями известняка. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений возрастает с юго-запада (1100 м) на северо-восток (2000 м). Они перекрыты четвертичными осадками, относящимися к аллювиальной, озерно-болотной, озерной, торфяной и другим равнинным фациям. Их литологический состав — песчаники, супеси, суглинки, глина, торф; мощность 20—40 м.

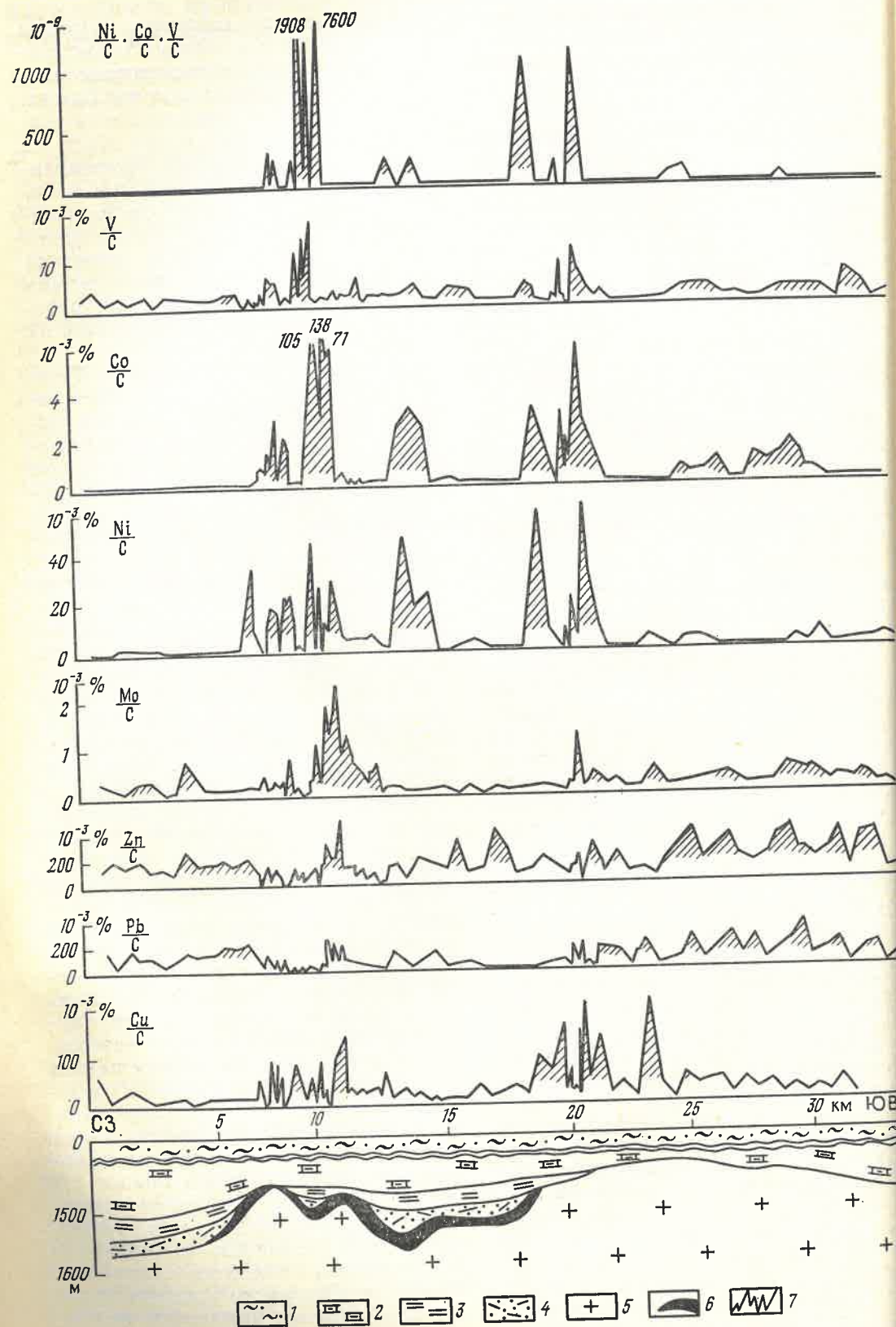
Наблюдения МПФ и ТМГМ велись по профилям с шагом отбора проб 500 м. Пробы подвергались обработке с селективным извлечением элементов в гуматно-фульватном комплексе и в составе ферримарганцевых соединений. Выделенные фазы анализировались на медь, свинец, цинк, молибден, никель, кобальт, хром, ванадий, титан, серебро, мышьяк, олово. Велись также определения магнитной восприимчивости материала проб до (χ) и после магнетизирующего обжига ($T\chi$).

На участке Тетеревского месторождения, где проведены наблюдения МПФ, ореолы большинства металлов образуют кольцевую аномалию, охватывающую нефтяную залежь (рис. 1). Такие аномалии нередки и для газовых углеводородов. Повышенные количества металлов приурочены к воздымающимся частям структуры, по-видимому, отличающимся наилучшей трещиноватостью и проницаемостью пород, благоприятствующей миграции элементов. Вместе с тем, разные металлы по-разному движутся от залежи вверх. В частности, лучше всего мигрируют никель и кобальт, имеющие наибольшую интенсивность ореола. Наряду с краевыми частями залежи ореолы этих металлов образуют дополнительный максимум, приуроченный к выступу, осложняющему

нефтегазоносную структуру. Ореолы меди, молибдена и ванадия характеризуются меньшей интенсивностью аномалий, чем ореолы никеля и кобальта. Ореолы свинца и цинка заметной аномалии над месторождением нефти на этом участке не образуют. Мультипликация ореолов никеля, кобальта и ванадия усиливает наглядность их представления, подчеркивая комплексный характер полиметалльной аномалии (см. рис. 1). Сходную картину можно видеть для мультипликативных ореолов других комбинаций металлов и их всех вместе взятых.

На участке месторождения Трехозерное (рис. 2), в отличие от Тетеревского, ореолы тяжелых металлов образуют общую аномалию, охватывающую все месторождения, а не только его краевые части. Наибольшая интенсивность ореолов почти всех металлов приурочена к антиклинорному выступу палеозойских пород, к которому примыкают две отдельные нефтяные залежи. Здесь, очевидно, суммируются ореолы краевых частей названных залежей. Однако краевые части других залежей отражаются в ореолах лишь отдельных металлов и с пониженной интенсивностью, особенно это касается северо-западного фланга месторождения. Отмеченная приуроченность наибольшей интенсивности к выступу палеозойского фундамента и ограниченная протяженность каждой из залежей обуславливают общее повышение содержания металлов и их сложное распределение внутри ореола. Возможно, наблюдаемая структура ореола отвечает сложению кольцевых ореолов от каждой залежи. Сказанное наиболее рельефно отражается на мультипликативном ореоле никеля, кобальта и ванадия. Как и на Тетеревском, на Трехозерном месторождении наибольшей интенсивностью и контрастностью отличаются ореолы никеля и кобальта. Слабо проявлены или вовсе отсутствуют повышенные содержания в ореолах свинца и цинка.

Для месторождения Даниловского, как и Тетеревского, получена сходная контрастная кольцевая аномалия в распределении тяжелых металлов. Менее контрастная, но подобная по характеру аномалия отмечается на участке месторождения Мулымьинское.



Таким образом, нефтяные месторождения в Шаймском районе Западной Сибири, залегающие на глубине 1450—1800 м, удовлетворительно отражаются в ореолах тяжелых металлов. Структура ореолов имеет преимущественно кольцевую форму, видимо, связанную с особенностями расположения ослабленных зон в геологических структурах. Эти зоны повышенной проницаемости, обусловленные тектоническими нарушениями, по которым приподняты или опущены блоки пород, вероятно, имеют отношение к происхождению нефтяных залежей, ограничивая их, и одновременно служат путями миграции химических элементов.

Нефтяные месторождения Белоруссии расположены в северо-восточной части Припятского прогиба и связаны с крупной тектонической зоной, называемой Речицкой моноклиальной ступенью, простирающейся через прогиб. Породы-коллекторы представлены первично-седиментационными известняками и вторичными доломитами межсолевой и подсолевой толщ верхнего девона и разбиты системами трещин на отдельные блоки. Средняя глубина расположения нефтяных залежей 3000 м. Надсолевая девонская толща карбонатно-глинистая и терригенно-карбонатная с вулканогенным материалом. Карбон представлен глинистыми и обломочными породами, включающими бокситы и пакки углей, пермь — кремнисто-глинистой формацией, юра — углистыми и кремнистыми осадочными породами. Разрез завершают меловые карбонатно-мергельные отложения.

Ореолы металлов в подвижных формах нахождения изучались методами ЧИМ и МДИ. Исследовались профили длиной 6—8 км на Сосновском, Вишанском, Марковическом и Полесском месторождениях, шаг измерений 50 м. По результатам наблюдений ЧИМ на Марковическом месторождении отчетливо оконтуривается нефтяная залежь

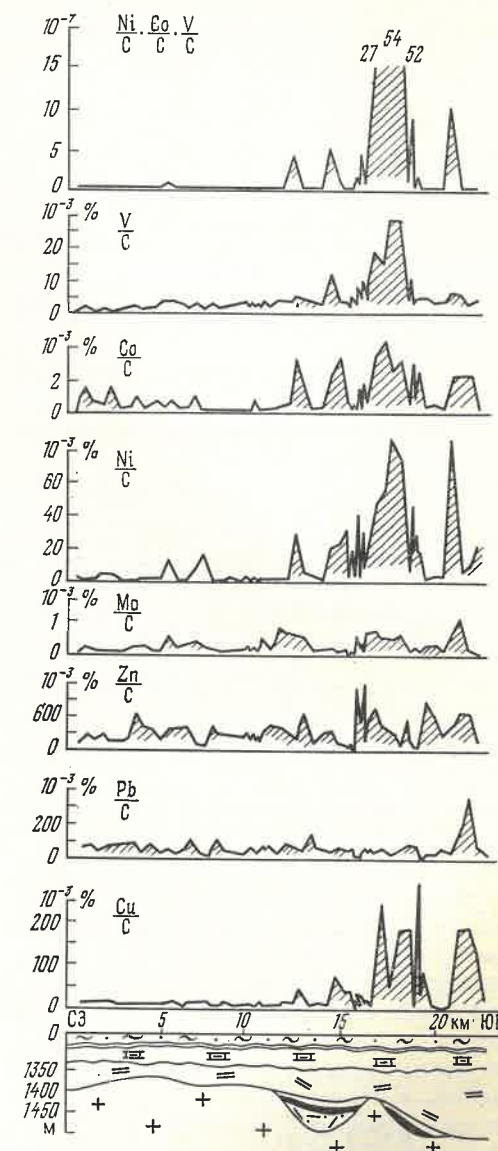


Рис. 2. Распределение элементов в фульватно-гуматном комплексе почв над нефтяным месторождением Трехозерное по данным МПФ: усл. обозн. см. рис. 1

(рис. 3). Сходные картины с той или иной контрастностью получены на других перечисленных месторождениях.

Нефтяные месторождения Волго-Уральской провинции развиты в комплексе палеозойских пород на глубине

Рис. 1. Распределение элементов в фульватно-гуматном комплексе почв над нефтяным месторождением Тетеревское (Западная Сибирь) по данным МПФ: 1 — палеоген-четвертичные песчано-глинистые отложения; 2 — меловые известняковые глины, песчани-

ки, алевролиты; 3 — юрские песчано-глинистые отложения; 4 — триасово-юрские коры выветривания; 5 — палеозойский фундамент; 6 — месторождение нефти; 7 — аномальные содержания элементов

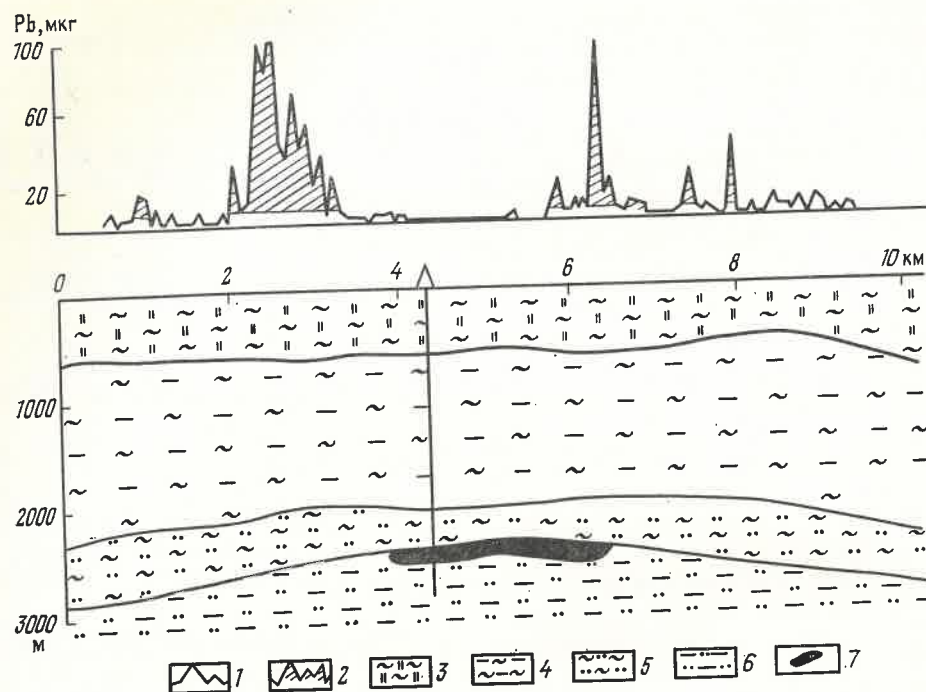


Рис. 3. Распределение свинца по результатам наблюдений ЧИМ, Белоруссия:
1 — фоновые концентрации; 2 — аномальные концентрации; 3 — палеоген-четвертичные бурые угли, глины, пески; 4 — пермо-меловые мергелисто-кремнистые отложения; 5 — карбоновые песчано-глинистые отложения; 6 — средне-верхнедевонские песчаники, алевролиты, мергели; 7 — нефтяная залежь

800—1600 м. В разрезе доминируют карбонатно-песчано-глинистые отложения. Нефти аккумулярованы в разных горизонтах, их залежи имеют разные масштабы. Распределение месторождений сложное. Различные их размеры и взаимное расположение создают весьма пеструю картину их размещения. Нефтеносная провинция ограничена отчетливо со стороны Уральских гор и менее определенно с запада. Территория была пересечена региональным профилем с наблюдениями МПФ и ТМГМ по линии Златоуст—Уфа—Дюртели—Казань—Горький. Шаг наблюдений 10 км. Кроме того, детально изучено несколько участков в районе Менеузовского, Лаештинского и Кристалльного месторождений Башкирии. В целом Волго-Уральская нефтегазоносная провинция оконтуривается повышенными значениями содержания тяжелых металлов (рис. 4), которые при использованном редком шаге наблюдений выглядят отдельными пиками, тем не менее группирующимися по разным металлам и месту на профиле. Для четкого прослеживания

отдельных нефтяных залежей в пределах оконтуренной провинции требуются, вероятно, более детальные наблюдения. В мультипликативной форме перечисленные особенности распределения металлов заметно усилены достаточно контрастно характеризующими границы провинции и отдельные месторождения.

По результатам детальных наблюдений МПФ, ТМГМ и МДИ в районе нефтяных месторождений Башкирии отмечается весьма сложная картина распределения элементов. Сближенное положение залежей фиксируется чередованием высоких и пониженных значений содержания металлов, каждый из которых проявляется по-разному. Тем не менее краевые части нефтяных месторождений отмечаются наибольшими количествами металлов, особенно, как правило, у восточной границы месторождений.

Наблюдения ТМГМ в общем согласуются с данными МПФ. Однако распределение металлов в ферримаргалицевых формах нахождения заметно сложнее, чем в гуматно-фульватно-

комплексе почв. Взаимосвязи поведения металлов, находящихся в упомянутых формах, требуют специального изучения.

Теоретические предпосылки и выполненные наблюдения в трех нефтегазоносных провинциях указывают на наличие ореолов тяжелых металлов в подвижных формах, связанных с глубоководными месторождениями нефти, которые могут быть обнаружены геоэлектрoхимическими методами МПФ, ЧИМ, ТМГМ и МДИ. Искомые объекты — нефтегазоносные провинции в целом, группы месторождений и отдельные залежи — требуют соответствующего масштаба исследований (1:1 000 000—1:10 000). Аномалии имеют преимущественно кольцевую форму. Однако сближенное положение залежи и другие геологические факторы приводят к различному распределению элементов. Это связано с их физико-химическими свойствами и составом нефтей. Некоторые особенности в размещении металлов обусловлены также различными формами нахождения металлов при их миграции и закреплении. Перечисленные различия не мешают обнаружению ореолов в размещении металлов обусловлены также различными формами нахождения металлов при их миграции и закреплении. Перечисленные различия не мешают обнаружению ореолов в размещении металлов обусловлены также различными формами нахождения металлов при их миграции и закреплении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антропова Л. В. Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. — Л.: Недра, 1975.
Ворошилов Н. А., Ворошилова Л. Н. Применение термоманитного геохимического метода (ТМГМ) при поисках рудных месторождений // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М., 1987. С. 135—141.
Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. — Л.: Гостоптехиздат, 1959.
Пуланова С. А. Микроэлементы нефтей, их использование при геохимических исследованиях. — Советская геология № 6 — 1990 г.

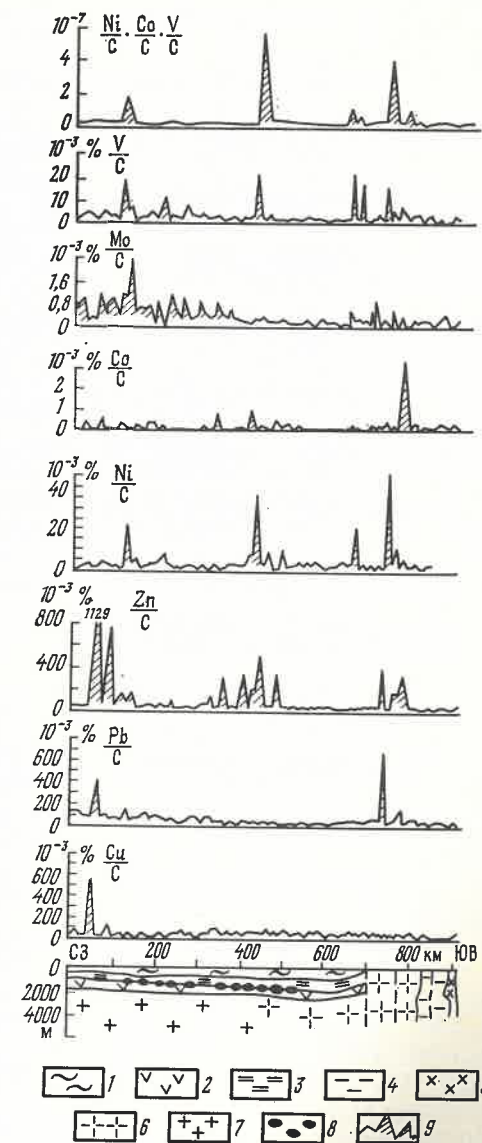


Рис. 4. Распределение элементов в фульватно-гуматном комплексе почв над нефтяными месторождениями Волго-Уральской провинции по данным МПФ:
отложения: 1 — пермские песчано-глинистые, 2 — карбоновые известково-мергелистые, 3 — средне-верхнедевонские карбонатно-песчано-глинистые; 4 — нижнепротерозойские—нижнепалеозойские метаморфические комплексы; 5 — среднепалеозойские гранодиоритовые интрузии; 6 — верхнепротерозойские метаморфогенные образования; 7 — архейско-нижнепротерозойские породы кристаллического фундамента; 8 — нефтяные месторождения; 9 — аномальные концентрации элементов

ваниях и изучении процессов миграции. — М.: Недра, 1974.

5. Рысс Ю. С., Гольдберг И. С. Способ частичного извлечения металлов (ЧИМ) для поисков рудных месторождений // Методика и техника разведки. 1973. № 84. С. 5—19.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.



УДК 553.3

Геолого-генетические проблемы рудных месторождений*

А. И. КРИВЦОВ (Мингео СССР)

Сессии Международного геологического конгресса, как собрания представителей мирового сообщества геологов, имеют чрезвычайно важное значение для формирования приоритетных и перспективных направлений развития геологических наук. На каждой из сессий осуществляется своеобразная неформальная экспертиза новых идей и разработок, которые в межсессионные периоды либо получают дальнейшее развитие в том или ином виде, либо отбрасываются. В этом отношении XXVIII сессия продолжила традиции предшествующих сессий, хотя принятые оргкомитетом принципы формирования научной программы и ее распределения по симпозиумам, по мнению автора, привели к излишнему раздроблению направлений геологии рудных месторождений и к неоправданному включению однотипных по материалам докладов в различные симпозиумы.

Из 3000 докладов, тезисы которых были опубликованы к конгрессу, свыше 300 непосредственно посвящены геологии и генезису рудных месторождений [6]. Во многих докладах общегеологической и металлогенической направленности содержится информация, прямо или косвенно связанная с указанными вопросами. Детальное рассмотрение столь обширных материалов может быть проведено в рамках целенаправленных обобщений. Данная статья ограничивается задачами общего обзора с выделением тех направлений исследований, которые по теоретическим и прикладным разработкам зарубежных геологов выделяются как приоритетные и перспективные. В связи с тем, что к конгрессу были опубликованы сборники докладов советских геологов [1—5], а в журнале

* Обзор докладов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (9—19 июля 1989 г., Вашингтон, США).

© А. И. Кривцов, 1990

«Советская геология» № 6 за 1989

год был дан обзор содержания этих изданий, соответствующие отечественные разработки в статье не рассматриваются, за исключением необходимых упоминаний. Доклады по геологии и генезису рудных месторождений условно могут быть сгруппированы в следующие основные направления, отражающие с точки зрения автора приоритетность и перспективность проблем на современном этапе: модели рудообразующих систем и процессов, рудноосадочных толщ и осадочных бассейнов, рудоносность рифтогенных прогибов с интенсивным осадконакоплением, многоэтапность (полигенность и полихронность) месторождений, разнообразие по масштабам минерализации уникальных по масштабам минерализации, прогнозно-поисковые геолого-экономические модели месторождений, системы прогноза минерально-сырьевых ресурсов, их разведка и использования.

Разработка моделей рудообразующих систем и рудообразования рассматривается автором в контексте процессов, основывающихся на синтезе частных геолого-генетических построений и анализе зависимостей между общегеологическими и металлогеническими процессами. В рамках этого направления формируются необходимые связи между теоретическими основами прогнозно-металлогенических исследований и теорией рудообразования, развивающейся преимущественно в приложении к конкретным объектам.

Состояние разработок советских геологов по данному направлению отражает специальный сборник докладов к XXVIII сессии МГК [4]. В предисловии к этому изданию В. И. Смирнов, как его редактор, отметил, «по отношению к генезису рудных месторождений природной системой является совокупность взаимосвязанных геологических процессов, обстановки и обстановок, определяющих объем источника флюидов во

условия их образования» [4, стр. 5]. И далее: «Общее описание систем следует цель выяснения генетических связей между ведущими семействами магматических пород, типоморфных геологических структур и представительными сериями, группами и классами рудных месторождений» [4, стр. 5]. Эти принципиальные подходы раскрываются в докладах, включенных в указанный сборник, хотя его редактор подчеркнул, что проблема получила лишь частичное освещение.

Общее состояние разработанности проблемы отвечает, по-видимому, наглым этапам синтеза обширной информации, раскрывающей существо рудообразующих систем и процессов применительно к конкретным рудным формациям и месторождениям [3, 4, 5, 6].

На сессии была представлена, по-жалуй, единственная работа, содержащая подходы к созданию обобщенной системы рудообразующих процессов. Это доклад У. Файфа (Канада), названный автором «Рудные месторождения: правила игры». В нем отмечается, что Земля как планета охлаждается вследствие кондуктивных и конвективных процессов, при сходстве механизма переноса тепла каждым из них. Концентрация любого элемента при формировании рудных месторождений рассматривается автором как процесс переноса — сбора элементов из систем их источников и переноса к участкам рудоотложения. Токи переноса приводятся в движении тепловой или гравитационной энергии. Система, из которой извлекается элемент, должна находиться в состоянии, допускающем проникновение элементов в нее через соответствующее отверстие. Эффективность процесса экстрагирования зависит от исходных концентраций элемента и деталей

многие кубические километры. Флюиды должны быть химически специализированы в отношении переносимых рудообразующих элементов, а геологические структуры должны обеспечивать разгрузку потока. Ступенчатость термического градиента может вызывать резкие изменения растворимости компонентов, возможность смещения флюидов различного химизма и изменения условий на пути потока. Все подобные явления могут вести к концентрированию рудоотложения. Шансы на сохранность руд после их формирования ограничены, особенно для поверхностных месторождений.

У. Файф отмечает, что на современном этапе получили лучшее понимание процессы рециклинга. Он подчеркивает, что в условиях современной Земли огромные по масштабам транспортирующие процессы проявляются в системе охлаждения через срединно-океанические хребты, магматизм и метаморфизм над зонами субдукции, в складчатых поясах у разломов. Почти во всех случаях рудообразование происходит на небольшой глубине с возможностью рециклинговой транспортировки вещества.

Изучение современного теплового потока показывает, что конвективные потоки флюидов существуют под большей частью океанического дна и что соответствующие образования обладают огромным потенциалом в отношении стратиформных руд. Для палеовулканизма, преимущественно субмаринного, допускаются большие объемы проявления; при этом кислый вулканизм в субмаринных условиях сопровождается крупномасштабным колчеданообразованием. Возможное подслаивание земной коры плотными магмами, такими как коматитовые, вызывает высокие термоградиенты и региональный метаморфизм с регенерацией руд и переотложением их в жильные формы.

Интересные материалы для развития этого направления содержатся в докладах по конкретным месторождениям и их группам: Л. Чанга (КНР), Г. Хана, М. Суна и С. Хе (КНР), К. Муна (Южная Корея) — по оловянно-вольфрамовым и вольфрамовым; Ф. Фурмана и К. Мисры (США), С. Кезлера (США), С. Чеслера

Т. Шундао (КНР) показал, что многие важные стратиформные месторождения Китая сформированы в обстановке постпротерозойских кратонных бассейнов. На средне- и верхнедевонском стратиграфических уровнях локализованы руды сурьмяного месторождения Сикуангшань, касситерит-суль-

конгломераты, аркозы, кварцевые ваи промышленных руд. И. Мао (КНР) подробно рассмотрел прослои ангидрита и доломита баритом, целестином и турмалином. Оруденение мощностью от 5 до 15 м представлено вкрапленностью борнейских кремнисто-карбонатно-глинистых осадках Западного Квинлинга. История формирования месторождения борнитовая зона через борнит-халькопиритовую охватывает 300—400 млн лет. Она включает этап первичного сингенетического накопления урана в условиях Мангула промышленных рамокных лагун, отделенных от шельфа удаленных фациях континентального моря рифовыми постройками, выноса. От центра рудоносного пласта неоднократно переотложение металлов латерали и вертикали фиксируется в результате окисления, выщелачивания и деятельности приповерхностных метеорных растворов. Процессы эпигенетического преобразования, молибденит, виттихенит, самородные металлы, серебро, аргентит. Попутно извлекается золото, платина и палладий. Миграция металлов при уменьшении температур и давлений привели к образованию богатых руд. Принципиальное значение имеет открытие на Аляске крупнейшего колчанно-полиметаллического месторождения.

В нескольких докладах уточняются представления об условиях возникновения месторождений барита. Так, *С. Кларком* (США) выделено шесть генетических типов месторождений барита: субмаринные гидротермально-рециклинговые в вулканогенных породах, ассоциирующие с месторождениями колчеданного семейства; аналогичные по генезису месторождения в осадочных породах, сопряженные с колчеданно-полиметаллическими месторождениями типа Ред Дог; месторождения в осадочных породах, фор-

мирующиеся из поровых вод на окислительно-восстановительных границах; стратиформные в карбонатных породах, ассоциирующие со свинцово-цинковыми месторождениями; остаточные; эпигенетические гидротермальные. *П. Басу* (Индия) описал пластовые и жильные баритовые месторождения района Гуддапах. Для пластового типа характерны массивные тела, ритмическое переслаивание барита и баритовых глин с углеродсодержащими сланцами. Пласты барита и его конкреции сменяют друг друга по латерали и вертикали. В баритовых отложениях развиты прерывистые слои пирита. Первичное накопление барита связывается с процессами эвапоритизации. Диагенез баритового осадка и последующий метаморфизм сопровождаются перераспределением барита, в том числе и в трещинные системы. *Д. Фан* (КНР) с соавторами в кембрийско-силурийских черных сланцах на юге Квинлинга описал баритовые линзы мощностью от 3—5 до 8 м, сменяющиеся в лежащем боку барит-кальцитово-цинковой зоной с витеритом. Выше по разрезу баритовые линзы мощностью 3—4 м, залегающие в черных сланцах, обогащены пиритом и ванадием. Линзы перекрываются черными кремнистыми отложениями. Главный фактор первичного баритонакопления — процесс эвапоритизации.

Группой шотландских исследователей (*А. Хэлл* с соавторами) проведено изучение изотопного состава серы руд стратиформного баритового месторождения Аберфелди, локализованного в метаморфизованных позднепротерозойских отложениях. Барит сопровождается пирротинном, пиритом, сфалеритом, галенитом, магнетитом. Рудообразование связывается с субмаринными гидротермальными процессами. Авторы полагают, что отсутствие биогенной серы в зоне вывода растворов объясняет ограниченные масштабы скопления цветных металлов, которые оказались рассеянными в водной среде.

Значительное число докладов по полиметаллическим месторождениям в карбонатных толщах (миссисипский тип) было посвящено анализу условий их возникновения и разработке моделей рудонакопления.

Ф. Фурман и *К. Мисра* (США) на основе изучения флюидов в минералах месторождений миссисипского типа показали, что рудообразующие растворы отвечают бассейновым рассолам, которые на поздних стадиях минерализации смешивались с растворами низкой солености. Допускается миграция рассолов из бассейна Иллинойс с участием рудного вещества из органических металлоносных сланцев. Рассолы в которых по составу близки флюидным включениям. Во включениях в флюорите установлены твердые битумы. *А. Гайз* и *Х. Бернес* (США) для месторождений миссисипского типа обосновали существование тропической обстановки в период осадконакопления, отражающейся в обилии пород органического материя. Нефте- и битумосодержащие рассолы рассматриваются как источник рудообразующих растворов. Сера находится в рассолах в форме тионов, сульфидов, тиофенов. При температурах 100—200 °C органические соединения могут оставаться стабильными в течение 10⁶ лет. Процессы минерализации инициируются притоком тепла и интенсифицируются с его ростом.

Интересные данные приведены в докладе *С. Чеслера* (США), посвященном месторождениям миссисипского типа в Аппалачах, залегающим в карбонатных породах нижнего ордовика и прослеживающимся в узкой зоне Аппалачей до Ньюфаундленда. В возникновении месторождений связывается с процессами «мембранной фильтрации» рудных элементов из черных сланцев. Состав руд выдержанный: сфалерит, флюорит, барит; галенит практически нет. В рудах отсутствуют радио- и стронций.

С. Кезлер (США) для аппалачских стратиформных свинцово-цинковых месторождений, локализованных в отложениях форланда, предложил модель формирования руд из двух различных рассолов. Для ранних флюорит-баритовых руд допускается возникновение из богатых кальцием рассолов, связанных с погружением и обезвоживанием осадков. Более поздние сфалеритовые руды сформированы из натрий-калий-хлоридных рассолов, которые либо поступали из глубинных частей осадочного бассейна, либо возникли

при рециклинге метеорных вод. Отсутствие в рудах галенита объясняется геотектонической позицией рудоносных бассейнов — их внекратонной обстановкой, что исключает возможность взаимодействия свинца из древних пород цоколя, как это предполагается для месторождений собственно миссисипского типа.

Группа канадских исследователей (*Д. Сангстер* и др.) предложила использовать изменения индекса окраски конodontов для определения температур рудообразования в карбонатных толщах. На примере месторождений Ньюфаундленда показано, что температура рудообразования отвечает диапазону 90—200 °C. Эти данные близки результатам изучения флюидных включений в сфалерите. Температурные воздействия на вмещающие породы вне зон рудообразования оцениваются по конodontам в 360—550 °C. Соответственно, допускается возможность процессов рудообразования после значительного погружения рудовмещающих пород с разогревом, сменяющегося их выведением в приповерхностные обстановки.

М. Олейд и *Н. Огандайп* (Нигерия) рассмотрели генетическую модель свинцово-цинково-баритовых- (флюоритовых) проявлений трога Бенуа в Нигерии. Изотопные данные позволили установить, что сульфидная сера заимствована из осадков или сульфатов морской воды в результате бактериального или органического восстановления. Источником свинца являются кембрийские граниты, меловые арконовые осадки, а карбонатный углерод представляет собой продукт окисления органического углерода.

Дж. Кайл и *У. Гос* (США) использовали палеомагнитные методы для оценки времени и скорости накопления полиметаллических руд, известняков и ангидридовых слоев соляных кепронов в Луизиане и Техасе. В первом случае рудоотложение датируется диапазоном 157—145 млн лет при скорости рудонакопления 5,7—2,8 м/млн лет. Для руд соляного купола Хокли в Техасе длительность рудонакопления оценивается в несколько миллионов лет.

Р. Коски (США) с соавторами рассматривали условия возникновения круп-

ных месторождений марганца (свыше 7 млн т) в третичных образованиях Невады и Аризоны. Месторождение Три Кидс в Неваде приурочено к глинисто-песчаной толще, перекрытой туфами и гипсами. Колломорфные агрегаты оксидов Mn приурочены к межобломочному пространству. Марганцевые слои в Аризоне развиты среди аллювиальных, флювиальных, карбонатных и вулканогенных отложений. Массивные руды, сочетающиеся со слабо марганцевыми осадками, содержат свинец — до 14, барий — до 5,0, мышьяк — до 0,5 % и уран — до 40 г/т. Рудоотложение связывается с поступлением низкотемпературных флюидов в придонные зоны и на дно соленых озер.

В рамках проблемы рудоносности осадочных толщ внимание ряда исследователей привлекают вопросы связи нефте- и рудообразования и участия в рудогенезе металлогенетических комплексов.

Так, в работе *Д. Мэннинга* (Великобритания) рассмотрены вопросы металлогенности нефтей. Показано, что наряду с известными относительно высокими содержаниями ванадия, никеля и кобальта концентрации меди могут составлять 12 г/т, а свинца и цинка до 1 г/т. Эти величины существенно выше растворимости данных металлов в водных растворах, что позволяет рассматривать нефтяные жидкости в качестве рудотранспортирующих агентов. Металлы входят в порфирины и другие комплексы, ассоциирующие с асфальтенами. Отмечается, что деметаллизация нефтей возможна при разрушении органических составляющих комплексов, в частности, при окислении, либо термальных изменениях. Это приложимо к условиям накопления металлов в кластических отложениях. *Дж. Пернелл* (Великобритания) показал, что в битумах известны включения ряда рудных минералов.

Э. Перси и *Р. Баррасс* (США) исследовали органическое вещество в рудах месторождения золота Черри Хилл (Калифорния). Во включениях минералов обнаружены битумы и нефть. Температура гомогенизации включений, содержащих нефть, меняется от ранних стадий к поздним с

Т. Джиордано (США) допускает преобладание ацетатных комплексов цинка, свинца, железа и алюминия при высоких температурах в бассейновых рассолах. Д. Макгоуэн и Р. Сардэм (США) предполагают, что органо-металлические комплексы могут возникать при генерации углеводородов с входжением в нефтяную фазу. К. Хейл и Р. Сассен (США) опи-

Следует отметить, что доклады советских геологов по рассмотренной проблеме [3] охватывают все направления и отличаются более широкими подходами — на уровне обобщений, а не частных описаний.

докладах интерпретируется как смена носителей рудного вещества и изменения его качеств в геологическом времени, что в принципе отвечает представлениям А. И. Тугаринова о круговороте источников вещества в геологической истории.

К. Мун (Южная Корея) изложил результаты детального изучения вофрамового месторождения Сангдо, обладающего уникальным этажным строением при этапном формировании руд. В осадочной толще кембрийского возраста выделяется два горизонтально скарнированных известняков, отвечающих Нижнему и Главному рудным телам. Они сопряжены друг с другом жилами с молибден-вольфрамовой минерализацией, которые продолжают на глубину до кровли гранитного массива (85—83 млн лет). Главное рудное тело мощностью 6 м и размерами в плане $1,5 \times 1,5$ км обладает зональным по латерали строением. Центральная кварцево-слюдавая зона с наибольшей концентрацией шеек окружена амфиболовыми скарнами, которые сменяются на периферии

Формирование золоторудных месторождений зон тектоно-магматической активизации (дива) Ч. Танг (КНР) рассматривает как результат сложного сочетания процессов накопления, перетекания и концентрирования, начавшихся до стадии дива и завершившихся на этой стадии, которая отнесена к Яншаньской (позднеюрской-меловой) эпохе. Выделяются три группы золоторудных месторождений, характерных для таких обстановок:

Р. Дай (КНР) для золоторудного месторождения в районе Тунглинь выделяет этапы сингенетического рудообразования, гидротермального переотложения и регенерации. В докладе Дж. Айхлера (Чехословакия) с соавторами показано, что золоторудная минерализация в черных сланцах Бо-

В рамках проблемы многоэтапности рудогенеза Р. Пэй и Й. Мао (КНР) рассмотрели четыре возможных варианта петро-минерагенетических моделей применительно к олово-вольфрамовым рудам, сопряженным с гранитами: минерализация ассоциирует с одной поздней фазой многофазных интрузивов одного периода; с каждой фазой многофазных интрузивов одного периода; с гранитами одного периода при многопериодном формировании гранитов; с каждым периодом многопериодного магматизма. Месторождения, отвечающие разным моделям, различаются по строению, составу руд и их минералого-геохимическим особенностям.

Р. Скун и *Х. Илес* (ЮАР) представили обзор платиноносности Критической зоны Бушвельдского комплекса. Авторы отмечают, что для объяснения генезиса платиноидной минерализации следует учитывать ассоциацию платиноидов с хромититами, ограниченную долю этих элементов, связанную со скоплениями сульфидов, различия в обстановках и формах проявления минерализации. Подчеркивается, что каждая циклическая единица Критической зоны отвечает дополнительным порциям примитивных магматических расплавов, вызывающих явления термозероизации и смешивающихся с ранее возникшими дифференциатами. Связи платиноидов с хромититами пока не получили необходимого объяснения, однако включения лаврита в зернах хромита свидетельствуют о раннекристаллизационной природе платиноидов. *К. Хэттон* (ЮАР) рассмотрел вопрос о роли смешения исходной бонинитовой магмы и дополнительных порций толетовой при формировании хромититов Бушвельдского массива. Отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в хромитах увеличивается от нижних хромититовых горизонтов к верхним, что считается следствием окислительного воздействия толетовых расплавов. Этим же автором совместно с другими исследователями из ЮАР описаны явления погружения хромитоносного исходного бонинитового расплава в дополни-

тельный толеитовый. Допускается, что инъекции последнего вызывают подъем бонинитового расплава и его охлаждение, стимулирующее начало кристаллизации. Изменение соотношения плотностей определяет возможность погружения кристаллов пироксена и части расплава в толеитовую зону, где при смешении происходит кристаллизация хромита. Отмечается зависимость степени концентрирования хромита и мощности хромитовых горизонтов от мощности горизонтов кумулятов.

А. Кэмпбелл и Дж. Тернер (Австралия) рассмотрели динамику дополнительных магматических инъекций в расплавы крупных расслоенных интрузивов. Показана возможность возникновения плюмажей и фонтанов высотой до 300 м при ширине подводящего канала 10 м.

При всей сложности природы этапности формирования рудных месторождений и изменения облика рудного вещества на разных этапах в многочисленных докладах предполагается в целом одна и та же схема. В этой схеме для осадочных толщ выделяется некий начальный период сингенетического накопления рудного вещества, отождествляемый с субмаринным вулканогенным рудогенезом и сменяющийся ростом концентраций металлов при уплотнении осадков, их диа-, ката- и метагенезе. В последующем сформированные таким образом рудонесные толщи — источники вещества — испытывают перераспределение по крайней мере трех типов. Первый из них отвечает перемещению рудного вещества седиментогенными рассолами от источников к различного рода барьерам рудонакопления. Второй определяется процессами контаминации с последующим накоплением из магматогенных флюидов и дополнительной экстракцией вещества из рудонесных толщ рециклинговыми системами с участием в них активизированных метеорных вод. При этом возможно сохранение «остаточных» стратиформных рудных скоплений на флангах подобных систем. Третий тип перераспределения — метаморфогенный с мобилизацией стратиформных скоплений рудного вещества в трещинные структуры, что не исключает сохранности

части ранее накопленных руд.

Многоэтапность формирования рудных месторождений, связанная с многофазным становлением рудонесных гранитоидных комплексов, определяет существование районов с так называемой «пестрой» металлогенией. Представляется очевидной множественность источников вещества в таких случаях, определяемая и неоднократно проявляющаяся ремобилизационных процессов. Особое место занимает проблема формирования расслоенных рудонесных интрузивов по модели многократных дополнительных инъекций магматических расплавов разного состава, их взаимодействия и смешения.

Проблема рудонесности рифтогенных прогибов с интенсивным осадконакоплением так или иначе сопряжена с проблемой рудонесности осадочных бассейнов. На сессии были представлены новые материалы по современному рудообразованию в океанических, окраинно-континентальных и внутриконтинентальных рифтогенных трещинах.

По данным Р. Зиренберга (США) с соавторами и Р. Коски (США), трог Есканаба базальты океанического дна перекрыты четвертичными пемичано-глинистыми отложениями мощностью до 500 м. На глубине 3250 м обнаружен ряд сульфидных залежей, самая крупная имеет в плане размеры 100×30 м. Между отдельными возвышениями дна с амплитудой до 100 м известны мелкие трубо- и пластообразные скопления руд. Выходы гидротерм с температурой более 220 °С расположены к пористым ангидрит-баритат с более низкотемпературными (менее 250 °С) бедными металлами рудосодержащими массивами верхних горизонтов по куполообразной поверхности. Последняя отвечает изотерме, секущей напластования. Рудообразование связывается с прорывами «нижних» растворов и смешением с «верхними». Рудная фидных руд максимальные содержания цинка составляют 43 %, железа до 25 %, свинца до 7,6, мышьяка до 2,5, бария карбонат-сульфидная (кальцит, до 2,5, меди до 1,8 %. Концентрации фалерит, пирит, халькопирит, гален-серебра достигают 680 г/т. Осадочный, пирротин) предшествует силикатообразования, переслаивающиеся с до-оксидно-сульфидной, продолжающейся формироваться в открытых трещинах. Гематит, эпидот и кварц в скоплениях в трог Есканаба сопровождаются халько-

ставлены с обстановками возникновения месторождений типа Бесси.

В более ранних публикациях отечественных и зарубежных геологов было показано, что подобная обстановка характерна и для бассейна Гуаймас в прогибе Калифорнийского залива. Эта структура сопряжена с троговой структурой Солтон Си. Если для субмаринных трогов рудонакопление связывается с рециклинговыми системами, то во внутриконтинентальных трогих ситуация оказывается существенно иной.

У. Элдери с соавторами (США) описали рудную минерализацию, вскрытую скважиной глубиной 3,22 км к югу от Солтон Си. На этом участке третичные до современных обломочные породы мощностью более 5 км заполняют троговую структуру. На глубине 1,7 км вскрыты туфы, датированные 0,72 млн лет, что свидетельствует о весьма значительной скорости осадконакопления. Силлы диабазов, пререзанные на глубине 2,9 км, сопровождаются ороговикованием глинистых отложений. По скважине с ростом температур установлены переходные зоны от неизмененных нелигифицированных осадков до зеленосланцевых пород. Флюиды представлены рассолами (25 % экв. NaCl), содержащими 0,15 % Fe, 0,13 % Mn, 0,05 % Zn, 0,025 % Li, 0,01 % Pb. Высокая концентрация флюидов связывается с растворением вмещающих эвапоритовых образований. По группе геотермальных скважин установлено, что металлонесные рассолы высокой температуры, располагающиеся на глубине, граничат с пористыми ангидрит-баритат с более низкотемпературными (менее 250 °С) бедными металлами рудосодержащими массивами верхних горизонтов по куполообразной поверхности. Последняя отвечает изотерме, секущей напластования. Рудообразование связывается с прорывами «нижних» растворов и смешением с «верхними». Рудная фидных руд максимальные содержания цинка составляют 43 %, железа до 25 %, свинца до 7,6, мышьяка до 2,5, бария карбонат-сульфидная (кальцит, до 2,5, меди до 1,8 %. Концентрации фалерит, пирит, халькопирит, гален-серебра достигают 680 г/т. Осадочный, пирротин) предшествует силикатообразования, переслаивающиеся с до-оксидно-сульфидной, продолжающейся формироваться в открытых трещинах. Гематит, эпидот и кварц в скоплениях в трог Есканаба сопровождаются халько-

пиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом, возникшими при смешении различных растворов.

М. Маккиббен, У. Уиллиам и С. Эддридж (США) представили обобщенную информацию по современному рудообразованию в районе Солтон Си и предприняли попытку прогноза развития этой геотермальной системы, приуроченной к северной части рифтовой структуры и функционирующей в отложениях соленого озера. Глубинный тепловой поток обуславливает куполообразную форму границы флюидов различного состава на глубине 1—3 км. По данным свыше 50 скважин при температуре около 300 °С, pH 5,4, 3—6 т Cl концентрации металлов в хлоридных комплексах составляют: Fe 2000, Mn 1500, Zn 500, Cu < 10, Cd < 5, Ba 200, Li 200, Sr 400 г/т. Рассолы содержат также около 1 г/т серебра и менее 100 мг/т золота и платиноидов. Жильная сульфидная минерализация регулируется низким содержанием сероводорода (< 30 г/т) в металлонесных рассолах. В качестве источника серы рассматриваются озерные ангидритонесные отложения. Допускается возможность достижения дна бассейна Солтон диapiовидным поднятием рассола с его излиянием на дно и, соответственно, перерождение изученной системы в рециклинговую. Прогнозируется обстановка подводного накопления массивных железо-марганцевых руд (до 10⁷ т) при выходе 10 % рассолов (2 км³) в мелкое озеро масштабов современного Солтон Си. При значительных глубинах более крупного бассейна допускается формирование 10⁷ т колчеданно-полиметаллических руд из 10 км³ рассола.

Группой геологов США (Р. Чарлз с соавторами) изложены результаты научного бурения в кальдере Уэллес, на фланге рифтогенной структуры. Скважина, заданная для возможного обнаружения эпитеpмальной золото-серебряной минерализации типа Крид, в термально активной зоне кальдеры в интервале глубин 24,9—163 м вскрыла молибденовую минерализацию. Молибденит в ассоциации с кварцем и пиритом развит в полосчатых прожилках и гнездах. Эти минералы сопровождаются флюоритом, гипсом, сфале-

ритом, родохрозитом. Температура рудообразования по флюидным включениям определена в 200 °С, что близко к температуре термального источника, известного в 2 км от изученной скважины.

Дж. Клайн и Р. Боднар (США) предложили количественную модель транспортировки кремния и золота применительно к эпитермальным месторождениям, основанную на том, что ведущим механизмом рудоотложения служит процесс вскипания растворов. Для разработки модели приняты параметры геотермальной системы Вайракея: проницаемость среды 10^{-15} м², дебит потока 3×10^{-5} кг/(м²·с), начальная температура флюида 300 °С. Глубина вскипания возрастает с увеличением проницаемости (от 10^{-16} до 10^{-14} м²), уменьшается с ростом потока (от 10^{-6} до 10^{-4} кг/(м²·с) и возрастает с повышением температуры от 260 до 350 °С. Показано, что при таких параметрах возможно накопление золота с концентрированием до 19 г/т. Расчетная глубина начального вскипания определена в 590 м, а интервал отложения золота — в 140 м, что отвечает глубине верхней границы рудонакопления в 450 м. Перепад температур в интервале рудоотложения — от 300 до 286 °С с достижением баланса между водной и паровой фазами.

Общеметаллогеническое значение имеют исследования *П. Лазнички* (Канада) по проблеме гигантских, уникальных по масштабам рудных месторождений. В качестве таких объектов рассматриваются геохимически аномальные скопления металлов, для которых отношение промышленных запасов (в т) к кларковым содержаниям того же элемента (в г/т) превышает 10^{11} . Для сверхгигантских месторождений эта величина может быть больше 10^{12} . На земном шаре известно 45 сверхгигантских и 80 гигантских месторождений различных металлов, запасы их составляют основу мировых минерально-сырьевых ресурсов. Природа подобных объектов объясняется с двух различных позиций. Согласно первой, гигантские объекты уникальны, не сопровождаются «шлейфом» более мелких месторождений и возникают при качествен-

но уникальных геологических условиях, тонкослоистые и полосчатые ред- и процесса. Подобные подходы автор коземельные и железо-редкоземельные почему-то приписывает советской ме (в верхах доломитовой толщи) типы таллогенической школе. Вторая точка руд. Руды с весьма тонкой и грубой зрения обосновывает принадлежность полосчатостью представлены чередова- уникальных объектов к крайним составным линз магнетита и гематита, окру- ляющим прогрессивно возрастающенных вкрапленными редкоземель- (по масштабам) ряда объектов. Примы рудами. Содержание железа в этом причины возникновения гигант рудах от 20 до 55 %, оксидов редких ских месторождений объясняются коземель — от 2 до 25 %. В рудах пре- личественными особенностями соответс обладают монацит, бастнезит, флюо- ствующих геологических процессов рит. Отмечается наложенная сульфид- качественно не различающихся вная минерализация, связываемая с объектах разных масштабов. герцинскими гранитоидами. Обосновы- гидротермально-метасоматиче-

По данным автора, подавляющее является гидротермально-метасоматическое большинство из 30 гигантских месторождений руд со стадийным происхождением принадлежит к естественнорудоотложению.

В Чехословакии возражающихся в Я. Халбрстат и Я. Коминек (Чехословакия) охарактеризовали уникальные ряды месторождений. В них жилые урановые месторождения редкоземельное Баян-Обо (КНР), Жилище Пршибрама. Жилы развиты в медно-урановое Олимпик Дарренпротерозойских метаседиментах (Австралия), ртутное Альмаден (Испания), пока подтверждают первичными и песчаниками, в экзоконтакте из подходов, хотя их дальнейшее развитие в зоне гранитного плутона. Система и расширение поисков месторождений крутопадающих жил шириной 1—2 км протягивается на 25 км в сторону разлома, сопряженного с антиклиналью. Площадь урановых минерализаций составляет от 0,01 до 0,2 кв. км (среднее 0,05).

Геологическое строение и вопросы генезиса некоторых уникальных месторождений рассмотрены в отдельных докладах. Так, группой геологов КНР и США (Е. Чаа, Дж. Бредне-Л. Эрикссон, У. Чжунвен, С. Эдвард и др.) изложены результаты совместных исследований на железо-редкоземельном месторождении Байяньшан (КНР). Руды этого месторождения кализованы в породах одноименной среднепротерозойской осадочной группы архейского срединного массива. Рудные тела залегают в доломитовой толще мощностью 390 м, перекрытой носланцевыми образованиями. Руды вмещающие породы — слабо метаморфизованные доломитовые мраморы и карбонатиты, как считают некоторые исследователи. Главное рудное тело мощностью 400 м протягивается на 1200 м по простиранию и на 90 м вкост простирания. Восточное рудное тело при мощности до 350 м протянуто по простиранию на 1100 м вкост простирания — на 800 м. Руды делятся на вкрапленные редкоземельные и железные (содержат 0,01 до 0,2 (редко до 0,5) от площади жил и колеблется от 1000 до 100 000 м². Возраст оруденения около 270 млн. лет. Оно связывается со средне-низкотемпературными гидротермальными процессами, сопровождающимися становление варисийского гранитоидного плутона. Решающее значение придается структурным факторам контроля оруденения.

Х. Юин (КНР) привел описание уникального свинцово-цинкового месторождения в северной части зоны активизации тектоно-магматической активизации на юго-западе Китая. Месторождение локализовано в палеогеновом вулканогенном комплексе Юлонг. Основное рудное тело обладает мощностью в несколько сотен метров и протягивается более чем на 1000 м по падению. Руды залегают в песчаниках и брекчиях; они сложены из сфалеритом, галенитом, пиритом, цинкитом, баритом, гипсом, кальцитом и кварцем. По данным изотопных исследований рудообразующие растворы отнесены к разогретым подземным водам. Обосновывается многоэтап-

ность рудогенеза с ростом масс и концентраций металлов к поздним этапам.

В совместном докладе американских и испанских геологов (Дж. Ритуба и др.) проанализированы вопросы генезиса ртутных месторождений района Альмаден. Этот район площадью 10×20 км отвечает зоне развития шельфовых фаций ордовикско-девонского бассейна. Отложения представлены кварцитами и углеродистыми сланцами, содержащими прослой основньх вулканитов, доля которых увеличивается к верхам силура и девона. Месторождения Альмаден и Эль Энтредихо приурочены к нижнесилурийским кварцитам, которые прорваны основными дайками, сопровождающимися брекчиевыми трубками сечением от 150 до 300 м в поперечнике. Месторождение Нуэва Консепсьон расположено вблизи верхней выклинки дайки основного состава. Стратиформные зоны рудной минерализации образованы прожилковыми рудами; содержания ртути и мощность зон максимальны у брекчиевых трубок. Месторождение Лас Куэвас приурочено к девонским пирокластическим породам, к брекчиям проседания, в составе которых преобладают девонские черные сланцы. Все месторождения испытали метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации. По данным изотопного анализа серы предполагается, что этот элемент мог поступать в зону рудонакопления из сульфатов морских вод при термохимических реакциях или при термальном разрушении серосодержащих органических соединений. В то же время, пространственная связь месторождений с продуктами основного магматизма не исключает магматогенной природы части флюидов. Принимая магматогенное происхождение ртути, авторы считают, что рудонакопление происходило в зонах наличия сероводорода — как внутри толщи отложений, так и вблизи поверхности морского дна. Уникальные масштабы месторождений объясняются длительностью основного магматизма и наличием мощных толщ обогащенных органикой осадков.

Ю. Ган и М. Луо (КНР) рассмотрели золото-серебряные и золоторудные месторождения пояса Квинлинг. Руд-

ные тела месторождений Пошан (1900×530×5 м) и Ингтонгно (560×450×7,6 м) локализованы в углеродистых черных сланцах и содержат свыше 60 минералов. Концентрации золота от 5,18 до 127, серебра от 278 до 7350 г/т. Попутно извлекаются медь, свинец и цинк. В качестве источника металлов рассматриваются вмещающие породы, первично обогащенные при вулканических процессах. Месторождения отнесены к вулканогенно-осадочным метаморфогенным со сложной историей формирования, включая региональный и термальный метаморфизм, инфильтрационное перераспределение.

В докладе С. Хэггерти (США) и М. Нагиба (Сирия) приведены обоснования принадлежности месторождений алмазов Северо-Западной Сирии к некимберлитовым и к нелампроитовым диатремам. При проведении шлиховых поисков в 150 км к северу от Дамаска в 1986 г. в аллювии были обнаружены алмазы, пиропы, диопсид, ильменит и шпинель, а в дальнейшем и источники сноса — диатремы, которые еще в 1963 г. были закартированы советскими геологами при реализации советско-сирийского контракта. Два выявленных алмазоносных поля располагаются на западном плече мериональной рифтогенной структуры — Сирийского грабена. Диатремы, удаленные на 2—5 км от оси грабена, образуют узлы с плотностью до 5 трубок на 100 км². Они прорывают юрские доломиты, при поперечнике 1—4 км обладают крутыми углами падения. Породы, выполняющие диатремы, по мнению авторов доклада, не отвечают по составу ни кимберлитам, ни лампроитам. Тонкообломочный вулканогенный материал, обломки доломитов, серпентинитов, гранатов, пироксенов, амфиболов, ильменита, шпинели и редкого флогопита располагаются в плотном тонком черном и темно-зеленом цементе. Отмечаются также базальтоидные блоки с поперечником в несколько метров, ксенолиты гранатовых лерцолитов, дунитов, гранатовых гранулитов, амфиболитов, габбро, пироксенитов. Допускается возможность формирования диатрем за счет прорыва мезозойских щелочных расплавов, захвативших более ранний

кимберлитовый или лампроитовый материал.

Вопросы разработки прогнозно-поисковых и геолого-экономических моделей месторождений, а также методик прогнозирования рассматривались преимущественно на платных семинарах и рабочих группах. В материалах XXVIII сессии по этому направлению опубликовано ограниченное число докладов. В их числе доклад В. Найака (Индия), в котором изложены задачи разработки рудных месторождений для штата Мадхья-Прадеш, а также общие направления работ по моделированию имеющемуся прогнозно-поисковому материалу и обеспечивающему, по мнению автора, интенсификацию выявления новых месторождений.

П. Чжао (КНР) рассматривает крупномасштабное прогнозирование рудных месторождений как научный поиск. При этом используются методы подобия (аналогии), теория различия геологических находок и аномалий, количественные комбинации рудоконтролирующих факторов, принципы учета признаков (включая разнородные и переменные), законы распределения месторождений по геологическим, геометрическим и экономическим параметрам, принципы количественного прогноза, оценки масштабов прогнозируемых объектов и возможных затрат на проведение соответствующих геологоразведочных работ.

Дж. Джэкс и Л. Кэнтнер (США) изложили общие подходы к системе управления минеральными ресурсами. Отмечается, что подобные системы, приложимые к природным ресурсам, вообще, должны строиться на основе трех последовательных операций: оценка наличия и доступности ресурсов; определение уровней производства и потребления; принятие экономически обоснованного решения по использованию ресурсов, начиная с их выявления.

Сопоставление охарактеризованных основных направлений с содержанием докладов советских геологов, опубликованных к XXVIII сессии, свидетельствует о том, что отечественные разработки охватывают примерно тот же круг проблем, но базируются на бо-

аналоги в геологическом прошлом; природа крупных и уникальных месторождений и возможности их обнаружения; металлоносность кор выветривания; некимберлитовые и нелампроитовые алмазоносные диатремы; прогнозно-поисковые и геолого-экономические модели месторождений; системы управления развитием и использованием минерально-сырьевой базы; использование современных прецизионных аналитических и электронно-вычислительных систем для решения геолого-генетических и прогнозно-поисковых задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология морей и океанов/Под ред. И. С. Грамберга.— Л.: ВНИИОкеангеология, 1988.
2. Глубинные исследования недр СССР/Под ред. Е. А. Козловского.— Л.: ВСЕГЕИ, 1989.
3. Рудоносность осадочных комплексов/Под ред. Б. М. Михайлова.— Л.: ВСЕГЕИ, 1989.
4. Рудообразующие процессы и системы/Под ред. В. И. Смирнова.— М.: Наука, 1989.
5. Эволюция рудообразования/Под ред. Г. В. Ручкина.— М.: ВИЭМС, 1989.
6. Abstracts. 28-th International Geological Congress, Washington, D. C. USA. July 9—19. 1989. Vol. 1—3.

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

© Е. А. Ельянова, Е. Г. Мирлин, 1990

ДК 551.46 : 553.2

Океанский рудогенез*

Е. А. ЕЛЪЯНОВА, Е. Г. МИРЛИН (ЦИНГРИ)

Активный гидротермальный процесс, связанное с ним рудообразование, сопровождающие формирование океанской коры в зонах спрединга, находящиеся в настоящее время в центре внимания различных специалистов в области наук о Земле. Этот интерес порождает отражение в докладах советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса, в которых был освещен широкий круг вопросов, сделан ряд важных выводов [1, 2, 3]. Зарубежные исследователи также уделили большое внимание

* Обзор докладов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (9—19 июля 1989 г., Вашингтон, США).

гидротермальному рудообразованию в океане. Рассмотрены различные аспекты этой проблемы: геологическое строение новых районов проявления гидротермальной активности; факторы ее структурного контроля; влияние осадков на рудообразование; состав, строение и механизмы формирования сульфидных построек; сравнение современных и древних сульфидных руд; взаимосвязь гидротермального процесса со строением океанской коры и ряд других [4]. Значительно меньшее отражение на XXVIII сессии нашли такие вопросы океанского рудогенеза, как генезис железомарганцевых конкреций и корок, формирование и размещение фосфоритов в открытом океане,

прибрежно-морские россыпи. Приведенные результаты исследований основываются на применении современных методов, включая съемку с использованием обитаемых и необитаемых подводных аппаратов.

Новые районы проявления гидротермальной активности. Со времени открытия в конце 70-х годов гидротермальной деятельности на гребнях срединно-океанических хребтов заинтересованно обсуждается вопрос о масштабах этого процесса. Сохраняются ли характеристики гидротерм и, соответственно, сульфидообразования, примерно одинаковыми на всем протяжении глобальной системы зон спрединга либо они существенно зависят от скорости раздвига океанских литосферных плит? В последние годы появляются сведения о том, что и при относительно малых скоростях спрединга (не более 6—6,5 см/год) также образуются сульфидные постройки, хотя, вероятно, и отличающиеся от тех, которые были впервые обнаружены на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), где скорость спрединга значительно превышает указанную величину. Новые районы гидротермальной активности, о которых было сообщено на конгрессе, также относятся к медленносрединговым срединно-океаническим хребтам.

Наиболее существенным открытием здесь является новое гидротермальное поле на Центрально-Индийском хребте между 21° и 24° ю. ш. (В. Плюгер, П. Герциг, ФРГ, Канада). Первоначально в придонных водах над гребнем хребта были зафиксированы аномально высокие содержания марганца и метана, а в последующем и температурные аномалии. Затем с помощью теле- и фотокамер было обнаружено неактивное гидротермальное поле, расположенное вдоль небольшого вулканического хребта, протягивающегося в пределах днища рифтовой долины. Следы гидротермальной активности установлены по распространению базальтов, покрытых железомарганцевыми налетами, наличию холмообразных структур, состоящих, по-видимому, из железо-марганцевых окислов, присутствию серовато-коричневых небольших по размеру блоков сульфидов, слегка перекрытых тонким слоем осадков.

Широкое развитие трещин и сбросов, рассекающих осевой вулканический хребет, свидетельствует о том, что в настоящее время в пределах данного сегмента зоны спрединга доминирует тектоническая, а не вулканическая активность.

Стремление оценить масштабы гидротермальной активности и рудообразования при небольших скоростях спрединга стимулировало проведение регулярных исследований рифтовых зон медленносрединговых срединно-океанических хребтов в Атлантическом океане, которые принесли конкретные результаты. Следы гидротермальной активности установлены на гребне хребта Мона, расположенном в Греландском море (В. Шваб и др. США). С помощью сонаров бокового обзора и теле- и видеотехники в пределах рифтовой долины закартированы осевые вулканические постройки, соответствующие зоне наиболее молодых базальтовых экструзий. Эти вулканические холмы имеют высоту 100—200 м, сложены пиллоу-лавами. Гидротермальная активность устанавливается по термическим аномалиям в водном распространении специфических донных биоценозов, наличию осадков обогащенных металлами. Кроме того, акустическими методами в водной толще зафиксированы плотностные аномалии, которые интерпретируются как гидротермальные «плюмажи».

Явные признаки гидротермальной деятельности в виде гидрохимических аномалий (повышенного содержания в воде метана и марганца) установлены на значительном протяжении рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в интервале между трансформным разломом Кейн и безымянным разломом в районе 15° 20' с. ш. В этом сегменте хребта на расстоянии примерно 480 миль было обнаружено несколько точек с признаками гидротерм. Изменение содержания CH_4 в вертикальном разрезе водной толщи имеет модальный характер: верхний пик содержания установлен на уровне, соответствующем минимальной глубине гребня хребта, нижний пик — примерно на высоте 1 км над наиболее боковой частью рифтовой долины. В этом разломе содержания метана вблизи гидротерм в 2—4 раза превышают фоновые значения (Х. Буго и др., Франция).

Эти данные убедительно свидетельствуют о широком развитии гидротермальной активности на медленносрединговых срединно-океанических хребтах, хотя вывод о том, что в их пределах она более интенсивна, чем на гребне ВТП, был бы преждевременным.

Влияние осадков на океанский гидротермальный процесс. В Тихом океане также имеются сегменты глобальной системы срединно-океанических хребтов с малыми скоростями спрединга, где выявлена гидротермальная активность и связанные с ней сульфидные руды. К ним относится южная часть хребта Горда — трог Эсканаба. Изучению гидротермальных систем и сульфидов этого трога было посвящено несколько докладов американских исследователей. Интерес к данному району вызван не только малой скоростью спрединга (около 5 см/год), но и развитием в его пределах четвертичных осадков (турбидиты и гемипелагиты) мощностью 300—500 м, что позволило проследить влияние осадков на характер гидротермального процесса и отложение сульфидов.

Рифтовая долина южной части хребта Горда имеет ширину от 5 до 15 км, возвышается над дном на 800—1200 м. Залежи массивных сульфидов обнаружены на вершинах и склонах куполов, сформировавшихся в виде интрузий и экструзий базальтов со скоростью, близкой к скорости осадконакопления. Наиболее крупные тела имеют форму холмов высотой 20—30 м при диаметре основания в сотни метров. Небольшие постройки и минерализованные осадки отмечаются в депрессиях между вулканическими куполами. Большинство сульфидных построек неактивны, однако в одной из них в настоящее время гидротермальный флюид с температурой около 220 °С изливается из пористых ангидрит-баритовых трубок, располагающихся на вершине крупного холма массивных сульфидов, состоящего преимущественно из пирротина. Как показал отбор проб с поверхности осадков вблизи гидротерм, они испытали значительные гидротермальные изменения и большей частью состоят практически из одного

магнезимального хлорита. Встречены также осадочные брекчии с сульфидным цементом и измененные осадки, пронизанные прожилками сульфидов и насыщенные углеводородами.

Для сульфидных залежей трога Эсканаба характерно наличие двух типов руд. В первом преобладает пирротин, а также содержатся марказит, изокубанит, халькопирит, сфалерит, леллингит, галенит и самородный висмут. Руды характеризуются высоким содержанием железа (30 %), колеблющимся — меди (0,4—4,6 %), и низким — свинца, цинка и благородных металлов. Руды второго типа содержат сфалерит, пирротин, галенит, изокубанит, арсенопирит, леллингит, тетраэдрит, буланжерит, акантит. Образцы этих руд богаты цинком (до 43 %), железом (до 33 %), свинцом (до 2,5 %), барием (до 2,5 %), медью (до 1,8 %) и серебром (до 680 ‰). Основным жильным минералом в обоих типах руд является барит, в заметных количествах присутствуют также ангидрит и смектит.

Сделан вывод о значительном влиянии мощного осадочного покрова на физико-химические параметры рудообразующих гидротермальных систем, состав флюидов, химизм и минеральный состав руд и околорудных пород (Р. Зиренберг и др., США). Отмечается, что осадочный чехол выступает в качестве термозолирующего горизонта, препятствующего остыванию гребня хребта. Песчано-алевритовые турбидиты, обладающие высокой проницаемостью, создают благоприятные условия для движения гидротермальных растворов. Энергетическую основу конвекции представляют интрузивно-экструзивные базальтовые купола, длительное остывание которых обеспечивает возникновение долгоживущих гидротермальных систем, что способствует формированию крупных залежей сульфидов.

По сравнению с сульфидами на гребнях хребтов, где отсутствуют осадочные породы, сульфиды трога Эсканаба обогащены такими элементами, как серебро, золото, мышьяк, висмут, свинец, сурьма и олово, что объясняется взаимодействием рудоносных флюидов с осадками. Реакции гидротермальных растворов с органическим

веществом осадков рассматриваются в качестве причины присутствия в рудах таких низкосернистых соединений, как арсенопирит, лёллингит, теннантит и алабандин. Основным процессом изменения осадков является магнийвый метасоматоз, в результате которого гемипелагические осадки обогащаются магнием и железом и обедняются натрием, калием, кальцием и кремнием. При этом, поскольку неразбавленный гидротермальный флюид не содержит магния, процессы метасоматического изменения осадков связываются с циркуляцией в мелких вторичных конвективных ячейках, где магнийсодержащая морская вода смешивается с высокотемпературным гидротермальным флюидом.

Изучение изотопов кислорода и серы в осадках и рудах трога Эсканаба проводилось с целью выяснения условий и механизмов формирования сульфидов, сульфатов и силикатных минералов (В. Шенкс, Р. Зиренберг, США). Измененные до хлоритолитов осадки имеют $\delta^{18}\text{O}$ от 0,2 до 3,7 ‰, а неизмененные — 8,9—14,3 ‰, что может указывать на высокую температуру при метасоматозе. Однако высокие содержания магния в осадках позволяют сделать вывод о том, что обогащение изотопом ^{18}O могло происходить за счет реакций флюидов с осадочной толщей. Изотопы $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидных минералах из холмов и труб трога Эсканаба варьируют в пределах от 2 до 12 ‰, а в сульфидных минералах из прожилков в осадках — от 2 до 7 ‰. Сульфаты, включая барит из прожилков и ангидрит из труб, имеют $\delta^{34}\text{S}$ от 19,7 до 21,5 ‰, что превышает нормальное содержание $\delta^{34}\text{S}$ в сульфатах морской воды. Отмечается, что сульфиды из трога Эсканаба значительно обогащены изотопом ^{34}S по сравнению с сульфидными из участков срединно-океанических хребтов, в которых отсутствуют осадки. Предполагается, что возможными источниками серы сульфидов в троге Эсканаба могли быть сульфиды в базальтах или сульфаты морской воды, подвергшиеся редукции в процессе взаимодействия морской воды с базальтами либо с органическим веществом в осадках.

Рассмотрены также особенности химизма флюидов из трога Эсканаба по

сравнению с флюидами других современных рудообразующих систем (А. Кэмпбелл и др., США). Отмечено большое значение того, что в троге Эсканаба в отличие от бассейна Гуаймас органическое вещество имеет терригенное происхождение и составляет лишь 1 % осадочной массы (4 % для бассейна Гуаймас). Температура флюидов в троге Эсканаба составляет около 220 °С, причем предельно низкие содержания магния в них указывают на то, что это собственная температура гидротермального раствора, а не результат смешения его с холодной морской водой. Щелочность флюидов трога Эсканаба больше, чем морской воды, однако меньше, чем флюидов бассейна Гуаймас, что связывается с более низким содержанием органического вещества в осадках; рН флюидов из гидротермальных систем бассейна Гуаймас и трога Эсканаба не отличаются и составляют от 5,4 до 5,9 (при 25 °С). Обе системы характеризуются аномально высокими содержаниями йода по сравнению с гидротермальными системами в районах лишенных осадков. Содержание кремния во флюиде трога Эсканаба составляет около 6,6 ммоль/кг в противоположность более чем 12 ммоль/кг в гидротермальных системах 11° с. ш. ВТП, где отсутствуют осадки, что рассматривается как свидетельство частичного истощения до поступления на дно бассейна.

Результаты масс-спектрометрического определения малых количеств металлов во флюидах гидротермальных систем в районах с осадочным покровом и гидротерм районов, лишенных осадков, свидетельствуют, что флюиды первого типа обеднены Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Ag и Cd по сравнению с флюидами второго типа. Концентрации таллий в системах первого типа составляют порядка 100 нмоль/кг, тогда как в системах второго типа — 40 до 15 нмоль/кг. Отмечается, что таллий, так же как цезий и рубидий, имеющие повышенные содержания в осадках, могут рассматриваться в качестве индикаторов процессов взаимодействия флюид — осадок. Во флюиде трога Эсканаба отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,710) больше, чем в морской воде (0,7091), тогда как во все-

более изученных современных гидротермах оно меньше, чем в морской воде. В целом показано, что химизм флюидов решительным образом зависит от наличия или отсутствия осадочных толщ в местах разгрузки гидротерм.

Процессы взаимодействия рудообразующих растворов с осадками были рассмотрены и для некоторых других районов Мирового океана. По результатам изучения изотопов лития в растворах из различных гидротермальных систем установлено, что состав этих изотопов отчетливо зависит от того, с какими породами вступают в реакцию растворы — с базальтами или осадками (Л. Чен, И. Эдмонд, США). На основании изучения отношения изотопов Sr и Nd и содержания редкоземельных элементов в осадках впадины Атлантик-II в Красном море (Л. Калве и др., Франция) сделан вывод о том, что они являются хорошими индикаторами близкого расположения гидротерм.

Структурный контроль зон гидротермальной активности. Материалов о гидротермальных рудопроявлениях на гребне быстроспредингового ВТП накоплено к настоящему времени заметно больше, чем о рудопроявлениях в Атлантическом и Индийском океанах, поэтому внимание исследователей сосредоточено не столько на открытии новых районов, сколько на выявлении связи между распределением гидротерм и рудопроявлений и особенностями строения зоны спрединга. При детальном исследовании гребня ВТП в районе 12—13° с. ш. с применением сейсмоакустических и гидролокационных систем такая связь была установлена весьма отчетливо (Х. Буго и др.; И. Фуке и др., Франция). Она проявляется, прежде всего, в том, что на распределение гидротерм большое влияние оказывают перекрывающиеся зоны спрединга и небольшие изменения в простирании рифта. Наиболее интенсивная гидротермальная активность вдоль изученного отрезка ВТП наблюдается между двумя понижениями гипсометрического уровня гребня и приурочена к его возвышению, расположенному близ 13° 10' с. ш. Перекрывающаяся зона спрединга сопровождается заметным снижением

активности, что фиксируется понижением содержания Mn и CH_4 в водной толще. Структурные неоднородности другого типа — изменения в простирании рифта — также отражаются в распределении гидрохимических аномалий.

Рудные скопления установлены в тектонических обстановках четырех типов: в пределах неглубокого осевого грабена в зоне наиболее молодых базальтовых экструзий; в верхней части стенок этого грабена; на краевых возвышенностях зоны спрединга; на склонах подводной горы, непосредственно примыкающей к этой зоне. В пределах грабена большинство сульфидных построек представляет собой относительно молодые образования, в то время как в краевых поднятиях и на подводной горе располагаются крупные холмы массивных сульфидов, что свидетельствует о достаточной продолжительности рудообразующей гидротермальной деятельности. Проведенные оценки показывают, что гидротермальная активность в данном районе проявляется уже более 20 000 лет.

Вулкано-тектоническая цикличность, которая свойственна быстроспрединговому рифтовому зонам, четко отражается в локализации гидротерм. Участки рифта, наиболее значительно затронутые трещинной тектоникой, почти лишены проявлений гидротермальной активности. В то же время, там, где развиты молодые лавовые потоки, наблюдается наиболее интенсивная гидротермальная деятельность. Большой масштаб рудопроявлений на внеосевых поднятиях и подводных горах объясняется тем, что здесь гидротермальная циркуляция как бы сфокусирована в пространстве и во времени, что и обеспечивает образование крупных залежей. Эти данные имеют важное значение для поисков массивных сульфидных тел и для их геолого-экономической оценки.

Сделан важный вывод о том, что гидротермальная циркуляция в ряде случаев играет не пассивную, а весьма активную роль в формировании структуры океанской коры. Это наиболее заметно в медленносрединговых рифтовых зонах. Благодаря широкому развитию глубоких трещин гидротермальные ячейки захватывают

«третий» слой коры. Плотность последнего понижается за счет гидратации и серпентинизации ультрабазитов, что приводит к диапироподобному воздыманию отдельных блоков, подобных закартированным в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта близ 15° 20' с. ш. (Х. Буго, Франция).

Следы гидротермальной циркуляции в нижних горизонтах океанской коры удается обнаружить и при глубоководном бурении. Показательна в этом отношении скважина № 504, которая пробурена к югу от рифтовой зоны Коста-Рика на востоке Тихого океана и является рекордной по глубине проникновения в океанскую кору. В пределах вскрытого ею дайкового комплекса установлены зеленосланцевые изменения базальтов в результате гидротермального воздействия. Оливин и плагиоклазы в дайках замещены хлоритом, актинолитом, альбитом. Встречена прожилковая сульфидная минерализация, которая представлена пиритом, халькопиритом, реже — другими минералами. Вариации состава переходной фазы $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ показывают, что минералообразование в жилах происходило при температуре 350 °С и реакции протекали в направлении образования устойчивых фаз пирита и халькопирита (Р. Герциг, Канада). По результатам изучения газозо-жидких включений в кварце и изотопному составу кислорода температура изменения нижних частей дайкового комплекса оценена в пределах 400 ± 50 °С.

Состав, строение и механизмы формирования сульфидных руд. Механизм формирования современных сульфидных руд посвящено большое количество исследований. На XXVII сессии МГК эта проблема рассматривалась на основе данных, полученных по сульфидным постройкам как медленно-, так и быстроспредиговых срединно-океанических хребтов.

Микроскопическое изучение 150 полированных шлифов из 27 активных и потухших построек, расположенных в районе между 11 и 13° с. ш. ВТП, дало возможность установить, что все постройки сформированы за счет проявления однотипных гидротермальных процессов, а различия в минеральном и химическом составе руд могут быть

объяснены степенью их зрелости и сохранности (У. Грэхем, Х. Омото, США). Основными минералами руд являются халькопирит, сфалерит, марказит, пирит, вюрцит и ангидрит. Сульфидно-сульфатные трубки имеют зональное строение: ближе к их внутренней стенке располагается халькопиритовая зона, сменяющаяся по направлению к наружной стенке существенно ангидритовой зоной с переменным количеством сульфидов цинка и железа. Выявлены отчетливые различия по степени анизотропии, пористости и величине отношения Fe/S между сульфидами железа, формирующимися в ангидритовой и халькопиритовой зонах. Предполагается, что эти различия связаны с тем, что в присутствии ангидрита дисульфиды железа выпадают из раствора непосредственно как FeS_2 , в то время как при отсутствии ангидрита они образуются сначала в форме пирротина и маккинавита, и лишь впоследствии превращаются в марказит и пирит. Делается вывод о том, что как при современном, так и при древнем колчеданообразовании ангидрит играет важнейшую роль, определяющую изобилие пирита в сульфидных рудах.

Рассмотрен также один из вопросов, имеющих большое теоретическое и практическое значение, — наличие золота в некоторых современных сульфидных постройках на океаническом дне (М. Ханнингтон и др., Канада). Установлено, что содержания золота оказываются повышенными в тех же древних массивах пород — в Галапосском рифте, хребте Эксплорер, районе ТАГ Срединно-Атлантического хребта.

Золотосодержащие руды образуются в относительно низкотемпературных гидротермальных системах, для которых характерно преимущественное осаждение сфалерита, барита и аморфного кремнезема. Содержания золота в сульфидных рудах определяют прежде всего, химизмом рудообразующих растворов. Как показали негидротермальные замеры в современных гидротермальных системах, золотосодержащие растворы имеют слабо кислую реакцию, высокое содержание H_2S и температуру 200—300 °С. Лабораторными

экспериментами установлено, что золото переносится растворами главным образом в виде сульфидных, а не хлоридных комплексов. При этом, растворимость золота быстро снижается с ростом активности кислорода, что может происходить при смешении гидротерм с морской водой. В тех случаях, когда отсутствует эффективный механизм осаждения золота, оно, минуя сульфиды, выносится гидротермами в область накопления металлоносных осадков.

Сопоставление современных и древних сульфидных руд. Наряду с непосредственными исследованиями современных океанских сульфидных руд обсуждались также вопросы их сопоставления с рудами древних колчеданных месторождений. Так, например, массивные сульфиды, обнаруженные в трогЕ Эсканаба, сравниваются с рудами месторождений типа Бесси в Японии (Р. Коски, США). Основные вулканы, песчаные и алевроитовые турбидиты и гемипелагические илы, с которыми ассоциируют сульфидные руды трога Эсканаба, рассматриваются в качестве современных аналогов позднепалеозойских и мезозойских сланцев, кварцитов и покровных лав основного состава, вмещающих месторождения типа Бесси. Черты сходства отмечаются и в составе руд трога Эсканаба и месторождений типа Бесси. Как для тех, так и для других характерны высокие значения отношений меди к цинку, меди к свинцу и пирита к пирротину, значительные содержания кварца и карбонатов, присутствие небольших количеств полиметаллических сульфидов и сульфатов. Показано, что между рудными образованиями трога Эсканаба и месторождениями типа Бесси существуют и отличия. Последние заключаются в основном в различных соотношениях вулканических и осадочных фаций среди рудовмещающих пород; степени подповерхностного смешения гидротермальных растворов и морской воды; температуре гидротерм и интенсивности проявления гидротермальной деятельности; степени преобразования рудного вещества. В заключение приводится несомненное утверждение о том, что в качестве обстановок, благоприятных для образования современ-

ных аналогов месторождений типа Бесси, могут рассматриваться задуговые центры спрединга (Марианский трог), «центры спрединга малых океанских бассейнов вблизи материков» (Эгейское море) и активные континентальные окраины Андийского типа.

Были представлены результаты еще одного сравнительного исследования древних колчеданных месторождений типа Бесси и современных сульфидных образований на океаническом дне (И. Слэк, В. Шенкс, США). Особое внимание в нем было уделено необычным литологическим разностям пород, непосредственно соседствующим с рудными телами на месторождениях типа Бесси: кремнистым и магнетитовым образованиям, кварц-спессартиновым породам, альбит-турмалин-хлорит-слюдистым сланцам. Приведены доводы в пользу того, что эти породы могли формироваться как при эксгаляционных процессах, так и за счет переработки гидротермальными растворами обломочных осадочных образований в поддонных условиях. На основе существования значительных вариаций в изотопном составе серы и свинца в рудах месторождений типа Бесси сделан вывод о том, что в процессе рудообразования сера могла поступать как из вулканогенных, так и из осадочных источников. Вместе с тем указывается, что тот объем базальтовых пород, который присутствует в разрезах рудовмещающих толщ, не может обеспечить формирование необходимого количества нерадиогенного свинца, имеющегося в рудах.

Рассмотрены также возможные причины отсутствия на большинстве месторождений типа Бесси четких рудопроводящих каналов: первичное отложение руд из рассолов, накапливающихся в депрессиях дна на удалении от гидротермальных источников; перенос сульфидных осадков в виде гидротермального плюма от места выхода гидротерм; диагенетическое замещение осадков ниже границы осадок/морская вода. В качестве современных аналогов месторождений типа Бесси рассматриваются сульфидные залежи в трогЕ Эсканаба, в рифтовой долине хребта Хуан-де-Фука и в бассейне Гуаймас в Калифорнийском заливе. Высказывается также

не подкрепленное доказательствами предположение о том, что несмотря на значительную специфику в составе руд и вмещающих их пород, к современным аналогам месторождений типа Бесси могут быть отнесены и металлоносные осадки Красного моря.

На сопоставлении процессов современного и древнего сульфидообразования базируется также и рассмотрение одной из важнейших сторон океанского гидротермального процесса — взаимодействия растворов с породами океанской коры. Подчеркивается, что изучение офиолитовых комплексов континентов дает возможность составить представление о строении глубоких горизонтов рудообразующих конвективных гидротермальных систем. Трубообразные зоны гидротермально измененных и брекчированных базальтов со штокверковой сульфидной минерализацией, обнаруживаемые в офиолитах, рассматриваются как результат взаимодействия базальтов с поднимающимися к океаническому дну гидротермальными рудообразующими растворами. Эпидот-кварцевые породы в дайковых комплексах офиолитов, существенно обедненные Cu , Zn и Mn по сравнению с неизменными дайками, интерпретируются как зоны, в которых нисходящие потоки морской воды прогревались и реагировали с породами, превращаясь в гидротермальные растворы (И. Канн и др., Великобритания).

Представления о процессах, происходящих в конвективных гидротермальных системах под океаническим дном, основанные на изучении офиолитов, были дополнены данными, полученными при математическом моделировании хода взаимодействия базальтов с морской водой (Л. Беттисон и др., США). Расчеты проводились для гидротермальных растворов, первый из которых отвечал по составу флюидам ВТП, а второй — флюиду, получавшемуся в ходе экспериментов по взаимодействию морской воды с базальтами. В качестве вступающих в реакции минеральных ассоциаций были использованы ассоциации, типичные для базальтов срединно-океанических хребтов, и для пород офиолита Троодос. Установлено, что состав возникающих минеральных фаз зави-

сит от исходного состава вступающих во взаимодействие минеральных ассоциаций, а последовательность выделения минералов — от состава флюида.

Генезис железомарганцевых конкреций и корок. Вопросы формирования конкреций рассматривались в основном в аспекте соотношения их состава и состава подстилающих и вмещающих осадков. В экваториальной части Тихого океана между зонами разломов Клариян и Клиппертон выявлено два типа конкреций (Д. Пайнер, США). В тех районах, где слой четвертичных осадков имеет достаточно большую мощность, распространены конкреции с гладкой поверхностью, в которых преобладающим минералом является δMnO_2 , а отношения металлов $\text{Ni}:\text{Mn}:\text{Cu}:\text{Mn}$, $\text{Fe}:\text{Mn}$ соответствуют этим отношениям для растворимых фракций в поверхностном осадке. Там, где четвертичные осадки имеют малую мощность или отсутствуют, конкреции обладают бугристой поверхностью, основной минерал в них представлен тодорокитом. Высокие отношения $\text{Cu}:\text{Mn}$ и $\text{Ni}:\text{Mn}$, а также низкое $\text{Fe}:\text{Mn}$ в конкрециях данного типа отражают различие в составе между растворимой фракцией поверхностного и подповерхностного осадка. Полученные данные о двух геохимических типах конкреций рассматриваются как результат различий в процессе их формирования. В первом случае конкреции имеют скорее гидрогенное происхождение, во втором — диагенетическое.

Связь между составом ЖМК и осадками выявлена для Центральной части Индийского океана (С. Рави и др., Индия). Конкреции отбирались из кремнистых илов и красных глин. Для конкреций из областей распространения илов отношение $\text{Mn}:\text{Fe}$ меняется от 0,53 до 1,07, в то время как в конкрециях из областей с преобладанием глин это отношение варьирует от 1,9 до 2,49. Аналогичным образом суммарное содержание металлов $\text{Cu}+\text{Ni}+\text{Co}$ в ЖМК красных глин заметно больше (1,467—1,546 %), чем в конкрециях кремнистого ила (0,718—0,9 %), при этом в первых вернадит доминирует над тодорокитом, а во вторых наблюдается обратное соотношение. Как и в Тихом океане, отмеч-

ается гидрогенная природа конкреций, связанных с ареалами распространения кремнистых илов.

В 80-х годах начались регулярные исследования железомарганцевых богатых кобальтом корок, залегающих в виде покрытий толщиной до 10 см на глубинах от 800 до 2400 м на омываемых течениями и лишенных осадков склонов подводных вулканических гор. Кроме значительного количества кобальта они характеризуются повышенными содержаниями никеля, свинца, а также молибдена, ванадия и платины. Корки образуются в результате осаждения железомарганцевых оксидов на твердой поверхности океанского дна. Их состав отражает пространственно-временные изменения придонных вод океана, и поэтому исследования корок имеют не только прикладное, но и большое теоретическое значение, поскольку позволяют восстановить химическую историю океана. Выявлены четкие закономерности в пространственном распределении кобальта. Во-первых, низкие значения его содержания, а также отношения $\text{Co}:\text{Mn}$ наблюдаются в тех районах океана, которые подвержены влиянию растворов, обогащенных железом и марганцем, поступающими в воду при гидротермальной циркуляции в зонах спрединга; во-вторых, высокие содержания кобальта обнаружены в областях, достаточно удаленных от континентов и других возможных источников марганца и железа. За счет этих факторов в центральных областях Тихого океана корки наиболее обогащены кобальтом. Сделан вывод о том, что повышение содержания кобальта в корках связано скорее с обеднением

вод марганцем и железом, нежели с каким-либо специфическим механизмом, приводящим к обогащению их кобальтом (Ф. Мангейм и др., США).

Таким образом, результаты исследований, посвященных проблемам океанского рудогенеза, представленные на XXVII сессии Международного геологического конгресса, подтвердили важнейшую роль гидротермальных и гидротермально-осадочных процессов в формировании руд Мирового океана. Изучение этих процессов, сравнительные исследования современных руд и их древних аналогов в офиолитовых комплексах континентов составляют в совокупности крупную проблему современной геологии, имеющую как прикладной, так и фундаментальный аспект. Прикладной аспект заключается в определении ресурсов глубоководных полиметаллических сульфидов в океанах и выявлении новых критериев поисков колчеданных месторождений на континентах, а фундаментальный — в оценке теплового баланса планеты, изучении обмена веществом между литосферой и гидросферой, развитии теории рудообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология морей и океанов/Под ред. И. С. Грамберга.— Л.: ВНИИОкеангеология, 1988.
2. Рудообразующие процессы и системы/Под ред. В. И. Смирнова.— М.: Наука, 1989.
3. Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени/Под ред. П. П. Тимофеева.— М.: Наука, 1989.
4. Abstracts 28-th Internationale Geological Congress. Washington. D. C. USA. July 9—19, 1989.

Принята редколлегией 26 марта 1990 г.

Структурно-фациальное районирование и стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины

З. Е. БАРАНОВА, А. И. КИРИЧКОВА (ВНИГРИ)

Территория Прикаспийской впадины в ранне-среднеюрское время представляла собой седиментационный бассейн, объединявший несколько структурно-фациальных зон с разным тектоническим режимом и различными обстановками осадконакопления. Сформировавшиеся в них терригенные отложения залегают с разрывом на пермских и триасовых породах и с несогласием перекрываются породами разного возраста — от келловейских до четвертичных. Наибольшей мощности нижне-среднеюрская толща (650 м) достигает в юго-восточной части Прикаспийской впадины в районе Южно-Эмбинского палеоподнятия. На бортах впадины она выклинивается.

В начале 60-х годов в рассматриваемом регионе не было единого подхода к расчленению ниже-среднеюрских отложений. В западной половине Прикаспийской впадины выделяли без достаточных оснований возрастные аналоги подразделений общей стратиграфической шкалы, а в восточной — свиты. Анализ материалов, собранных авторами в 1963—1968 гг., использование более поздних публикаций по литологии и стратиграфии юры отдельных площадей и районов впадины дали возможность перейти к посвитному расчленению ниже-среднеюрской толщи на всей ее территории, разработать более дробную схему структурно-фациального районирования (рисунок) и составить корреляционную стратиграфическую схему.

Блоковое строение фундамента Прикаспийской впадины и различных тектонический режим отдельных блоков влияли на формирование осадочных толщ. В Восточно-Прикаспийской зоне в разрезе средней юры представлены отложения двух седиментационных циклов — аален-байосского и батского, в Западно-Прикаспийской — им соответствует комплекс пород аален-бат-

ского цикла. Разрезы разделяющей и Джамбай-Челкарской зоны являются переходными. Структурно-фациальные зоны разделены на районы. Для каждого из них характерен определенный тип разреза. Наиболее контрастные различия в отложениях нижней и средней юры наблюдаются при сравнении разрезов западного и восточного бортов впадины.

В Западно-Прикаспийской зоне ниже-среднеюрская толща формировалась в условиях крупного мелководного, временами опресненного бассейна. Разрезы ее на куполах и в межкупольных зонах хорошо сопоставляются, близки по мощности. Во второй половине байосского века трансгрессия достигла здесь максимума, и на ее площади накапливались в основном морские глинистые осадки. Верхнебайосская глинистая пачка (60—70 м) прослеживается повсеместно и служит пером. Батские песчано-глинистые отложения содержат сильно обедненный комплекс фораминифер с явными признаками угнетения, что, по-видимому, связано с опреснением бассейна. Это отвечает регрессивной фазе аален-байосского седиментационного цикла.

Восточно-Прикаспийская зона в ранне-среднеюрское время была областью скопления лагуно-континентальных осадков, отличающихся пестрым составом и резкими колебаниями мощности в разрезах межкупольных зон куполов. В последних мощность обломочных пород минимальная. Развиты здесь веерообразные отложения, как и в западно-Прикаспийской зоне, но не глинистые, но в отличие от возрастных аналогов междуречья являются типичными континентальными образованиями. В них много углей и ископаемых болотных почв.

В первой половине батского ве Прикаспийской впадине отлагался имущественно песчаный материал.

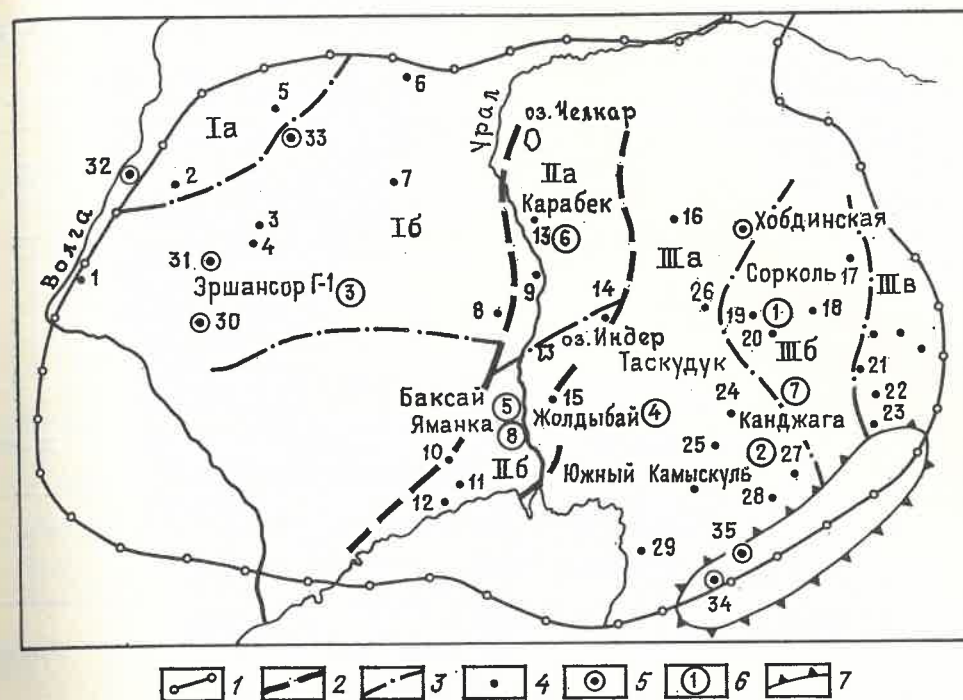


Схема структурно-фациального районирования нижне-среднеюрских отложений:

структурно-фациальные зоны и районы: 1 — Западно-Прикаспийская (1а — Северо-Западный, 1б — Юго-Восточный), 2 — Джамбай-Челкарская (11а — Индер-Челкарский, 11б — Приморский), 3 — Восточно-Прикаспийская (13а — Южно-Эмбинский, 11б — Северо-Эмбинский, 13в — Темирско-Маньская); границы: 1 — Прикаспийской впадины, 2 — структурно-фациальных зон, 3 — районов; скважины: 4 — параметрические и поисковые (1 — Паромненская, 2 — Ждановская, 3 — Захатсор Г-1, 4 — Акбская П-32, 5 — Куриновская, 6 — Озинки, 7 — Акмамык, 8 — Карагей, 9 — Круглый, 10 — Бегайдар, 11 — Жанатаалап, 12 — Ма-

наш, 13 — Кусан-Кудук, 14 — Матенкожа, 15 — Теркобай, 16 — Телсу, 17 — Джегсыймай, 18 — Бособа, 19 — Майкудук, 20 — Кардасын, 21 — Курсай, 22 — Жаркамьы, 23 — Шотыколь, 24 — Тогускеньшупак, 25 — Койкара, 26 — Караоба, 27 — Караоба на Эмбе, 28 — Саркаска, 29 — Тажигали; 5 — опорные (30 — Шунгайская, 31 — Эльтонская, 32 — Николаевская, 33 — Новоузенская, 34 — Оп. 2, 35 — Оп. 5); 6 — стратотипические разрезы свит: 1 — кардасынский, 2 — куларинский, 3 — эрипансорский, 4 — жолдыбайский, 5 — баксайской, 6 — карабекской и крыкудукской, 7 — таскудукской, 8 — ямаикинской); 7 — контуры Южно-Эмбинского палеоподия

нако если в западной ее половине накопление песков происходило в регрессивную фазу цикла седиментации, то в восточной — одновозрастные глинисто-песчаные осадки представляют трансгрессивный комплекс, о чем свидетельствует появление в таскудукской свите (нижний бат) морской фауны, ниже по разрезу не встречающейся.

Выделение свит основано на ритмичности строения нижне-среднеюрской толщи. Наиболее четко она проявляется в Южно-Эмбинском районе, где разрез толщи представлен чередованием лагунно-бассейновых и континентальных отложений.

В разрезах нижней и средней юры Северо-Эмбинского района возрастает доля участия континентальных фаций, меньше становится корреляционных литологических реперов, ритмичность проявляется менее отчетливо, мощ-

ность отложений уменьшается до 250—300 м. В Темирско-Манысайском районе, охватывающем восточный борт Прикаспийской впадины, она сокращается до выклинивания. Нижне-среднеюрская толща здесь исключительно континентальная и более песчанистая. На отдельных площадях пески составляют до 80 % ее мощности. В среднеюрской толще этого района, где из-за локальных размывов мощность отложений сокращена, свиты не выделяются.

Разрезы, характеризующие Джамбай-Челкарскую зону, сочетают в себе особенности разрезов прилегающих зон. Нижняя половина их по составу и генетическим признакам пород тяготеет к южноэмбинскому типу разрезу, верхняя, особенно в Индер-Челкарском районе, близка к междуреченскому. Возрастные аналоги самой

Схема стратиграфии и корреляции ниже-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины

Отдел	Ярус	Полъярус	Региональные стратиграфические подразделения			Западно-Прикаспийская зона		Джамбай-Челкарская зона	Приморская зона	Восточно-Прикаспийская зона				Горный Мангышлак	
			Слои с аммонитами	Слои с фораминиферами	Слои с флорой	Северо-Западный район	Юго-Восточный район	Индер-Челкарский район	Приморский район	Южно-Эмбинский район	Северо-Эмбинский район	Темирско-Маньсайский район		Слои с флорой	Свиты
Средний	Батский	Верхний		<i>Ammodiscus baticus</i>	<i>Equisetites beanii</i> , <i>Coniopteris violovae</i> , <i>Pagiophyllum setosum</i>					Койкаринская свита 60—70 м	Койкаринская свита 60—70 м			<i>Equisetites beanii</i> , <i>Coniopteris violovae</i> , <i>Pagiophyllum setosum</i>	Сарыдири-менская свита
		Средний													
		Нижний	<i>Pseudocoscocerat michaliskii</i>	<i>Lenticulina volganica</i> , <i>Planularia dainae</i>					Яманкин-ская свита 5—90 м	Таскудук-ская свита 65—120 м	Таскудукская свита до 90 м				Базарлин-ская свита
	Байосский	Верхний	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>		<i>Marattiopsis angustifolia</i> , <i>Coniopteris firssenkoi</i> , <i>Nilssonina vittaeformis</i>				Баксайская свита 40—80 м	Жолдыбай-ская свита 40—80 м				<i>Marattiopsis angustifolia</i> , <i>Coniopteris simplex</i> , <i>Nilssonina vattaeformis</i>	Карадин-ская свита
		Нижний				Эршансорская свита		Кулсар-ская свита 80 м							
	Ааленский	Верхний			<i>Coniopteris nerifolia</i> , <i>Anomozamites nilssoni</i> , <i>Czekanowskia kazachstanica</i>	126 м	140 м								
		Нижний													
	Нижний					Междуреченская свита 35—60 м		Эмбин-ская свита 0—	Эмбинская свита 120 м						

верхней свиты средней юры (койкаринской) Южно-Эмбинского района в Джамбай-Челкарской зоне в основном размыты.

Нижняя юра представлена эмбинской и междуреченской свитами (таблица), образующими единую существенно песчаную базальную пачку в основании юрской толщи с подчиненными глинами, алевролитами и углями. Междуреченская свита представлена типичными бассейновыми отложениями, эмбинская — лагунами и

континентальными фациями. В эмбинской свите глины каолиновые и каолинито-гидрослюдистые, в междуреченской — гидрослюдистые. Границы свит однозначно проводятся по каротажным данным. Лишь в Северо-Эмбинском Темирско-Маньсайском районах, где на отдельных площадях эмбинская свита залегает на желтовато-зеленых песках триаса, необходимо изучение керна. При интерпретации электрокаротажных диаграмм следует учитывать, что в Прикаспийской впадине

нижнеюрским пескам соответствуют самые низкие значения КС (ниже, чем у глин) вследствие высокой минерализации насыщающих их вод.

Эмбинская свита залегает на триасовых и пермских породах. Большая часть ее сложена светло-серыми песками, внизу крупно- и среднезернистыми, плохо сортированными, часто белесыми каолинизированными. Выше они мелкозернистые, однородные, более сортированные. В нижней половине свиты в песках спорадически от-

мечаются линзы галечников мощностью 0,1—1,5 м из хорошо окатанных уплощенных галек кварца и кремнистых пород диаметром 3—5 см. С востока на запад количество грубообломочных пород уменьшается. В Приморском районе они уже не встречаются.

Глины наблюдаются в виде быстро выклинивающихся прослоев, реже пачек мощностью 5—10 м. Одна из них, в средней части свиты, прослеживается по всему Южно-Эмбинскому райо-

ну. На остальной территории Восточно-Прикаспийской зоны наибольшее количество глинистых прослоев тяготеет к верхней части свиты. В Джамбай-Челкарской зоне эмбинская свита более глинистая. На куполах Баксай, Индер, Матенкожа и др. глины составляют 32—48% мощности свиты. В нижней половине ее они нередко белые каолиновые, выше — серые, буроватые и зеленоватые гидрослюдисто-каолиновые и гидрослюдистые. Среди них встречаются как тонкодисперсные разности, так и с алевритовой примесью.

В Темирско-Маньсайском и Северо-Эмбинском районах эмбинская свита наиболее «континентальная». Она характеризуется очень неоднородным строением, локально проявляющейся повышенной глинистостью, слабой сортировкой терригенного материала, содержит пропластки автохтонных углей, слои пород со следами корней, линзы и прослои белых каолиновых глин. В песках отмечается самая высокая концентрация дистена и ставролита (до 17%) по сравнению с содержанием их в других типовых разрезах. На состав отложений в этой части региона особенно сильно повлияла размывавшаяся в области сноса каолиновая кора выветривания.

В разрезах Южно-Эмбинского района угли практически отсутствуют. Состав отложений по латерали меняется незначительно. Судя по распространению широкому площадному распространению однородных песчаных, реже глинисто-алевритовых пачек, хорошей сортировке песчаного материала и наличию остатков пресноводного фитопланктона, основная масса осадков свиты накапливалась в мелких пресноводных, участках заболоченных бассейнов.

В эмбинской свите Джамбай-Челкарской зоны нет ни углей, ни каолинизированных песков, единичны слои со следами корней. Глины вмещают остатки солоноватоводных форм фитопланктона.

В песках и песчаниках эмбинской свиты встречаются редкие обломки окаменевшей древесины, мелкий растительный детрит, в глинах — единичные отпечатки папоротников и чекановских, а также споры и пыльца,

сходные по составу со спорово-пыльцевыми комплексами (СПК) нижней юры Мангышлака, Северного Кавказа, Илецкого района и Орловской области, охарактеризованной фауной остатками растений [3]. В Северо-Эмбинском районе свита залегает между триасовыми и среднеюрскими отложениями. Нижние слои последних содержат ааленский комплекс флоры. Эти данные позволяют достаточно четко определять стратиграфическое положение эмбинской свиты и датировать ее возраст раннеюрским.

Мощность свиты 40—80 м. В районе Южно-Эмбинского палеоподнятия она увеличивается до 120 м; на восточном борту впадины свита выклинивается. Резкие изменения мощности на небольших площадях и выклинивание на сводах отдельных куполов связано с ростом структур и размывами.

Междуреченская свита (пачка I, п. А. Г. Дрейсину) залегает на триасовых породах. Внизу и сверху ее развиты серые и зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые песчаники, в середине — глинисто-алевролитовая пачка (7—20 м), залегающая на разных уровнях относительно нижней границы свиты. Местами в разрезе появляется маломощный слой мергеля. На западе Урало-Волжского междуречья (Паромненская площадь) свита почти полностью представлена светло-серыми, средне- и мелкозернистыми песчаниками с неопределимыми остатками растений и желваками фосфоритов [4]. Дистен и ставролит в песчаниках содержатся в меньших количествах, чем в песчаных породах эмбинской свиты.

Свита палеонтологически не охарактеризована. По составу пород и положению в разрезе она однозначно коррелируется с эмбинской свитой. С глинистой пачки с позднебайосской фауной ее отделяет песчано-глинистая толща (100—140 м), большая часть которой в центральной зоне междуречья не содержит органических остатков. Редкие формы позднебайосских фораминифер появляются лишь в верхних слоях этой толщи.

Вопрос о возрасте междуреченской свиты дискутируется. Одни исследователи относят ее к верхнему байоссу [4, 7, 9], другие — к нижней юре [1, 5]. Однако маловероятно, что име-

в центральной части Прикаспийской впадины седиментационный перерыв в начале юрского периода был более продолжительным, чем на ее окраинах, и что вся территория западнее р. Урал являлась областью денудации на протяжении раннеюрской эпохи, ааленского и первой половины байосского веков. Существование столь обширной области размыва отразилось бы на осадках граничащей с ней зоны седиментации — их погребении и уменьшении мощности по мере приближения к проблематичной суше, чего в действительности не наблюдается. По положению в разрезе, корреляции с эмбинской свитой и палеогеографическим предпосылкам авторы условно относят междуреченскую свиту к нижней юре. Мощность свиты до 60 м.

Среднеюрские отложения на значительной части региона несогласно залегают на нижнеюрских и триасовых толщах, а в сводах куполов иногда и на пермских. Особенно четко несогласие проявляется на северо-западе территории (Ждановская, Куриловская и Николаевская площади), где байосские отложения перекрывают триас, и в бассейне Эмбы, где нижняя часть среднеюрской толщи (30—50 м) на отдельных площадях из разреза выпадает. В центральной части междуречья Урала и Волги и в Индер-Челкарском районе перерыв на границе нижней и средней юры проблематичен.

Для среднеюрских песков и песчаников характерны исчезновение ставролита и дистена, появление хлоритов и циркона и более высокое содержание, чем в нижнеюрских песках, ильменита и магнетита [5; Р. Г. Дмитриева, И. П. Егоров, 1940]. Глины гидрослюдистые, часто с примесью монтмориллонита, реже каолинита.

В среднеюрских отложениях Южно-Эмбинского района трансгрессивный и регрессивный комплексы пород аален-байосского цикла четко обособлены и соответствуют кулсаринской и жолдыбайской свитам. В Северо-Эмбинском районе граница между комплексами палеонтологически не выражена, поэтому оба они выделены в одну свиту — кардасынскую. Таскудукская и койкаринская свиты в обоих районах представлены трансгрессивным и регрессивным комплексами отложений батского цик-

ла седиментации. В Западно-Прикаспийской зоне осадки трансгрессивной части аален-батского цикла разделены на эршансорскую и карабекскую свиты, а регрессивный комплекс выделен в крыккудукскую.

Кардасынская свита залегает несогласно. Ее стратотип находится на куполе Сорколь (скв. Б-5, интервал 270—368 м). Название дано по одноименному куполу Кардасын, расположенному в 18 км к югу от стратотипа, где свита также вскрыта бурением (скв. 5-Р, 184—278 м).

Разрез свиты представлен чередованием песчаных и глинистых пачек, автохтонных углей, болотных почв и легких светло-бурых листоватых глин со скоплениями пресноводных двустворок. Соотношение песчаных и глинистых пород в свите непостоянно, но в целом она более глинистая, чем подстилающие и вышележащие отложения. В стратотипе и во многих других разрезах наиболее мощные песчаные пачки (5—7 м) залегают в нижней половине свиты, а угли и глины тяготеют к верхней. Пески в основном слоистые, желтоватые, серые и зеленоватые, средне- и мелкозернистые. В окраске глин преобладают серые и бурые оттенки. Массивные тонкодисперсные разности и тонкослоистые с алевритовой примесью представлены примерно в равном количестве. По всему разрезу встречаются растительные остатки.

Из нижней части свиты (30—40 м) определен комплекс растений с характерными для него некоторыми видами родов *Coniopteris*, *Anomozamites* и *Czekanowskia*. Выдержанность его систематического состава в пределах распространения свиты позволяет выделить ее нижнюю часть в слои с *Coniopteris nerifolia* и др. (см. таблицу). Комплекс растений из этих слоев сопоставляется с таковыми из верхней половины тонашинской свиты Мангышлака, т. е. со слоями *Coniopteris margaretae*, *Anomozamites nilssoni*, *Otozamites cingulatus*, возраст которых датируется ааленом — ранним байосом [3]. Из этой же части разреза В. В. Зауер получен СПК, условно определенный ею ааленским и прослеженный не только на площади развития кардасынской свиты, но и кулсаринской [3]. В. И. Алексеевой он определен во

многих разрезах прибортовой зоны Прикаспийской впадины, где отложения, сопоставляемые с выделенными слоями по палинологическим данным, представлены нижней песчаной и верхней глинистой пачками общей мощностью 15—69 м [2], имеющими широкое площадное распространение.

Верхняя часть свиты охарактеризована комплексом растений, в составе которого преобладают папоротники родов *Coniopteris*, *Marattiopsis* и *Cladophlebis*, цикадовые рода *Nilssonia* и беннеттитовые рода *Anomozamites* [3]. Они выделяются в слои с *Marattiopsis angustifolia*. Весьма сходный по систематическому составу растительный комплекс характеризует карадирменскую свиту Мангышлака, по аналогии с которой возраст верхней части кардасынской свиты условно определен в пределах байоса. Из этих же отложений получены ранне- и позднебайосские СПК, имеющие значение для корреляции разрезов, так как прослеживаются на большой территории [3].

Возраст кардасынской свиты в целом датируется аален-байосским. Мощность ее 95—140 м.

Кулсаринская и эршансорская свиты взаимозамещаются по латерали и сопоставляются с большей частью кардасынской. Границы их четкие; нижняя проводится по подошве глинистой пачки, верхняя — по кровле песчаной. Обе свиты более глинистые, чем подстилающие отложения, и более песчаные, чем вышележащие.

Стратотип кулсаринской свиты находится на правом берегу Эмбы, на горе Канджаге. Послойное описание его приводится в работе [3]. Составляющие свиту песчаные и глинистые пачки (1—10 м) взаимозамещаются по площади. Среди них отмечаются прослои алевролитов, легких бурых листоватых глин с пресноводной фауной, автохтонных углей и углистых глин. Песчаники мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые, с разнообразной слоистостью, часто нескольких порядков, крупными линзовидными известковистыми конкрециями (до 1 × 4,5 м). Глины тонкослоистые, алевроитистые, иногда массивные, вязкие, с желваками конкреций сидерита, реже пирита. Обилие сингенетических де-

формаций, микросбросов и следов мелких оползней, наблюдавшееся в стратотипе, связано, по-видимому, с ростом купола. Западнее и северо-западнее его уменьшается количество углей, а глинистость свиты возрастает. На Теркобае глины составляют 62 %. В пределах Южно-Эмбинского палеоподнятия, наоборот, увеличивается песчаность свиты (до 64 %), причем чередование пород здесь более грубое. В приморской части междуречья широко распространены пачки тонкого переслаивания песков (песчаников) и глин. Высокое содержание переотложенных спор и пыльцы пермских и триасовых растений в нижней части свиты на куполе Жанаталап является косвенным доказательством перерыва в осадконакоплении на границе нижней и средней юры. Прямых признаков размывов не установлено.

Из нижней части свиты определены СПК, распространенный в нижних слоях кардасынской свиты (аален — нижний байос), из верхней — СПК, аналогичный по составу СПК средней части кардасынской свиты [3]. Верхняя часть кулсаринской свиты в Южно-Эмбинском районе достаточно полно охарактеризована остатками растительного комплекса которых соответствует флоре слоев с *Marattiopsis angustifolia* и др. (см. таблицу). В Джамбай-Челкарской зоне примерно на этом уровне появляются единичные фораминиферы *Lenticulina* sp., *Ammodiscus* sp. (Манаш), *Thuramminoides* sp. (Матенкожа, скв. К-37, 680—685 м).

Палеонтологическая характеристика кулсаринской свиты и залегание ее в Джамбай-Челкарской зоне между междуреченской свитой и глинами с верхнебайосскими фораминиферами позволяют отнести ее с долей условности к аалену и нижнему байосу. Мощность свиты 80—130 м, а близ Южно-Эмбинского палеоподнятия — 250 м.

К эршансорской свите относятся отложения, залегающие без признаков несогласия между междуреченской свитой и реперной пачкой морских глин (пачки II и III, по А. Г. Дрейеру). В качестве ее стратотипа предлагается разрез на куполе Эршансорской (скв. Г-1, 1874—2000 м). Свита состоит из двух пачек, прослеживаемых в большей части Урало-Волжского ме-

дуречья: нижней песчано-глинистой (65—90 м) и верхней глинисто-песчанниковой (25—40 м). Лишь на востоке, ближе к долине р. Урал, нижняя пачка опесчанчивается и сливается с верхней. На северо-западе региона (Ждановская, Куриловская и Николаевская площади) пачка II выклинивается. Все породы бескарбонатные, но иногда встречаются и известковистые разности. Для песчаников и алевролитов характерны серая и зеленоватая окраска, тонкая прерывистая горизонтальная слоистость, подчеркиваемая глинистыми примазками и размещением растительного детрита, текстуры взмучивания, редкие ходы роющих организмов, следы мелких сингенетических размывов в виде скоплений мелких неокатанных обломков глин и присутствия глауконита. Глины серые и зеленовато-серые, тонкослоистые, гидрослюдистые. В отличие от кулсаринской свиты это морские отложения бассейна пониженной солености.

Большая часть эршансорской свиты палеонтологически не охарактеризована. Редкие двустворки и фораминиферы встречаются в разрезах на западе и северо-западе междуречья. Из ее нижней пачки в разрезах Паромненской скв. 3, Шунгайской опорной скв. 31 (2586—2589 м), Акобской скв. П-32 (с глубины 1668 м) и Эльтонской опорной скважины определены среднеюрские фораминиферы и остракоды [4, 9].

В верхней пачке близ кровли найдены *Ammodiscus subjurassicus* Sar (скв. П-32), *Haplophragmoides* cf. *condensatus* Ant., *Lenticulina* cf. *condensatus* Ant. (Захатсорская скв. Г-1, 2119—2121 м; определения А. Я. Азбель), *Ammodiscus tenuissimus* (G ü m b.), *Planularia delicatula* K a r t. и др. (площади Эмбекши и Аукетайчагыл) [4]. В обеих пачках в Новоузенской опорной скважине найдена *Meleagrinnella doneziana* Boriss. На Озинковской площади северного борта впадины В. Г. Камышовой-Елпатьевской обнаружен аммонит, близкий к ааленскому *Leioceras opalinum* [4, 7].

По положению в разрезе, составу фауны и микрофауны, появлению единичных форм верхнебайосских фораминифер лишь в самых верхних слоях эршансорская свита отнесена к аале-

ну—нижнему байосу. В Северо-Западном районе Западно-Прикаспийской зоны, где мощность ее сокращается до 30 м, аален и часть байоса из разреза выпадают.

Мощность эршансорской свиты в стратотипе 126 м, в других разрезах — до 140 м.

Жолдыбайская свита на 70—90 % представлена бурыми и серыми глинами разных оттенков. В глинах прослеживаются слои алевролитов и быстро выклинивающихся песков и песчаников, пласты автохтонных углей и углистых глин, болотные почвы, встречаются прослои бурых листоватых глин с пресноводной фауной. Широко распространены жирные глины с желваками сидеритовых конкреций.

В разрезе горы Канджаги и ряде других в основании свиты залегают с эрозионным врезом амплитудой до 1,5 м русловые песчаники средне- и мелкозернистые, хорошо сортированные, с крупной потоковой слоистостью и почковидными известковистыми конкрециями (1,5—2 м). В обнажениях их мощность меняется от 18 до 5 м на протяжении 250—300 м. Залегающие выше породы относятся к озерно-болотным и незначительно аллювиальным фациям.

Жолдыбайская свита охарактеризована комплексом растений слоев *Marattiopsis angustifolia*, *Coniopteris fursenkoi*, *C. simplex*, *Nilssonia vittaeformis*, распространенным в средней и верхней частях кардасынской свиты. В. В. Зауер из этих же отложений выделен СПК, встречающийся, кроме верхов кардасынской свиты, в баксайской свите Приморского района, где данный комплекс наблюдается вместе с позднебайосскими фораминиферами [3]. Это дает основание коррелировать жолдыбайскую свиту с баксайской и по аналогии с последней датировать ее возраст поздним байосом. Мощность свиты 40—80 м.

В составе баксайской свиты преобладают алевроитистые глины горизонтально- и линзовидно-слоистые, гидрослюдистые, иногда с примесью монтмориллонита. В них всегда присутствует растительный детрит, а в некоторых слоях — следы корней и отпечатки листьев. Прослои углей и углистых глин редки и маломощны (до

0,2 м). Мелкозернистые песчаники и алевролиты (0,5—5 м) полимиктовые, с текстурами, характерными для мелкозернистых осадков — мелкой косой и смешанной пологоволнистой слоистостью, иногда нарушенной взмучиванием или деятельностью организмов. Отдельные их прослои содержат редкие остатки чешуи рыб и *Meleagrinea echinata* Smith. (Баксай, скв. 13а, 366—370 м; обнажение на берегах оз. Индер).

В баксайской свите выделен СПК, распространенный в жолдыбайской свите и верхней части кардасынской [3]; кроме того, присутствуют пресноводные и солоноватоводные формы фитопланктона, встречаются фораминиферы. Наличие таких видов, как *Tolypammina succingens* Azb., *Haplophragmoides complanatus* Mjatl., *Quinqueloculina occulta* (Apt.) и *Trochammina egegens* Azb. свидетельствует, по заключению А. Я. Азбеля, о мелкозернистой морской или лагунной обстановке седиментации и о байосском возрасте отложений. Однако присутствие в отложениях *Lenticulina volganica* (Dain) и *L. aff. mironovi* (Dain) (Бегайдар, скв. К-2, 343—353 м; Баксай, скв. К-1, 464—470 м), характерных для верхнего байоса Саратовского и Волгоградского Заволжья, а также переход по площади баксайской свиты в карабекскую, позднебайосский возраст которой палеонтологически более обоснован, позволяют рассматривать ее в пределах верхнего байоса. Мощность свиты 40—80 м.

Карабекская свита (пачка IV, по А. Г. Дрейсину) представлена морскими отложениями в Западно-Прикаспийской зоне и частично лагунными в Индер-Челкарском районе. Стратотип ее находится на куполе Карабек (скв. К-3, 899—978 м). В составе свиты повсеместно доминируют глины, благодаря чему она хорошо прослеживается. На левобережье Урала песчаники и алевролиты составляют 8—35% ее мощности, причем слои их редко превышают 1 м. Распространены пачки тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Встречаются микроконкреции пирита, сферолитовые и радиально-лучистые конкреции сидерито-кальцитового состава и линзы мергеля конкреционного происхожде-

ния. В Урало-Волжском междуречье свита еще более глинистая. Песчаники и алевролиты здесь наблюдаются главным образом в виде тонких прослоев. В них обычно содержится глауконит, а в глинах — раковинный детрит.

Карабекская свита охарактеризована фауной и микрофауной. На левобережье р. Урал (Карабек, Кусан-Кудук) встречаются белемниты и двусторонки *Meleagrinea doneziana* Boriss., *M. elegans* Goldf., *M. echinata* Smith. (определение Л. В. Сибиряковой), известные также из многих разрезов междуречья [4, 7, 9]. В разрезах Новоузенской, Эльтонской и Николаевской опорных скважин найдены *Parkinsonia* sp. [4].

Из нижней половины свиты в стратотипе (интервал 936—984 м) А. Я. Азбель и С. В. Прокopenko установили фораминиферы *Ammodiscus subjurassicus* Sar., *A. infimus* Strickl., *Haplophragmoides complanatus* Mjatl. В ее верхней части широко развиты лентикулины *Lenticulina mironovi* (Dain), *L. volganica* (Dain), *L. kulzevi* (Dain), *L. sublatiformis* (Dain) (Западный Карабек, скв. К-1, 1079—1089 м). Многие из этих видов обнаружены и на Кусан-Кудуке. Аналогичный комплекс фораминифер характерен для ряда разрезов междуречья и широко распространен в верхнем байосе Восточно-Европейской платформы [3], что позволяет отнести карабекскую свиту к верхнему байосу.

Встречающиеся в карабекской свите Индер-Челкарского района остракоды *Palaeocytheridea baiociensis* Nab., *P. clivosa* Nab., *P. aspera* Nab. и *P. tricostata* Nab. (определение А. Шлейфера) и фораминиферы *Lagenammina* sp., *Trochammina* sp., *Planularia* sp., *Tolypammina succingens* Azb. (определение А. Я. Азбеля) указывают на лагунную обстановку образования вмещающих пород. Количество фораминифер уменьшается с запада на восток. Единичные *Tolypammina succingens* и *Lenticulina* sp., находящиеся на куполе Матенкожа. Характеризующий свиту комплекс фораминифер идентичен комплексу жолдыбайской и верхней части кардасынской свит [3],

дает основание с большей уверенностью определять возраст последних. Мощность карабекской свиты в междуречье 40—70 м, до 115 м на северо-западе Узеньского прогиба и 70—80 м на левобережье Урала.

Таскудукская свита впервые выделена на куполе Таскудук Н. Ф. Аксеновым [1]. Большую часть ее (50—70%) составляют пески и слабо уплотненные песчаники. Слои и пачки глин залегают на разных уровнях относительно ее верхней границы. Наибольшая глинистость характерна для североэмбаинских разрезов. В некоторых из них глины даже преобладают, но внизу и вверху разреза, как правило, залегают пески или песчаники. На куполе Тогускенушак в долине р. Кайнар обнажена верхняя часть свиты (37 м), послышное описание разреза которой дано в работе [3]. Нижнюю часть свиты, судя по разрезам скважин, составляют в том же соотношении пески, слабо уплотненные песчаники и слои и пачки глин.

В таскудукской свите, с одной стороны, наблюдаются автохтонные угли, русловые песчаники, породы со следами корней, с другой — слои с редкими остатками морской фауны — *Meleagrinea* aff. *echinata* Smith. (Южный Камыск, скв. К-55, 191—194 м; Боксобо, скв. Д-21, 100—110 м; Майкудук, скв. К-50, 85—100 м). На куполе Сагиз байосе Восточно-Европейской платформы найдены *Lingula* sp., *Ammodiscus* sp. [3], а на куполах Джексымай, Кокжар и Джарлыоба Северо-Эмбаинского района — *Corbula* sp., *Natica tenuistriata* Geras. [6]. Это отличает свиту от других среднеюрских свит Восточно-Прикаспийской зоны. По всему разрезу распространены остатки пресноводных и солоноватоводных водорослей.

Свита охарактеризована остатками растений, среди которых преобладают *Equisetites beanii* (Vunb.) Sew., *Coniopteris vialovae* Tur.-Ket., *Pagiophyllum setosum* (Phill.) Sew. Аналогичный комплекс с такими же видами-индексами выделен из нижней части сарыдинской свиты Мангышлака, батский возраст которой контролируется морской фауной. По палеонтологическим данным В. С. Малявкиной [8], В. В. Зауер [3] и В. А. Алексеевой [2], таскудукская свита

отвечает нижнему бату.

Мощность свиты 65—120 м, причем наибольшие ее значения присущи разрезам Южно-Эмбаинского поднятия.

Койкаринская свита представлена преимущественно глинистыми угленосными озерно-болотными отложениями. Аллювиальные пески и песчаники играют в ней второстепенную роль. Нижняя часть свиты (11 м) обнажена на куполе Тогускенушак, верхняя (50 м) — на куполе Койкара. Полный разрез ее вскрыт опорными скважинами 2 и 5, в которых выше залегает нижний келловей. Несогласия между ними не установлено. На остальной территории распространения свита частично, а иногда и полностью размыта. Ее разрезы отличаются друг от друга по количеству, мощности и размещению прослоев углей и песчаных тел.

Глины массивные и тонкослоистые, иногда комковатые, бурые и серые, гидрослюдистые, с конкрециями сидерита, многочисленными следами корней, отпечатками листьев и стеблей. Песчаники (или пески) образуют линзы мощностью до 1,5 м, протяженностью 10—30 м и более. Угли автохтонные мощностью до 1 м.

В койкаринской свите выявлен комплекс растений с *Equisetites beanii* и др., распространенный в таскудукской свите, но спорово-пыльцевые комплексы из этих свит существенно различаются [3]. Койкаринский СПК В. С. Малявкиной определен в границах батского яруса [8]. В. В. Зауер, располагавшая более обширным палеонтологическим материалом, датирует его позднебатским [3]. На корреляционной схеме (см. таблицу) койкаринская свита расположена в границах среднего — частично верхнего бата. Мощность свиты 60—70 м, редко 100 м.

Яманкинская свита. На правобережье Урала в Приморском районе возрастные аналоги таскудукской и койкаринской свит выделены в яманкинскую со стратотипом на куполе Яманка (скв. К-14, 135—173 м). В основании ее залегают неплотные мелкозернистые песчаники (5—30 м). Выше по разрезу они чередуются с алевролитами и глинами, сосредоточенными преимущественно в верхней части свиты. Пачки глин (1—25 м) составляют 35—65% мощности свиты и на больших

площадах не прослеживаются. Редкие пропластки угля и слои со следами корней также тяготеют к верхней части, а в нижней некоторые из них залегают в непосредственной близости от слоев с единичными остатками морской фауны. Песчаники полимиктовые или близкие к грауваккам, со следами локальных размывов, разнообразной мелкой слоистостью. Глины гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые, редко каолининовые.

В глинах и алевролитах встречаются многочисленные остатки микрофитопланктона, изредка отпечатки хвощей и папоротников [3], а также морских двустворок *Meleagrinella echinata* Smith. (Яманка, скв. 9, 335—340 м; Сорочинка, скв. 198) и фораминиферы. А. Я. Азбель определены *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides complanatus* Mjatl., *Trochammina* sp., *Spiroththalmidium* sp. (Баксай, скв. К-15, 317—321 м), *Haplophragmoides* sp., *Milliammina* sp. (Жанаталап, скв. К-67, 636—642 м). Прослеживается СПК, распространенный в таскудукской свите [3].

По положению в разрезе и составу пород яманкинская свита хорошо коррелируется с крыкудукской Индер-Челкарского района, содержащей батские формы фораминифер, и рассматривается как ее возрастной аналог. Мощность свиты 30—65 м (до 90 м).

Крыкудукская свита названа по одноименному поселку, расположенному в 20 км севернее стратотипа, который находится на куполе Карабек (скв. К-3, 825—899 м). Она залегает между карабекской свитой и поверхностью регионального размыва. Свита не содержит ни углей, ни углистых глин, ни пород со следами корней. В основании ее повсеместно залегают песчаники или пески. Выше по разрезу они чередуются с глинами и алевролитами. Мощность слоев песчаников 2—5 м, редко 10 м, глин — 3—10 м. Наиболее песчаный разрез расположен в Индер-Челкарском районе. В Урало-Волжском междуречье свита разделяется на нижнюю глинисто-песчаниковую пачку (26—32 м) и верхнюю песчано-алевроито-глинистую (28—32 м) [4]. Каждая из них начинается с песчаников. В стратотипе песчаники полимиктовые, с зернами глауконита и разнообразной

мелкой слоистостью. Глины зеленоватые, гидрослюдистые, неизвестно-вистые, с множеством тонких (до 2 см) прерывистых песчаных и алевроитовых слоев, конкрециями мергеля и пирита. Мощность свиты на левобережье Урала 30—60 м, в Урало-Волжском междуречье — 40—65 м.

В стратотипическом разрезе (интервал 827—838 м) в большом количестве встречаются *Ammodiscus baticus* Dapin, *A. varians* Kapt. (определены А. Я. Азбель и С. В. Прокопенко). *A. baticus* установлен также из разрезов Шунгайской и Эльтонской опочных скважин [4] совместно с *Ammodiscus tenuissimus* (Günb.) и *A. sertus* (Orb.) [7]. На Западном Карабеке обнаружены отпечатки *Nilsinia vittaeformis* Prun. Все это с учетом положения свиты в разрезе позволяет датировать ее возраст в пределах раннего бата.

Таким образом, результаты проведенного литолого-фациального анализа и палеонтологические данные позволили не только разработать уточненную и детализированную схему стратиграфии нижне-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины, но и представить палеогеографическую обстановку региона в течение ранне-средней юры. Эти представления легли в основу более подробного стратиграфического районирования, по которому, первого для территории Прикаспия и выявления различий в строении разрезов юрской толщи западной и восточной частей впадины. Более того, стратиграфия этих отложений, к которым приурочены промышленные залежи нефти и газа, и максимальная их корреляция имеют первостепенное значение при доразведке месторождений и поисках неантиклинальных залежей, распространенных в области развития соляных куполов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштадт Г. Е.-А. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы//Стратиграфия, палеонтология и палеогеография юрских и меловых отложений Эмбы. М.-Л., 1951. С. 1—112.
2. Алексеева В. Н. Стратиграфия и палеонтология юрских отложений востока Прикаспийской впадины//Сов. геология. 1983. С. 63—83.
3. Баранова З. Е., Киричкова А. И., Герасимов В. В. Стратиграфия и флора юрских отложений востока Прикаспийской впадины. — Л.: Недра, 1975.
4. Башлыкова Е. П., Дрейсин А. Г., Кожевников И. И. Юрские и меловые отложения северной части Волго-Уральской солянокупольной области в связи с проблемой нефтегазоносности. — М.: Недра, 1971.
5. Геология и нефтегазоносность западной части Прикаспийской впадины/Т. Н. Джумагалиев, Б. Г. Мойсик, С. У. Утегалиев и др. — М.: Недра, 1970.
6. Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтеносность восточной окраины Прикаспийской впадины. — Алма-Ата: Наука, 1972.
7. Демчук Л. В., Кочарьянц С. Б. Корреляция юрских отложений//Стратиграфия и корреляция юрских отложений Прикаспийской впадины. Л., 1971. С. 80—135 (Тр. ВНИГНИ. Вып. 109).
8. Малякина В. С. Споры-пыльцевые комплексы пермских и юрских континентальных отложений Эмбинской области//Авторыфераты научных трудов ВНИГРИ. Л.-М., 1950. С. 19—25.
9. Сарычева А. И. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Волгоградской области//Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области. Л., 1964. С. 48—59 (Тр. ВНИИГ).

Принята редколлегией 21 ноября 1988 г.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.25(71+571.56)

© А. К. Худолей, Г. А. Гурьев, 1990

Южное Верхоянье и Кордильеры — результаты сравнительного анализа

А. К. ХУДОЛЕЙ, Г. А. ГУРЬЕВ (ВСЕГЕИ)

Южное Верхоянье и восточная часть Кордильер Канады являются складчатыми обрамлениями древних платформ и занимают сходное структурное положение в северной части Тихоокеанского подвижного пояса. На сходство их современной тектонической структуры не раз обращали внимание Л. И. Красный, А. Л. Ставцев и другие исследователи. Авторы статьи проанализировали материалы по регионам и пришли к выводу о том, что и в истории развития Южного Верхоянья и Юго-востока Кордильер Канады много общего. Широкое распространение разломов с горизонтальными перемещениями по ним затрудняет ретроспективные построения. Однако, как показали произведенные Л. И. Струком [15] палинопастические реконструкции, в ходе геологической истории взаимоотношения между блоками в рассматриваемой части Кордильер изменялось, но их количество было постоянным, и даже в рифее они сменяли друг друга в направлении от платформы в той же последовательности, что и сейчас. К аналогичным выводам привели и наши многолетние исследования Южного Верхоянья. При анализе привлекались также материалы геологосъемочных работ сотрудников ПГО «Аэрогеология» и «Якутскгеология».

Геологическое строение Кордильер изучалось главным образом по данным геологосъемочных работ, проводившихся в Британской Колумбии (Канада), и по ежегодным отчетам геологической службы Канады.

Наиболее важные особенности геологического развития сравниваемых регионов представлены на рис. 1 и 2. По изменению интенсивности и направленности тектонических движений и различиям в строении бассейнов осадконакопления выделяется семь этапов.

Первый этап развития, отраженный в осадочной летописи, начался около 1500—1400 млн лет назад и соответствует накоплению большей части рифея Южного Верхоянья и надсерии перселл Кордильер Канады [6, 8, 11]. Он характеризуется преобладанием нисходящих движений, амплитуда которых постепенно увеличивалась в направлении от платформы. Бассейн осадконакопления имел простую форму и по простиранию был близок к современной складчатой структуре, хотя локальные отклонения довольно значительны. Наибольшая мощность отложений 6—7 км в Южном Верхоянье и

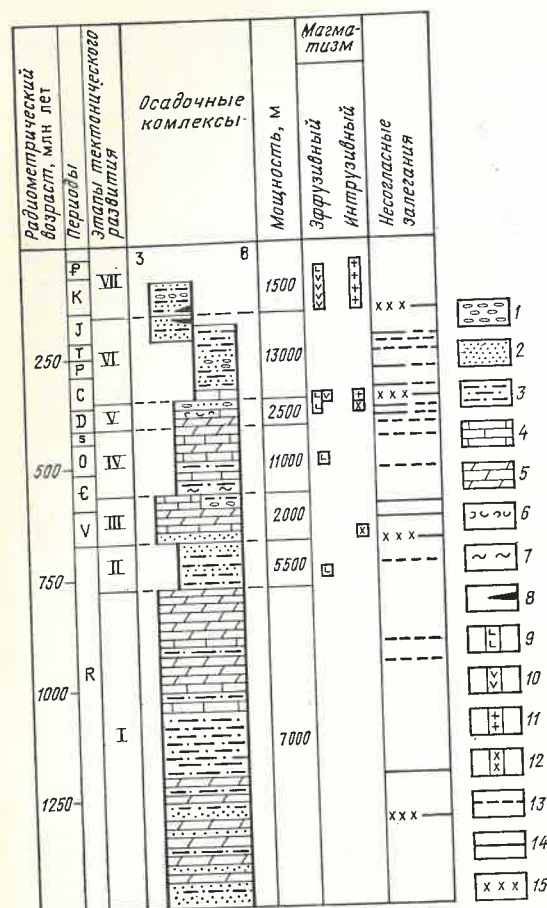


Рис. 1. Геологическое развитие Южного Верхоянья в рифее-мезозое:

осадочные породы: 1 — конгломераты, диамиктиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, аргиллиты, 4 — известняки, 5 — доломиты, 6 — эвапориты, 7 — кремневики, 8 — угли; магматические породы: 9 — базальты, 10 — андезиты, дациты, липариты, 11 — граниты, 12 — щелочные и щелочно-ультраосновные; типы несогласных залеганий: 13 — локальные, 14 — региональные параллельные, географические, трансгрессивные, 15 — региональные угловые

11—12 км в Британской Колумбии. Состав отложений в обоих регионах сходен: чередование пачек карбонатных и терригенных пород мощностью до 1—1,5 км, прослеживающихся на огромные расстояния. Снос обломочного материала происходил с платформы. В обломочной фракции песчаников доминирует кварц, но в примыкающих к Сибирской платформе частях Южного Верхоянья нижнерифейские песчаники содержат значительную примесь аркозового материала. На различных уровнях появляются красноватые, отмечается ряд локальных и региональных несогласий.

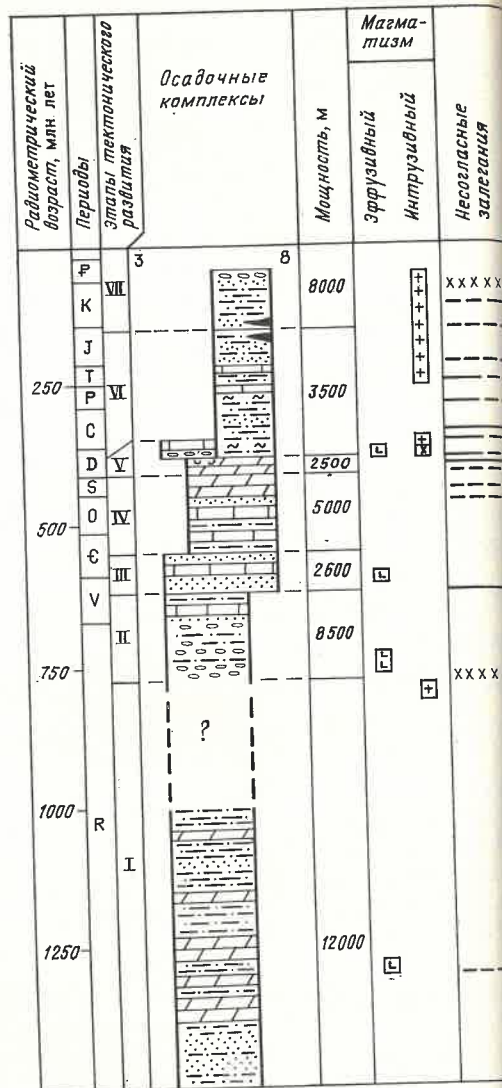


Рис. 2. Геологическое развитие Скалистых гор (нижняя часть) и гор Карибу Кордильер Канады в рифее-мезозое:

усл. обозн. см. рис. 1.

Осадконакопление происходило мелководно-морских, реже лагунных условиях, и лишь в нижней части серии перселл выделяются турбидиты отлагавшиеся на континентальном склоне. Возможно, что некоторые турбидиты, локально развитые в нижнем и среднем рифее Южного Верхоянья, также отлагались пределами шельфа. В верхней части надсерии перселл присутствуют лава-базальтов и реже андезитов, возраст которых, вероятно, около 1300 млн лет. В Горностахской антиклинальной Южного Верхоянья отложения нижнего

среднего рифея разделены резким угловым и азимутальным несогласием, свидетельствующим о локально проявившейся фазе складчатости и смещении оси рифейского прогиба от платформы. Это тектоническое событие не имеет близких по возрасту аналогов в Британской Колумбии. В конце этапа в Кордильерах отмечается складчатость — орогенная. Восточный Кутней [11, 13], в результате которой породы надсерии перселл были полого смяты и подверглись размыву, амплитуда которого достигала 3—4 км.

Второй этап развития начался около 800—750 млн лет назад и характеризуется значительной активизацией тектонических движений, причем преобладали растяжения и опускания. Амплитуда вертикальных перемещений по разломам достигала 6—7 км в Южном Верхоянье и 12 км в Британской Колумбии. В результате их деятельности формируются линейные прогибы, разделенные относительными поднятиями. В обоих регионах накапливаются ритмично чередующиеся алевролиты и песчаники, реже аргиллиты мощностью до 4,5—5 км — уйская серия [6, 8] и 7,5—8,5 км — надсерия виндермир [13]. Конгломераты развиты локально, но на юге Британской Колумбии их мощность около 2,5 км. Источники сноса находились на платформе и внутри бассейнов осадконакопления. Последние поставляли обломки литического состава. Судя по характерным текстурным и структурным осадочных пород, они накапливались в мелководных условиях. Возможно, что часть конгломератов имеет ледниково-морское происхождение. Широко развиты вулканические породы. В Южном Верхоянье — это толеитовые базальты мощностью до 0,7 км в Британской Колумбии — толеитовые и щелочные базальты мощностью до 2 км возрастом 750—730 млн лет. Здесь же среди комагматических лав даек и силлов установлены будинированные тела ультраосновного состава.

В конце этапа в Южном Верхоянье нисходящие движения сменились восходящими, значительная часть территории превратилась в сушу, и локально развитая толща континентальных красноватых песчаников достигает мощности 1,2 км. В Кордильерах ин-

версии не произошло, но скорость нисходящих движений уменьшилась, и в верхней части надсерии виндермир появляются пачки мелководных известняков.

Перед накоплением юдомской серии в Южном Верхоянье отмечается складчатость [7, 8], сопровождавшаяся локальным образованием надвигов и разрывом амплитудой до 4—5 км. В Кордильерах складчатость не фиксируется, но в основании верхнедокембрийских — нижнекембрийских серий гог и хэмил наблюдается параллельное или географическое несогласие. По-видимому, несколько позже этой складчатости (или одновременно с ней) в Южном Верхоянье и соседней части Сибирской платформы произошло внедрение массивов щелочных ультраосновных пород (возраст 600—660 млн лет), не имеющих аналогов в Северной Америке.

Третий этап развития начался в самом конце докембрия (в Южном Верхоянье, вероятно, несколько раньше, чем в Кордильерах) и характеризуется уменьшением активности тектонических движений, расширением бассейна осадконакопления и упрощением его внутреннего строения. Мощности отложений постепенно увеличиваются в направлении от платформы, достигая 1,2—2 км в Южном Верхоянье и 2—2,5 км в Британской Колумбии [10]. Отлагаются карбонаты и преимущественно кварцевые, реже аркозовые песчаники и алевролиты, причем в Южном Верхоянье преобладают карбонаты (в основном доломиты), а в Кордильерах — терригенные породы. В первом регионе осадки накапливались преимущественно в условиях мелководного моря повышенной солености, во втором часто распознаются прибрежно-морские фации и фрагменты аллювиальных конусов выноса. В обоих регионах снос происходил с платформы, и роль внутренних источников обломочного материала незначительна. В средней части серии хэмил отмечаются потоки толеитовых базальтов общей мощностью до 250 м. Внутри юдомской серии фиксируется региональный перерыв, после которого произошла обширная трансгрессия, и отлагавшиеся однородные карбонаты свидетельствуют о тектонической

стабилизации региона. В Британской Колумбии, вероятно, в аналогичной тектонической обстановке накапливались известняки верхней части серии гога. Стабилизация была кратковременной, и уже в нижнекембрийском разрезе на юго-востоке Южного Верхоянья локально появляется мощная (до 1,2 км) карбонатно-терригенная толща, формировавшаяся вблизи от источника сноса с расчлененным рельефом.

Четвертый этап развития начался в Южном Верхоянье во второй половине раннего кембрия, а в Кордильерах — в среднем кембрии и характеризуется активными нисходящими движениями. До середины среднего ордовика формировались и заполнялись осадками глубокие прогибы, простирающиеся примерно совпадало с простираем современной складчатой структуры. В Южном Верхоянье накапливались черные, нередко кремнистые аргиллиты — акринская (иниканская) свита, глинисто-известняковые турбидиты — улахская серия, пеллагические глинистые сланцы — атырбахская свита и ритмичные известняки и аргиллиты, в верхней части которых появляются мощные пачки шельфовых известняков — саккырырская и нижняя часть лабыстахской свиты; общая мощность отложений около 7 км. В Скалистых горах отсутствуют аналоги акринской свиты, но среднекембрийско-нижнеордовикские свита чанселлор и серия кичика общей мощностью 3,5—4 км сходны по строению и составу с разновозрастными отложениями Южного Верхоянья.

В верхнекембрийско-нижнеордовикских толщах Южного Верхоянья авторами установлено наличие вулканогенных пород основного состава. В нижнем палеозое Кордильер выделяют разрезы осадочных пород двух типов — мелководный карбонатный и глубоководный сланцевый [14]. Разрезы Южного Верхоянья занимают промежуточное положение между ними. Наиболее глубоководные отложения (атырбахская свита) накапливались на глубинах не менее 2 км. В дальнейшем скорость нисходящих движений уменьшилась, и осадконакопление полностью компенсировало прогибание. В Южном Верхоянье отлагались извест-

няки и доломиты с обилием органики в подчиненном количестве — калькарены и аргиллиты. На разных уровнях разреза фиксируется пестроцветность. Мощность отложений достигает 4 км. В Скалистых горах преобладают доломиты, нередко с остатками фауны и водорослями, встречаются известняки, кварцевые песчаники, аргиллиты. Мощность отложений достигает 1—1,5 км [8, 14]. В разрезах обоих регионов отмечаются локальные перерывы. В целом во второй половине рассматриваемого этапа осадки накапливались чаще на мелководном шельфе, реже в обстановке прибрежных лагун.

Пятый этап развития начался в девоне и характеризуется частой сменой направлений тектонических движений, причем в его начале доминировали вертикальные движения, а в конце — горизонтальные. С течением времени строение бассейнов осадконакопления усложнялось: в их пределах более отчетливо проявлялись внутренние поднятия и прогибы. На протяжении большей части этапа в обоих регионах формировались богатые фауной карбонаты с подчиненным количеством эвапоритов, песчаников и аргиллитов. Часто отмечается пестроцветность пород. Осадки накапливались в обстановке закрытого шельфа или лагун, периодически поднимались выше уровня моря.

На северо-западе Южного Верхоянья широко развиты покровы трахитов базальтов (изредка — андезитобазальтов) мощностью до 700 м; максимум вулканической активности приходится на франский век. На юге региона присутствуют андезиты и дациты мощностью 500—700 м, вероятно, близкого возраста [4]. В Британской Колумбии покров базальтов мощностью 50—70 м (возраст — франский век) отмечается только в горах Карибу [9]. В позднем фамене — раннем турне в наиболее прогнутых частях Южного Верхоянья накопилось до 1 км пестроцветных калькаренов, гравелитов и конгломератов (менкюленская свита) молассоидного типа [3, 8]. Обломочная толща формировалась в непосредственной близости к низким горам, располагавшимся как к востоку, так и к западу от современных выходов описываемых отло-

жий. Локально выделяются аллювиальные фации и фации конусов выноса.

В Британской Колумбии примерно разновозрастные грубообломочные толщи отмечаются в горах Карибу (свита джайет), но их относят к глубоководной части конуса выноса. В Скалистых горах в позднем девоне произошла резкая дифференциация бассейна осадконакопления и началось отложение или мелководных рифогенных карбонатов, или сравнительно глубоководных аргиллитов (свита биса-ривер) [14]. В рассматриваемых отложениях в обоих регионах широко развиты перерывы и несогласия (наиболее значительные — в основании среднего и верхнего девона), искажающие картину конседиментационного изменения мощностей. Наибольшие значения мощностей в обоих регионах достигают 2,5—3 км.

Завершает этап локально проявившаяся интенсивная складчатость — горожения Антлер Северной Америки [4, 8, 9, 12]. В целом и в Южном Верхоянье, и в Кордильерах интенсивность деформаций возрастает в направлении от платформы к Тихоокеанскому подвижному поясу. О наличии фаз сжатия свидетельствуют предкаменноугольные надвиги и олистостромовые комплексы. Амплитуда размыва достигала 4—5 км. Формирование предкаменноугольного несогласия в ряде мест Южного Верхоянья было затушевано синтетектоническим осадконакоплением. Так, по мнению авторов, перепады мощностей разновозрастных подразделений фаменского яруса (переломная и менкюленская свиты) столь велики, что обеспечивали разницу между углублениями падения нижнекаменноугольных франских отложений до 15°. С этой фазой складчатости, вероятно, связано внедрение ряда гранитных интрузий, считающихся среднепалеозойскими. По-видимому, одновременно с излиянием франских базальтов в Южном Верхоянье произошло внедрение массивов щелочных и щелочно-ультраосновных пород (лединский комплекс). Они прорывают среднеордовикские отложения, но продукты их размыва встречены в верхнефаменских песчаниках. В Британской Колумбии близкий по составу сложностроенный массив Айс-Ривер имеет возраст 368 млн лет

(поздний девон).

Дальнейшая история развития Южного Верхоянья и Кордильер может сопоставляться лишь со значительной степенью условности, поскольку отложения карбона — триаса и частично юры в рассматриваемых регионах занимают различное структурное положение. В Южном Верхоянье они обрамляют более древние отложения с востока, последовательно наращивая разрез в направлении от Сибирской платформы. В Кордильерах же они развиты или в эвзоне (доминируют вулканогенные породы), или на окраинной части Североамериканской платформы, в предгорьях Скалистых гор (преобладают терригенные породы). В целом породы карбона — триаса Южного Верхоянья более схожи с разновозрастными толщами предгорий Скалистых гор.

Шестой этап развития имеет неизохронную нижнюю границу. На большей части рассматриваемых регионов она проходит в турнейском веке, но в пределах накопления аргиллитовой свиты биса-ривер (Скалистые горы) опускается до начала позднего девона. Этап характеризуется активными нисходящими движениями, образовавшими широкие бассейны, преимущественно терригенного осадконакопления. Осевая часть бассейнов находилась на большем удалении от платформы, чем в предыдущие этапы развития. На значительной части обоих регионов вначале накапливались богатые фауной мелководные известняки, сменяющиеся верхнетурнейско-визейскими ритмичными глинисто-карбонатными породами или скрытозернистыми известняками с прослоями кремней (курахская свита Южного Верхоянья и свита профет Скалистых гор). Судя по характерным текстурам и появлению спикулитов эти толщи отлагались за пределами шельфа. Они фиксируют начало формирования глубоководных прогибов. В визейских толщах Южного Верхоянья отмечаются туфы андезитов, а в горах Пелли — лавы и туфы трахитов, и богатых калием липаритов турнейско-визейского возраста [9].

Вместе с прогибанием происходила трансгрессия, и соседняя с Сибирской платформой часть Южного Верхоянья

оказалась ниже уровня моря лишь в конце раннего карбона, а фрагментарно даже позднее. В мелкозернистых терригенных породах карбона — нижней перми Южного Верхоянья узнаются мелкозернистые турбидиты с редуцированными ритмами Боума, отложения высокоплотных потоков и продукты их перемыва подводными течениями, что позволяет предполагать их накопление в нижней части континентального склона. В терригенных толщах верхней перми — триаса наблюдаются отложения как сравнительно глубоководные, так и мелководные вплоть до континентальных [4]. В южном и восточном направлениях возрастает грубозернистость пород (вплоть до появления конгломератов) и уменьшается глубоководность бассейна осадконакопления. На юго-востоке региона в отложениях карбона — перми отмечается туфогенный материал преимущественно кислого состава. Общая мощность карбонотриасовых толщ превышает 10 км.

В предгорьях Скалистых гор после визейского века преобладало терригенное осадконакопление, но отмечаются в разрезе и карбонаты, особенно в отложениях триаса. Породы имеют мелководное происхождение, хотя кремни нижней перми (свита фантаσκью) накапливались за пределами шельфа. Здесь мощность карбонотриасовых толщ не превышает 3 км, но в направлении к Скалистым горам мощности всех стратиграфических подразделений возрастают [14]. Как в Южном Верхоянье, так и в Кордильерах источники сноса были удалены от области накопления и поставляли мелкозернистый сравнительно зрелый материал. Лишь начиная с верхней перми в первом из них появляются литические обломки, снесенные с внутренних поднятий. В предгорьях Скалистых гор в рассматриваемых отложениях фиксируется ряд перерывов и несогласий, отражающих, вероятно, складчатые процессы в более западных частях геосинклинали. В Южном Верхоянье перерывы и несогласия прослеживаются только в окраинной части бассейна и обусловлены трансгрессивным залеганием различных горизонтов верхоянского комплекса на более древних (до рифея включительно) отложениях.

Юрские толщи Южного Верхоянья образуют два пространственно разобщенных типа разреза. В центральной части региона выделяются только нижний и средний отделы, представляющие в основном мелкозернистые терригенные породы флишoidного строения мощностью до 2,5 км и образующие единый комплекс с отложениями триаса. В Приверхоянском прогибе преобладают косослоистые аркозовые песчаники с пластами углей кровле разреза, мощность которого достигает (выделяются все три отдела) 1,5 км. В предгорьях Скалистых гор мощность юрских толщ составляет примерно 350 м, но по составу они очень сходны с юрой Приверхоянского прогиба, причем в обоих регионах в их основании фиксируется несогласие [1, 4, 14].

Седьмой этап развития соответствует мезозойской складчатости формированию современного структурного плана регионов. В Южном Верхоянье первая отчетливая фаза сжатия произошла в поздней юре, поскольку непрерывное морское осадконакопление продолжалось в центральной части региона, по крайней мере до батского века средней юры, а вернее юрско(?)-нижнемеловые вулканогенные толщи с резким угловым несогласием перекрывают отложения от триаса. Внутри верхнеюрско-палеогенового вулканогенного комплекса (мощность 2,5—3 км) фиксируется несколько угловых несогласий, но их значение и площадное распространение однозначно не установлены. Начиная с поздней юры в регионе активизируется интрузивная гранитоидная деятельность, продолжающаяся до конца мелового периода. Главный пик приходится на рубеж ранний — поздний мел, несколько меньший — на рубеж юра — мел. Эти данные позволяют предполагать, что основные фазы складчатости также проявились на рубеже юра — мел и ранний — поздний мел. Накапливающиеся в Приверхоянском прогибе меловые мелководноморские реже континентальные алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов и углей общей мощностью не менее 1,5 км имеют молассоидный облик, образовались за счет размыва возвышающейся по соседству невысокой

ной страны. Последние деформации, сопровождающиеся активизацией разломов, имели место, вероятно, в конце мела — начале палеогена и проявились в надвигании рифейско-палеозойских отложений на меловые молассоиды.

В Британской Колумбии пестрый по составу магматизм приурочен в основном к внутренним частям Кордильер. Интрузивная деятельность происходила с триаса до эоцена и имела отчетливые максимумы на рубеже средней и поздней юры, в начале раннего мела, в раннем мелу и в начале позднего мела [2]. В ряде внутренних зон осадконакопление океанического типа продолжалось до байосского века средней юры и основная фаза складчатости приходилась на конец юры — начало мела. Возраст деформаций в направлении платформы омолаживается, и в Скалистых горах основная складчатость и формирование тектонических покровов произошли в конце мела — начале палеогена, хотя здесь имели место и деформации в конце юры — начале мела. Накопление моласс в краевом прогибе началось в конце юры (по крайней мере с титонского века, когда появились первые континентальные отложения), и их нижняя часть представлена песчаниками с прослоями углей. Выше по разрезу главную роль играют аргиллиты. Лишь начиная с кампанского века снова доминируют песчаники с прослоями углей и пестроцветных аргиллитов. Осадки накапливались преимущественно в мелководноморских и сухопутных условиях. Палеоценовые отложения, представленные конгломератами и песчаниками с прослоями пестроцветных аргиллитов, накапливались в континентальных условиях. В конце палеоцена — начале эоцена осадконакопление прекратилось. Мощность моласс достигает 8 км [14].

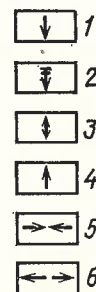
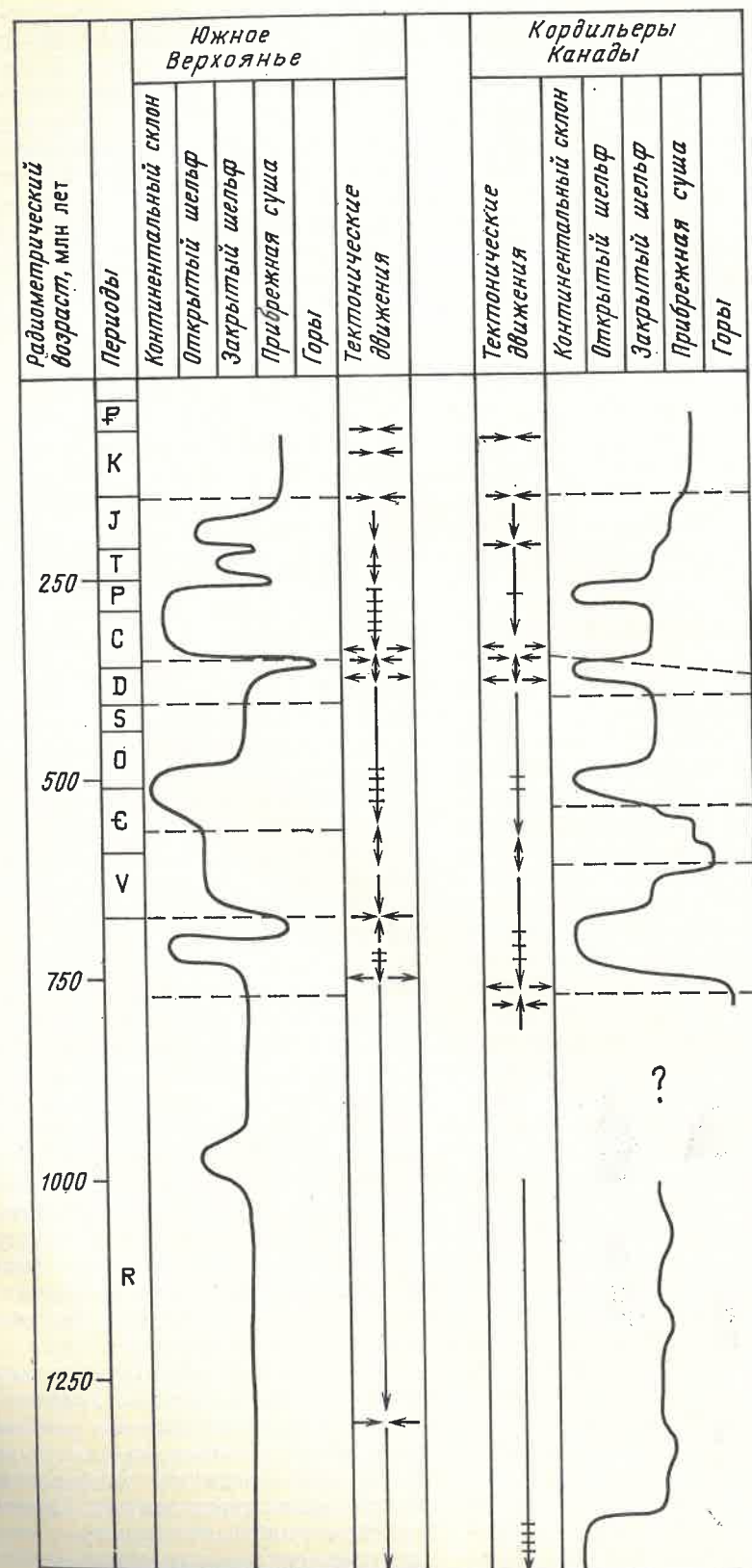
Приведенный сравнительный анализ свидетельствует о сходстве и синхронности большинства событий геологической истории Южного Верхоянья и юго-востока Кордильер Канады (рис. 3). Небольшие различия мощностей осадочных толщ и объема магматизма показывают, что в довиндермирское время и в конце мезозоя — кайнозоя тектонически более активным регионом были Кордильеры, а в палео-

зое — Южное Верхоянье. Во второй половине позднего рифея и большей части мезозоя активность тектонических движений в рассматриваемых регионах была примерно одинакова.

Значительное сходство геологической истории позволяет считать, что оба региона развивались в сходных тектонических обстановках. Согласно геосинклинальной теории восточная часть Кордильер (Скалистые горы) со времен работ Г. Штилле считалась тектонотипом миогеосинклиналей. Точка зрения о принадлежности Скалистых гор к числу перикратонных структур [2] не получила развития, и большинство американских геологов противопоставляют этот регион устойчивой Североамериканской платформе, хотя само понятие миогеосинклинали за последние 10—15 лет было пересмотрено и в современных работах чаще говорят о миогеоклинали Скалистых гор [9, 10, 11]. Основываясь на изложенных выше данных, авторы считают, что и Южное Верхоянье не является перикратонной структурой и по аналогии с Кордильерами его следует считать миогеосинклиналью.

Реконструкции, основанные на принципе актуализма, приводят к выделению тех же возрастных этапов, что и в рамках классической геосинклинальной теории. В раннем — начале позднего рифея (первый этап по принятой выше периодизации), судя по малым градиентам мощностей и высокой зрелости осадков, мелководности и форме бассейна, в Южном Верхоянье осадки накапливались во внутрикратонных условиях. Сходной точки зрения на обстановку осадконакопления аналогов надсерии перселл придерживаются геологи США [16]. Современные аналоги столь крупных долгоживущих внутрикратонных бассейнов авторам не известны, хотя ряд сходных черт имеют Гудзонов залив и Балтийское море.

С конца рифея до середины мезозоя (второй — шестой этапы) широко развиты осадки, характерные для континентального склона, но отсутствуют какие-либо признаки глубоководных желобов или островных дуг. Современный аналог этой обстановки — пассивные континентальные окраины Атлантического океана.



Складкообразование во второй половине мезозоя (седьмой этап) связано, согласно Л. М. Парфенову [5], с коллизией в соседних регионах. По нашему мнению, значение рифтогенеза в истории регионов обычно преувеличивается [5, 9, 15]. Важнейшую роль играл позднерифейский рифтогенез Кордильер [13]. В Южном Верхоянье позднерифейский рифтогенез ранее не отмечался, хотя аналогия с Кордильерами очевидна. Результат рифтогенеза — формирование континентальных окраин (в классической терминологии — заложение геосинклиналей). Девонский рифтогенез, безусловно, был, но в Южном Верхоянье мы наблюдаем лишь отголоски процессов, происходивших севернее. Нельзя не учитывать, что уже на рубеже девона и карбона имела место фаза сжатия, интенсивность которого нередко превосходила интенсивность складчатости на краях рифта [12]. Рои даек Сетте-Дабана также не могут подтверждать значительность процессов девонского растяжения, поскольку их большая часть рассекает складчатую структуру [8] и, следовательно, является последевонской.

Приведенные выше материалы свидетельствуют о недостаточной обоснованности иногда выделяемых в рассматриваемых регионах раннерифейского и предпалеозойского (вендского?) рифтогенезов. В целом как в Южном Верхоянье, так и на юго-востоке Кордильер Канады выделяются три близких по продолжительности цикла: позднерифейский — раннекембрийский, раннекембрийский — раннекаменноугольный, раннекаменноугольный — палеогеновый. В начале каждого из них происходило растяжение земной коры и прогибание, а в конце — сжатие и накопление молассоидных толщ. При этом наиболее интенсивное растяжение имело место в начале первого из указанных циклов, а наиболее интенсивное сжатие — в конце третьего.

Проведенный сравнительный анализ позволяет сделать следующее предположение, касающееся Южного Верхо-

янья. В направлении от платформы в Кордильерах, как и в большинстве складчатых структур мира, миогеосинклинальные зоны с развитием терригенно-карбонатных пород сменяются эвгеосинклинальными, содержащими офиолиты и вулканогенно-кремнистые отложения. В Южном Верхоянье интенсивность тектонических процессов в раннем палеозое была выше, чем в Скалистых горах, и это позволяет предположить наличие эвзоны к востоку от Сетте-Дабана. Косвенным указанием на такую возможность служат обломки апоперидитовых серпентинитов, которые вместе с породами кристаллического фундамента наблюдались С. Н. Калабашиным в ксенолитах даек, прорывающих верхоянский комплекс. Следует отметить, что развитие предполагаемой эвгеосинклинали должно было завершиться до середины раннего карбона; она полностью скрыта под верхоянским комплексом. В Кордильерах аналогичная структура развивалась, по крайней мере, до середины средней юры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Стратиграфия и палеобиогеография/Ред. Л. И. Красный, К. М. Худолей.— Л.: Недра, 1978. Т. 1.
2. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Магматизм и тектоника/Ред. Л. И. Красный.— Л.: Недра, 1978. Т. 2.
3. Гурьев Г. А., Кропачев А. П., Соболев А. Е. Стратиграфия среднего и верхнего девона хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье)//Сов. геология. 1984. № 1. С. 58—66.
4. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья.— Новосибирск: Наука, 1982.
5. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука, 1984.
6. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея.— М.: Наука, 1983.
7. Худолей А. К. Несогласия в вендско-нижнепалеозойских отложениях Южного Верхоянья//Сов. геология. 1985. № 7. С. 68—74.
8. Ян-жун-шин В. А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория.— Якутск: Кн. из-во, 1983.

Рис. 3. Условия осадконакопления и тектонические движения в Южном Верхоянье и Кордильерах Канады (юго-восточная часть) в рифее—мезозое:

2 — нисходящие активные, 3 — разнонаправленные при преобладании нисходящих, 4 — разнонаправленные при преобладании восходящих; горизонтальные движения: 5 — сжатия, 6 — растяжения

9. „Antler“ clastics in the Canadian Cordillera/S. P. Gordey, Y. G. Abbot, D. J. Tempelman-Kluit, H. Gabrielse//Geology. 1987. Vol. 15. N 2. P. 103—107.
10. Devlin W. J., Bond G. C. The initial of the early Paleozoic Cordilleran miogeocline: evidence from uppermost Proterozoic-lower Cambrian Hamill Group of southeastern British Columbia//Canadian Journal of Earth Sciences. 1988. Vol. 25. N 1. P. 1—19.
11. Mc Mechan M. E. The Middle Proterozoic Purcell Supergroup in the southwestern Rocky and south-eastern Purcell Mountains, British Columbia and the initiation of the Cordilleran miogeocline, southern Canada and adjacent United States//Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 1981. Vol. 29. N 4. P. 583—621.
12. Nilsen T. H., Stewart J. H. Penrose Conference report: the Antler orogeny—Mid Paleozoic tectonism in western North America//Geology. 1980. Vol. 8. N 6. P. 298—302.
13. Stewart J. H. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: evidence of a Late Precambrian (<850 m. y.) continental separation//Geological Society of America Bulletin. 1972. Vol. 85. N 5. P. 1345—1360.
14. Stratigraphic atlas of North and Central America/Ed. by T. D. Cook and A. W. Balby.—Princeton: Princeton University Press. 1975.
15. Struic L. C. The ancient western North American margin: an Alpine rift model for the east-central Canadian Cordillera//Geological Survey of Canada. 1987. P. 87—15.
16. Winston D. Sedimentation and tectonics of the Middle Proterozoic Belt basin and their influence on Phanerozoic compression and extension in western Montana and northern Idaho//Paleotectonics and sedimentation AAPG Memoir 41. 1986. P. 87—118.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

УДК 551.24 : 553.98.041 + 553.98.061.15 (574.12)

© С. В. Яцкевич, А. А. Альжанов, К. М. Таскинбаев, 1990

Роль вторичных галогенных толщ в формировании внутримутьдовых структур

С. В. ЯЦКЕВИЧ (НВ НИИГГ),
А. А. АЛЬЖАНОВ (Прикаспийская нефтеразведочная экспедиция),
К. М. ТАСКИНБАЕВ (КазНИГРИ)

Прикаспийская впадина — один из крупнейших солеродных бассейнов мира, где развита мощная (более 2—3 км) толща пластовых галогенных отложений. Вследствие пластичности каменная соль образует многочисленные структурные формы типа куполов, штоков, карнизов, языков, линз, рудиментарных соляных тел и др. [3, 5]. Эти формы существенным, если не коренным образом, сказались на строении надсолевого комплекса пород, где образовались многочисленные ловушки нефти и газа. Возраст соли, исходя из представления об установленном времени соленакопления и истории образования Прикаспийской впадины, рассматривается повсеместно кунгурским; лишь в северной и восточной частях впадины и ее обрамлении наряду с раннепермской солью установлено присутствие соли позднепермского возраста, входящей в состав гидрохимической пачки казанского яруса [5]. До последнего момента вопрос о времени существования солеродных бассейнов во впадине никаких сомнений не вызывал.

В результате глубокого бурения в междуречье Урал—Волга на ряде структур (Жантока Северная, Кум Северный, Каракудук) в толще надсолевых пород были вскрыты пласты соли различной мощности — от 64 м на Жантоке Северной в верхнем триасе до 3200 м на Каракудуке в юрско-меловых отложениях. Большие мощности соляных толщ в мезозойском комплексе, необычные формы, кажущаяся изолированность соляных тел в данном районе вызвали оживленную дискуссию о возрасте соли и условиях формирования куполов. Ряд исследователей (С. Б. Файницкий, Е. Г. Скорнякова, А. К. Замаренов, 1987 и др.) считают, что внутримутьдовый соляной купол Каракудук является продуктом пластичного перераспределения юрско-меловой галогенной толщи, протекающего под влиянием накапливающейся массы меловых отложений. В связи с этим необходимо рассмотреть строение и условия образования данного района и перечисленных структур, изученных глубоким бурением.

Осадочный чехол южной части междуречья Урал—Волга разделяется на три литолого-стратиграфических комплекса: нижний — подсолевой палеозойский, в состав которого входят отложения нижней перми, карбона, девона, нижнего палеозоя и протерозоя; средний — солевой, представленный гидрохимическими осадками кунгурского яруса; верхний — надсолевой, в составе которого принимают участие верхнепермско-триасовые, юрские, меловые и неоген-четвертичные отложения.

На рассматриваемой территории четко проявляется соляная тектоника: сложно построенные соляные поднятия, глубоко погруженные компенсационные мульды, выполненные мощными толщами позднепермско-триасового возраста. Отличительной чертой Каракудукской структуры и близлежащих участков является наличие, помимо обычных компенсационных мульд, разновозрастных наложенных молодых мульд: раннемеловых между (куполами Шил и Шил Северный), юрской (нижне-среднеюрский и волжский ярусы верхней юры — 1220 м на площади Каракудук), меловой (более 3000 м на площади Каракудук). Кроме того, ранее на другом участке этого района в 30 км к западу от г. Гурьева изучена глубоким бурением раннемеловая мульда на Западно-Кусамбайской площади с аномально высокими мощностями отложений (берриасовых — 1750 м, валанжино-готеривских — 910 м, баремских — 380 м). До настоящего времени какая-либо четкая ориентировка куполов на рассматриваемой территории не установлена, прямая связь соляных структур с подсолевыми не выявлена, хотя для некоторых периферийных частей Прикаспийской впадины она проявляется [4]. Возможно, что поиски таких закономерностей увенчаются успехом, если провести районирование солянокупольной области по куполам раннего заложения и рассматривать все купола вокруг наложенных мульд как единый купол.

Исследуемый район является составной частью Междуреченской приподнятой зоны, характеризуется контрастной солянокупольной тектоникой, значительными изменениями мощности соли на сравнительно небольшой пло-

щади — от 4500 м на куполах Кум, Мурыншик до почти полного выжимания в междукупольных мульдах. Это обстоятельство обусловило, в свою очередь, чрезвычайно сложное строение надсолевого комплекса пород и, видимо, сказалось как на качестве отражений от поверхности подсолевых отложений и в мульдах, так и на оценке перспектив нефтегазоносности подсолевых и надсолевых отложений.

Наиболее интересно в этом аспекте строение структуры Каракудук. По сейсмическим данным, под соляным куполом на глубине 3500—3600 м здесь вырисовывалось сводовое поднятие, замыкающееся изогипсой — 4250 м, амплитудой 500 м, размерами 4×6 км, предположительно палеозойского возраста. Предполагалось, что залегающая под солью толща пород имеет биогермный генезис, так как она проявляется аномальными значениями на временных разрезах. Это послужило основанием для заложения параметрической скважины. Однако в результате ее бурения установлено, что в интервале 285—3470 м залегает толща серой каменной соли, ниже — отложения юры мощностью 1233 м и далее до глубины 5154 м (забой) образования нижнего триаса. Соль перекрыта плащом неоген-четвертичных пород.

Галогенная толща в разрезе Каракудук сложена в нижней части переслаивающимися маломощными пластами шламовых и биоморфно-детритовых известняков-ракушняка, гравелитов, песчаников, мергелей, заключенных в ангидритах и каменной соли, имеющих субгоризонтальную слоистость. Известняки разбиты трещинами, выполненными розовой солью. Мощность этой пачки 200—300 м. Выше залегает каменная соль серого и светло-серого цвета, крупнокристаллическая, массивная, иногда нарушенно-слоистая, с углами наклона слоев от 45 до 70—80°, в соли имеются примазки серой глины, присыпки смеси гипса и ангидрита. Палинологические исследования, выполненные Н. Н. Маркиной (НВ НИИГГ), показали присутствие в соли единичных миоспор юрско-мелового возраста.

Разрез верхней юры сложен однообразной толщей переслаивания известняков, мергелей, глин, реже песчани-

ков. Известняки серые, темно-серые, микро- и мелкозернистые, неравномерно глинистые, прослоями биоморфно-детритовые, с включениями створок тонкостенных пелеципод, остракод, аммонитов, а также фораминифер. Мергели серые, алевроитистые, тонко-горизонтально-слоистые, плотные, с обломками фауны плохой сохранности, с редкими углефицированными растительными остатками. Глины серые, алевроитистые, известковистые, плотные, горизонтально-слоистые, также с обломками раковин. Верхнеюрский возраст карбонатной толщи установлен по фауне фораминифер (Т. Н. Хабарова) и по спорам и пыльце (Н. Н. Маркина). Только в нижних интервалах карбонатной толщи (3968—3971 м) встречены фораминиферы предположительно келловейского яруса. Этому не противоречат и данные определения миоспор.

Нижне- и среднеюрские отложения представлены нерасчлененной толщей аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты от темно-серых до черных, алевроитистые, известковистые, линзовидно-слоистые и горизонтально-слоистые. Алевролиты темно-серые, мелкозернистые, глинистые, полимиктовые, плотные, крепкие. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, полевошпатово-кварцевые, горизонтально-слоистые, известковистые, слюдяные, с многочисленными углефицированными растительными остатками.

По данным палинологических исследований (Ж. Черкешбаевой, Н. Н. Маркиной), рассматриваемая толща содержит споры и пыльцу юрского возраста. Нижняя граница толщи проведена условно.

Нижнетриасовая толща представлена переслаивающимися между собой аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В виде редких прослоев наблюдаются известняки серые, зеленовато-серые, тонко- и мелкокристаллические, биоморфно-детритовые. Аргиллиты шоколадные, темно-серые, алевроитистые, прослоями песчаные, крепкие, с включениями обуглившихся растительных остатков. Песчаники серые, коричневые, прослоями пестроцветные, разнозернистые, глинистые, полимиктовые, нарушенно-слоистые, известково-

вистые. Алевролиты по окраске и составу аналогичны песчаникам. Ранне-триасовый возраст толщи определен по палинологическим данным Н. Н. Маркиной.

Установленная в скв. П-1 Каракудук соленосная толща залегает выше основной галогенной нижнепермской формации. Она заключена среди терригенно-карбонатных пород позднеюрского раннемелового возраста, формирование которых происходило на рассматриваемой территории как в едином морском бассейне нормальной солености, так и в аллювиально-дельтовом. Бассейны галогенной седиментации отсутствовали. На востоке и на Южной Эмбе периодически возникали дельтовые условия.

В последовательности наслоения юрских и меловых пород как в междуречье Урал—Волга, так и на большей части юга Прикаспийской впадины отсутствуют специфические элементы ритмов седиментации, характерные для засоляющихся промежуточных бассейнов накопления карбонатно-сульфатной толщи, как это установлено для галогенной формации нижнеперми. Вследствие этого рассматриваемая соленосная толща, по нашему мнению, является вторичной по отношению к окружающим соляным куполам и производной от нижнепермской галогенной толщи.

Присутствие в основании соляной толщи пачки переслаивания органических известняков, песчаников, гравелитов, солей, ангидритов свидетельствует о хаотичном наборе пород, который мог формироваться при случайном попадании в бассейн седиментации рапы, образовавшейся при растворении близлежащих куполов кунгурской соли с последующей кристаллизацией соли при испарении (Ю. А. Ксыгин, 1950). Анализ временных разрезов показал наличие на уровне подошвы соли к югу и западу от соленого массива Каракудук четкого отражения от кровли соли в районе выклинивания под меловой мульдой (рис. 1). Связь с куполом Мурыншик нечеткая, под солью на ряде профилей отмечается потеря корреляции надлежых отложений, свидетельствующая о возможном присутствии разрывов нарушений.

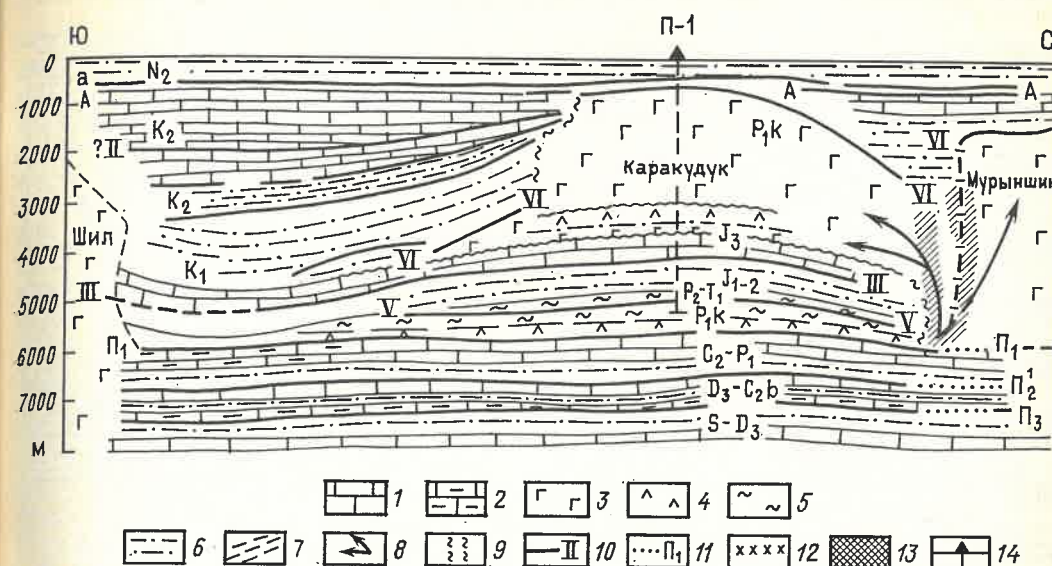


Рис. 1. Геолого-геофизический профиль площади Каракудук:

формации: 1 — морская карбонатная, 2 — глубоко-водная кремнисто-глинисто-карбонатная, 3 — галогенная, 4 — ангидриты, 5 — континентальная терригенная, 6 — морская терригенная, 7 — ослабленная зона (зона карста, дробления); 8 — направления

внедрения кунгурской соли; 9 — границы соляного гипогипофиза; 10 — отражающие горизонты; 11 — зоны потери корреляции; 12 — подошва и кровля прованского слоистого терригенно-карбонатного пласта с продуктами размыва и перетолжения куполов кунгурской соли; 13 — зона разрывного нарушения; 14 — глубокие скважины

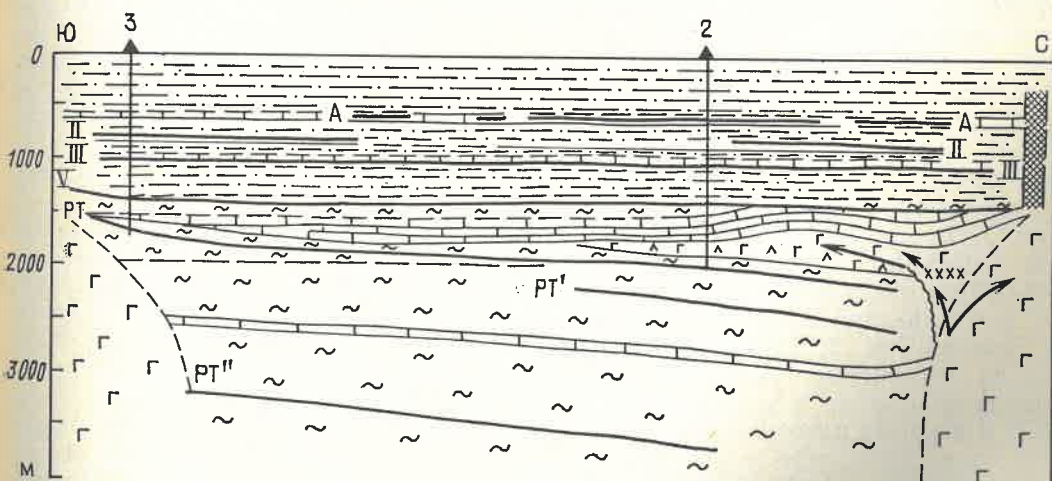


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль площади Жантока Северная: усл. обозн. см. рис. 1

Помимо вышеописанной, сходная картина была выявлена при бурении еще двух близрасположенных надсолевых структур — Жантоки Северной и Кума Северного. На первой из них в условиях междукупольной триасовой мульды в средне-верхнетриасовых отложениях вблизи крутого склона купола соли в интервале 1762—1826 м (скв. 2) был пройден пласт слоистой каменной соли, не выделявшийся по

сейсмическим данным (рис. 2). Подошва его субпараллельна нижерасположенным отражающим горизонтам. Кровля, по нашему представлению, неровная, вследствие чего мощность пласта изменяется от 64 до 200 м, что связано, видимо, с явлениями пластичного перераспределения соли.

Не менее интересным представляется строение структуры Кум Северный, где по сейсмическим данным выделен

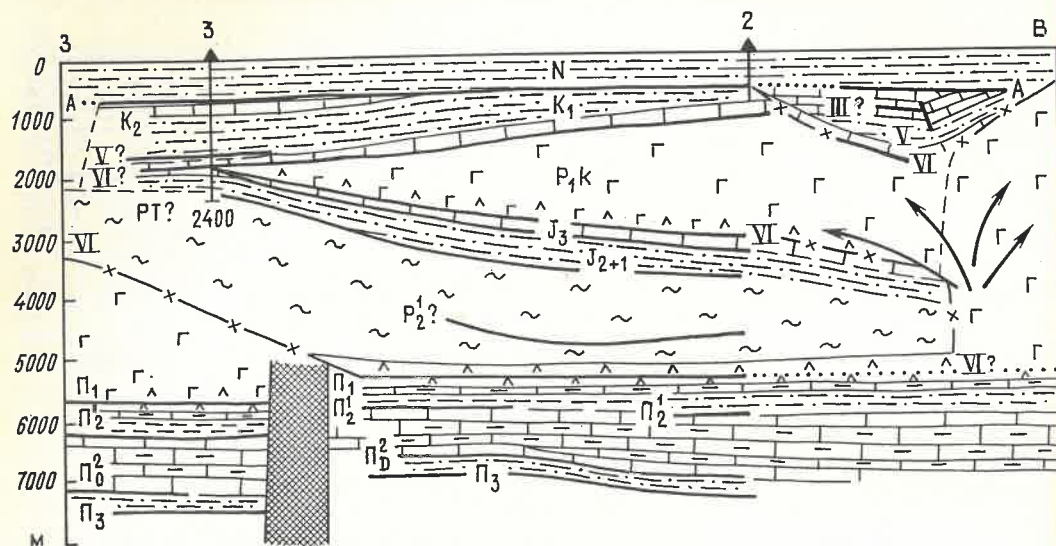


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль площади Кум Северный: усл. обозн. см. рис. 1

протяженный (до 12—14 км) язык каменной соли, тянущийся от купола Мурыншик и клином входящий в верхнеюрские отложения (рис. 3). Мощность соли изменяется от 40—60 до 1500—2000 м. Над языком была выявлена в вышележащих отложениях сложно построенная надсолевая структура.

Соль подстилается и перекрывается терригенно-карбонатными отложениями верхнеюрского возраста. На структуре Кум Северный были пробурены две скважины. Сква. 2 в интервале 845—870 м обнаружила пласт ангидрита, осложняющий поверхность соляного языка. Сква. 3, пройдя последовательно неогеновые, нижнемеловые и юрские отложения, в интервале 1701—1825 м вскрыла пласт заглинизированной соли, после чего вновь вошла в юрские отложения. Интересно, что на этой структуре вблизи языка соли в юрских терригенных породах наблюдались поглощения промывочной жидкости. Поверхность языка неровная, обусловленная, видимо, наклонно-мелкозубчатым внедрением соли в перекрывающие терригенно-карбонатные отложения верхней юры. При этом происходила цементация солью и ангидритом песчаников, что заметно ухудшило их емкостные и фильтрационные свойства (сква. 3). В сква. 2 и 3 в подошве надсолевой толщи хорошо прослеживается четкое отражение,

возможно, от карбонатного пласта, который на стадии седиментогенеза имел горизонтальное залегание. Надсолевая структура осложнена разрывными нарушениями. В районе притыкания языка к куполу Мурыншик в подсолевых отложениях отмечается зона потери корреляции отражающих горизонтов, что открывает возможность связи этого языка с кунгурской пластовой солью.

Описанный выше разрез сква. П-1 Каракудук с необычной последовательностью пластов пород и повышенной мощностью соли и юрских отложений встретился впервые в Прикаспийской впадине. Не совсем обычным для междуречья Урал—Волга оказалось строение и двух других структур. Эти факты весьма интересны. В данной статье предпринимается попытка объяснить условия образования структур в свете истории развития района в мезозойское время.

Особенности строения рассматриваемого участка юга междуречья Урал—Волга заключаются в следующем. Основные соляные купола Шил, Кум, Мурыншик, Кошалак и другие в течение поздней перми и триаса представляли собой, видимо, единый, слабодифференцированный по морфологии, развивающийся гигантский соляной массив. Его формирование было обусловлено движениями отрицательного зна-

ка в подсолевых отложениях и продолжавшимся накоплением за его пределами в гигантских мутьдах мощной толщи верхнепермско-триасовых краснокветов [7]. В отдельных понижениях этого единого купола сохранилась сравнительно небольшой (порядка 200—500 м) мощности толща песчано-глинистых краснокветовых континентальных пород позднепермско-раннетриасового возраста. В средне-позднетриасовое время продолжалось дифференцированное развитие купола: подъем с разрывом средне-верхнетриасовых отложений на Каракудуке (либо задержка в развитии мутьды без осадконакопления) и дальнейший рост мутьды к востоку от нее (Жантока Северная).

В юрское время началась дальнейшая существенная перестройка единого купола в связи с формированием наложенной мутьды. Ее образование обусловило отток к периферийным частям из единого купола 1000—1500 м соли из центральных его частей. В наложенных мутьдах в юрское и меловое время происходило быстрое накопление большого количества терригенных осадков с плохой сортировкой обломочного материала. В конце юрского времени четко обозначились границы основных соляных гряд, куполов и соединяющих их перешейков, сохранившихся до настоящего времени. Сформировавшаяся юрская наложенная мутьда зависла над ядром уже дифференцированного гигантского купола с мощностью соли под мутьдой до 500—1000 м. В конце юрского времени периодически возникающие кратковременные континентальные условия приводили к частичному размыву куполов кунгурской соли, переносу в растворенном виде соли в озера внутренней мутьды и выпадению ее в виде осадка с горизонтальным залеганием слоев.

Формирование вторичных пластов каменной соли и появление терригенных засоленных пород связано с разрывом выступающих близрасположенных соляных куполов. Это наблюдается во многих районах солянокупольной области Прикаспийской впадины в верхнепермских, триасовых и кайнозойских отложениях [3]. Мощность пластов каменной соли, нередко

буро-красного цвета от гидроокислов железа, может достигать 20—100 м (например, в разрезе верхнепермско-триасовых отложений в Тимофеевской скв. 1 в северо-западной части Прикаспийской впадины).

Частая смена условий седиментации нашла отражение в резкой смене пород различного генезиса. Так, в скв. П-1 Каракудук в основании купола отмечено чередование тонких слоев вторичной соли и ангидрита, песчаника, аргиллита, известняков. Мощность сформированных слоев вторичной каменной соли с горизонтальным залеганием составляла не более 200—300 м. В разрезе слоистая соль имела линзовидно-пластовый характер, со стороны основных массивов (Мурыншик) слои притыкались к куполу. Не исключена возможность, что пластовая соль могла быть развита по всей территории наложенной мутьды. Вместе с тем на ряде временных сейсмических разрезов она или не следится вовсе, или следятся лишь отдельные границы ее выклинивания (Кум Северный, Каракудук). На площади Жантока Северная, как было указано выше, этот пласт в скв. 2 имеет толщину 64 м, залегает согласно простиранию основных отражающих горизонтов, однако на временных разрезах не идентифицирован.

С началом накопления меловых осадков связан значительный этап соляного тектогенеза, продолжавшийся вплоть до неогена. В это время началось формирование следующей наложенной меловой мутьды. При этом, согласно модели авторов, ее компенсация осуществлялась, с одной стороны, мощной 2500—3000-метровой толщей терригенно-карбонатных осадков морского генезиса (мел), с другой — возобновившимся перетоком кунгурской соли по системе ослабленных зон. Накопление меловых осадков сопровождалось внедрением соли снизу вверх, вдоль крутого склона основного купола Мурыншик, в пластовую соль с одновременным подъемом перекрывавших ее пород. Наиболее интенсивным оно было в палеогеновое время. Период внедрения соли в мутьдовый купол был растянут на более продолжительное время по сравнению с основными куполами. Судя по данным сейсмического профилирования и надежности

привязки надсолевых отражающих горизонтов (Каракудук), время окончания внедрения в основание купола приходится на конец раннего — начало позднего мела, а в центрально-мульдovém куполе на палеогеновое время. Размеры этого купола, названного нами гигантским куполовидным «козырьком», следующие: диаметр 7 км, высота 3,2 км, углы наклона 40—80°, расстояние от основных куполов 1—8, 0—12 км.

Проявление этапности соляного диапиризма при формировании купола Каракудук не противоречит общепринятым представлениям [2, 6]. Характерной особенностью является прорыв соли не только в массу основных куполов, но и в пласты вторичной слоистой перестроенной кунгурской соли. Последнее подтверждается тем, что в рассматриваемом районе наиболее часто по сравнению с другими районами встречаются так называемые языки каменной соли кунгурского возраста, которые отходят от основных куполов на 4—12 км.

Вопреки сложившемуся мнению об образовании языков соли вследствие растекания и сползания ее по поверхности подсолевых верхнеюрских отложений мы утверждаем, что процесс был более сложным. После того, как были сформированы пласты соли и накоплены молодые осадки, перекрывшие их, началось новое внедрение соленосных толщ как из купола Кум, так и по системе ослабленных зон. Это привело к формированию надсолевых структур, с нашей точки зрения, мало-перспективных в отношении скопления в них нефти и газа. Примером может служить структура Кум Северный. Не исключено, что она возникла на месте моноклинального залегания слоев. Впоследствии при внедрении соли в поздне меловое время на одном из крыльев структуры падение слоев изменилось на обратное, что могло привести к расформированию залежей УВ центрально-мульдového поднятия, образованного в результате обтекания «соляной подушки» (см. рис. 3).

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. В южной части междуречья Урал—Волга установлены новые необычные формы проявления соляного тектоге-

неза, ранее не встречавшиеся в практике поисково-разведочных работ.

2. Показан новый механизм формирования внутримульдového купола на базе вторичных галогенных толщ. Рассмотрены этапы развития этих соляных тел на примере структур Жантока Северная, Кум Северный и Каракудук.

3. Сделан вывод о том, что вторичная пластовая соль сформирована за счет размыва близлежащих основных куполов кунгурской соли в юрско-меловое, а на Жантоке Северной в средне-позднетриасовое время.

4. Слагающая внутримульдový купол каменная соль рассматривается нами как продукт пластичного перераспределения и внедрения по ослабленным зонам кунгурской соли в меловое время. Присутствие в ней немногочисленных форм миоэпоро юрско-мелового возраста и хаотичное распределение обломков и примазок этих пород по всему куполу является показателем прорыва кунгурской солью терригенных пластов юрско-мелового возраста.

5. Мощности юрских и меловых отложений в Каракудукской наложенной мульдe аномально большие (более 4 км) по сравнению не только с прилегающими районами, но и со всей южной частью Прикаспийской впадины, где их значения не превышают 500—1100 м. Наложены юрско-меловые мульды оседания сформированы за весьма короткое время. Максимальное прогибание их отвечало времени накопления отдельных ярусов (волжскому, келловейскому, берриасовому) и протекало, видимо, под влиянием не только гравитационных сил, но и тектонических подвижек в подсолевом палеозое.

6. Анализ формирования соляных языков на площади Кум Северный, где отмечены явления пластичного перераспределения внедренной в этот пласт порции соли, показал, что подобные структурные формы соляного диапиризма могут приводить к перестроению и разрушению ранее существовавших ловушек и, возможно, залежей.

7. Учитывая полную изолированность наложенных юрско-меловых мульд от окружающих, возможно

перспективных, нефтегазоносных районов, можно сделать вывод, что скопления УВ над такими куполами будут незначительными вследствие образования их только за счет газонефтегенерирующего потенциала толщ, заполняющих эти мульды. Конечно, не исключена возможность перетока УВ из подсолевого палеозойского комплекса по системе сквозных разломов, особенно в глубоких межкупольных мульдах. Оба эти варианта представляются проблематичными, и это обстоятельство значительно снижает перспективы нефтегазоносности надсолевых структур внутри молодых наложенных мульд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азидов А. И. К вопросу о роли подготовительных бассейнов галогенной седиментации // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 92—98.
2. Конищев В. С. Соляные глетчеры и вторичные соленосные толщи // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 1 (6). 1976. С. 129—134.



МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 553.98

© Ю. Г. Зорина, Р. Д. Родникова, 1990

Нефтегазоносность рифтогенных структур западной части Тихоокеанского подвижного пояса*

Ю. Г. ЗОРИНА (ЦНИГРИ), Р. Д. РОДНИКОВА (ВНИИзарубежгеология)

Анализ данных поисково-разведочных работ, проведенных в последние годы на шельфах Азии, Австралии и Новой Зеландии, свидетельствует о повышенной нефтегазоносности развитых здесь рифтогенных структур. Рифтогенная природа нефтегазоносных бассейнов была установлена на основании комплексного анализа ряда параметров: типов и мощности земной коры, распределения теплового потока, особенностей гравитационного и магнитного полей, интенсивности проявления и состава продуктов вулканизма, характера структурно-формационных комплексов, скоростей осадконакопления и др.

* Район деятельности ЭСКАТО.

3. Маврин К. А., Колотухин А. Т. О некоторых особенностях влияния подсолевых нефтегазоперспективных структур на расположение и морфологию соляных тел в Южном Приуралье // Общие проблемы галогенеза. М., 1985. С. 212—216.
4. О соляных карнизах на куполах Прикаспийской впадины / Г. Е.-А. Айзенштадт, М. В. Горфункель, Г. И. Ламбер и др. // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 55 (3). 1980. С. 30—35.
5. Пермские галогенные отложения северной окраины Прикаспийской впадины (на примере Карачаганакского участка) / Ю. А. Писаренко, А. К. Замаренов, Н. Н. Маркина, В. С. Белоножко // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М., 1981. С. 87—94.
6. Тихвинский И. Н. Галогенные формации, их системы и системы бассейнов галогенной седиментации // Общие проблемы галогенеза. М., 1985. С. 24—36.
7. Турков О. С., Шудобаев К. С. Особенности строения соленосной формации юго-востока Прикаспийской впадины // Соленосные формации и практическое значение их изучения. Тез. докл. II Всесоюз. солевого совещ. 10—14 сентября 1979 г. Новосибирск, 1979. С. 111—113.

Принята редколлегией 26 сентября 1988 г.

Рифтогенные структуры, как правило, заполнены благоприятными для генерации, аккумуляции и консервации углеводородов формационными комплексами, находящимися в условиях повышенных температур и в геодинамической обстановке, которая способствует активному преобразованию (созреванию) органического вещества и последующей миграции и аккумуляции его в ловушках разнообразного типа, образовавшихся при взаимодействии структурных, литологических, тектонических и флюидодинамических факторов.

Процессы кайнозойского рифтогенеза активно проявились на начальных этапах формирования ряда различных

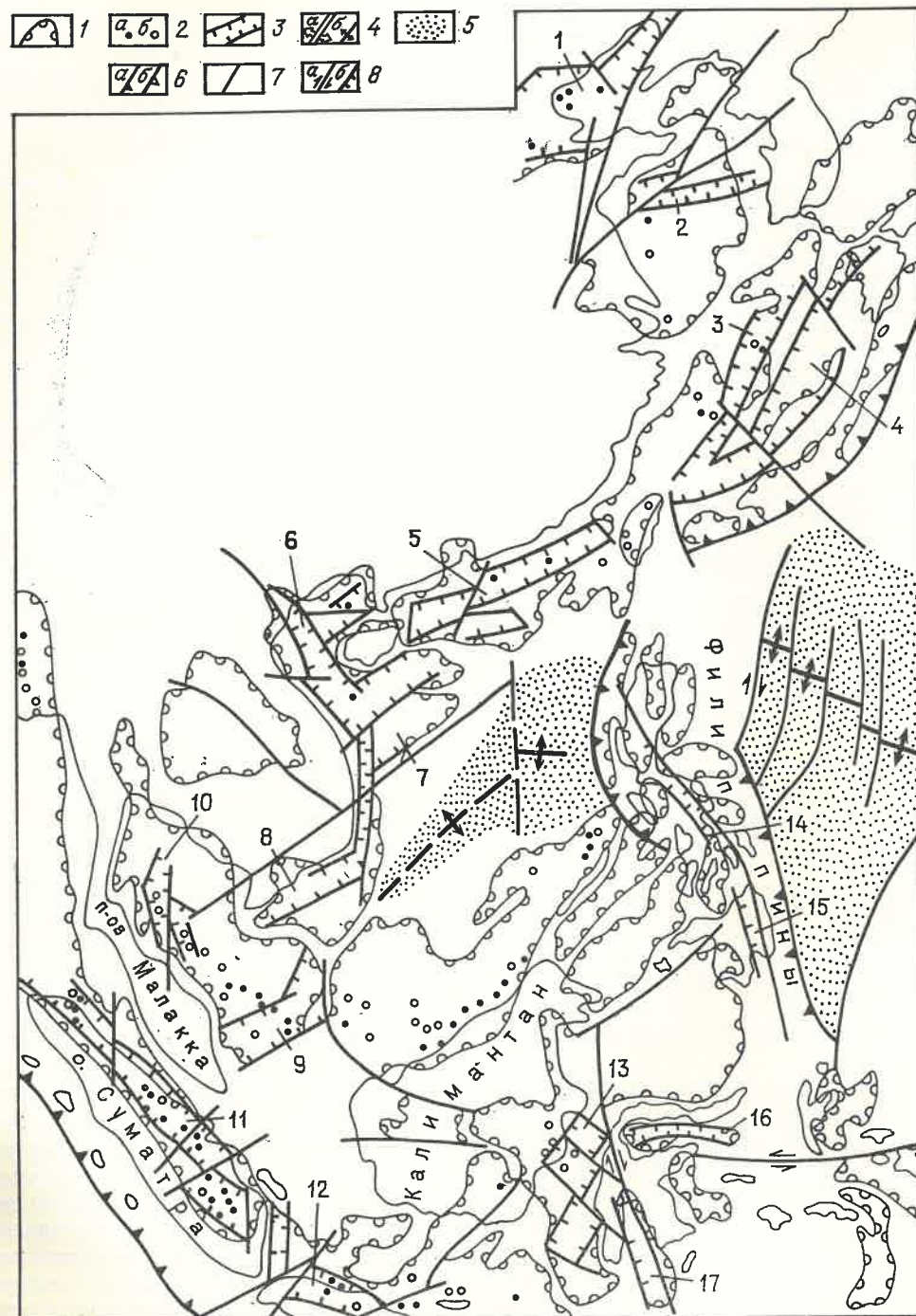


Рис. 1. Схема расположения нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных бассейнов переходных зон Юго-Восточной Азии:

1 — границы бассейнов; 2 — месторождения нефти (а) и газа (б); 3 — кайнозойские рифтогенные структуры, развитые на континентальной и переходной коре; 4 — оси спрединга (а — активные, б — неактивные); 5 — области спрединга; 6 — зоны субдукции (а — активные, б — неактивные); 7 — разломы; 8 — направления перемещения по раз-

ломам (а — сдвиги, б — сбросы); бассейны и суб-бассейны рифтогенных структур: 1 — Северо-Китайский, 2 — Желтоморский, 3 — Восточно-Китайский, 4 — Окинавский, 5 — Перл, 6 — Ханойский, 7 — Восточно-Вьетнамский, 8 — Меконгский, 9 — Западно-Натунский, 10 — Петтани, 11 — Суматринский, 12 — Западно-Яванский, 13 — Восточно-Калимантанский, 14 — Южно-Лусонский, 15 — Агусан-Давао, 16 — Горонтало, 17 — Бони, 18 — Тробриан, 19 — Таранаки, 20 — Гипсленд, 21 — Кэприкорн

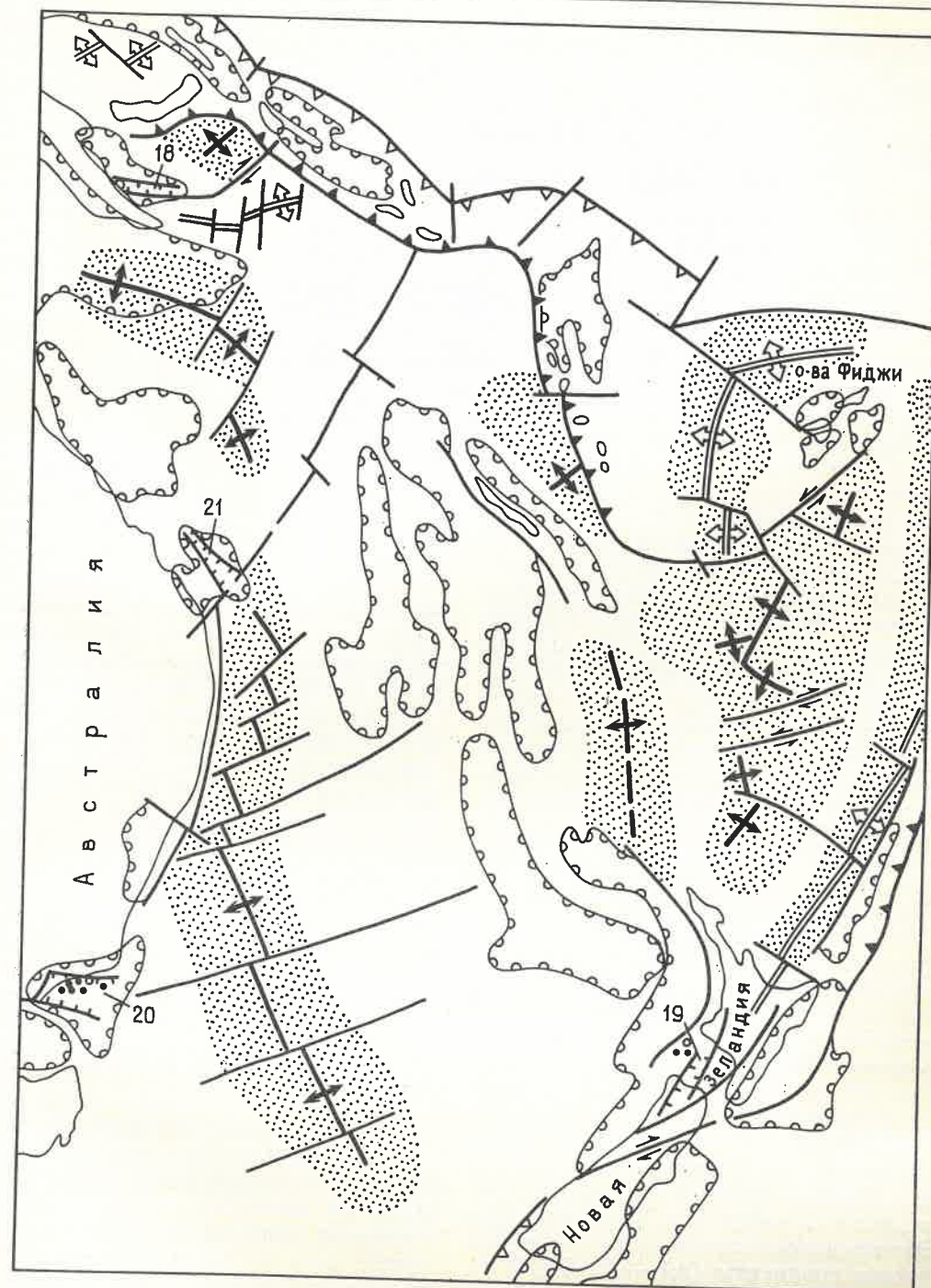


Рис. 2. Схема расположения нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных бассейнов переходных зон Восточной Австралии
усл. обозн. см. рис. 1

по положению в современном структурном плане прогибов, к которым приурочены нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные бассейны (НГБ и ВНГБ) региона (рис. 1, 2).

Бассейны синеклиз и прогибов древних платформ и массивов. Формирование Северо-Китайского НГБ связано с развитием типичного внутриконтинентального рифта в теле Сино-Корей-

ской платформы, с двумя фазами проявления рифтогенеза — позднемиоценовой — раннемиоценовой и позднеплиоцен-четвертичной. Континентальная кора мощностью 37 км утоняется до 29 км в центральной части прогиба. Фундамент бассейна составляют протерозойские кристаллические сланцы и гнейсы, прорванные мезозойскими интрузиями. Стратиграфический диапазон осадочной толщи широк и включает кембрий, ордовик, средний карбон — кайнозой, ее мощность в отдельных депрессиях достигает 10 км. Скорость накопления палеогеновых осадков составляла 0,127 мм/год на начальной стадии рифтогенеза и достигла 0,4 мм/год в период максимального его проявления — в позднем олигоцене — раннем миоцене. Нефтегазопроизводящими являются мелководно-морские палеозойско-мезозойские глинистые и карбонатные породы и миоценовые дельтовые аргиллиты. Однако наибольшим генерационным потенциалом характеризуются эоцен-олигоценные озерные темные глины мощностью 1500—2000 м с включениями карбонатов и глинистые сланцы. Объем органического вещества (ОВ) значительно варьирует по площади в пределах суббассейнов. Зоны максимальных мощностей являлись центрами генерации углеводородов [6].

Нефтегазообразование фактически началось на рифтовой стадии в результате быстрого прогрева осадочной толщи за счет повышенного теплового потока, активизирующего процессы катагенетической превращенности органического вещества. Апвеллинг мантийного материала по разлому Танчэнг-Лючанг привел к постепенному увеличению теплового поля с запада на восток, максимальные значения его приходятся на район зал. Бохайвань [4]. Это предопределило высокие геотермические градиенты (3,1—5,3 °C/100 м), увеличивающиеся до 6—11 °C/100 м в пределах геотермических аномалий. Пластовые температуры на глубине 1000 м достигают 40—45 °C, на 2000 м — 70—80 °C.

Наибольшие скопления углеводородов сосредоточены в неогеновых дельтовых и русловых песчаниках, мощность которых достигает 300 м, пористость 30—32 % при проницаемости

0,51—2,24 мкм², и в палеогеновых трансгрессивных песчаниках. Залежи углеводородов выявлены также в кембрийско-ордовикских трещиноватых биогенных известняках, мезозойских песчаниках, конгломератах и вулканогенных коллекторах и кайнозойских рифогенных известняках и калькаренитах. Сохранность залежей обеспечивается озерными и дельтовыми глинистыми породами и эвапоритами. Месторождения незначительно удалены от очагов генерации, а наиболее крупное — Даган — расположено в контуре эоцен-олигоценного очага генерации углеводородов [3].

Интенсивное развитие тектонических дислокаций обусловило чрезвычайное разнообразие ловушек, включающих антиклинальные складки различных модификаций. Для опущенных крыльев активных сбросов в условиях растяжения характерно развитие антиклиналей обратного волочения и складок, связанных с антитетическими сбросами. Над сброшенными блоками, перекрытыми глинистыми толщами, вследствие дифференцированного уплотнения локально формируются портьерные складки. Широко представлены и литологические ловушки. К центральным частям некоторых депрессий приурочены соляные и глинистые диапирсы, рост которых происходит не только в связи с давлением вышележащих толщ, но и при обязательном влиянии раздвиговых нарушений в подсолевой толще, провоцирующих миграцию соли (глин) вверх [3]. Наличие зон выклинивания и поверхностей несогласия благоприятно для формирования стратиграфических ловушек. Отмечаются залежи пластовые, тектонически экранированные, литологические, стратиграфические и комбинированные; глубина их залегания меняется от 300 м (верхний миоцен) до 4500 м (кембрий). Бассейн преимущественно нефтеносный; в нем открыто около 90 месторождений.

Желтоморский НГБ характеризуется тем, что рифтовая стадия в олигоцене сменилась здесь пострифтовой, которая привела к структурному объединению трех эпиплатформенных рифтовых зон: южной — позднемезозойской, центральной и северной — позднемиоценовых — эоценовых. В поздне-

миоценовое — эоценовое время процессы растяжения в рифтовых зонах Желтого моря сопровождались вулканизмом. Толщина земной коры сокращается от 36 до 33 км над зонами проявления рифтогенеза. Скорость накопления осадочной толщи мощностью более 6 км составляет 0,13—0,18 мм/год. Значения геотермических градиентов не превышают 3,2 °C/100 м [6].

Основные нефтегазопроизводящие породы — это темные эоцен-олигоценные и миоценовые аргиллиты озерного, паралического и дельтового генезиса. В северо-западной надрифтовой части бассейна открыто два нефтяных месторождения, в южной — ряд газовых. Песчаные коллектора предположительно палеогенового возраста содержат нефть на глубинах 3350—3450 м. Газ на глубинах 27—70 м аккумулируется в миоцен-плейстоценовых песках. Ловушки структурные, тектонически экранированные.

Перикратонные бассейны. НГБ Перл приурочен к перикратонному прогибу, формирование которого тесно связано с развитием олигоцен-раннемиоценовой периконтинентальной рифтовой зоны. Глубинная структура прогиба и фациальный состав осадочного выполнения не только находятся в прямой зависимости от процессов рифтогенеза в собственно рифтогенной зоне Перл, где они сопровождались внедрением основных лав в палеоцене — эоцене, но и связаны с раскрытием глубоководной котловины Южно-Китайского моря. Наибольшим генерационным потенциалом обладают олигоцен-нижнемиоценовые битуминозные глинистые сланцы и обогащенные органикой аргиллиты озерного и дельтового генезиса. Содержание органического углерода в олигоценовых породах 0,2—4,8 %, в миоценовых — 0,2—6,2 % и в целом увеличивается к центрам депрессий [11].

Геотермический градиент выше среднего (4,2—4,8 °C/100 м), глубина «созревания» углеводородов около 2200 м [6]. Скопления нефти и газа аккумулируются в олигоценовых, нижне- и среднемиоценовых песчаниках флювиально-озерного, дельтового и мелководно-морского генезиса мощностью 20—60 м, с пористостью 17—33 % при проницаемости до 1 мкм², а также в

нижнемиоценовых рифогенных известняках мощностью 100—500 м [11]. Сохранность залежей обеспечивается глинистыми покрывками.

Структурные ловушки представлены антиклинальными и портьерными складками, антиклиналями обратного волочения и другими складками, связанными главным образом с разломами. Системой разломов, параллельных береговой линии, контролировалось распределение дельтовых фаций, что обусловило формирование литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек. Скопления углеводородов возможны также в структурах гравитационного обрушения. Залежи пластовые сводовые, тектонически и стратиграфически экранированные, литологические, массивные и комбинированные. Нефтяные месторождения и нефтепроявления приурочены к относительно приподнятым бортовым частям рифтовой зоны.

Восточно-Вьетнамский ВНГБ по геотектоническому положению, типу связанного с ним рифта, мощности (20—30 км) и типу коры сходен с НГБ Перл. При бурении морской скважины в северной части бассейна, на подводном плато у Парасельских островов зафиксировано нефтепроявление.

Бассейны внутрискладчатых прогибов генетически связаны с развитием эпигоренных рифтовых зон.

Восточно-Китайский НГБ приурочен к внутрискладчатому прогибу, прошедшему стадию активного рифтогенеза в палеоцен-среднемиоценовое время [6]. Генерирующие УВ палеоген-миоценовые аргиллиты представлены озерными фациями на севере и мелководно-морскими — на юге. Осадконакопление характеризовалось лавинной скоростью. Значение геотермического градиента (3,8 °C/100 м) увеличивается с глубиной. Скопления нефти и газа, выявленные в пределах приподнятых блоков восточного приразломного борта прогиба, приурочены к песчаным коллекторам эоцена, олигоцена и миоцена. Сохранность залежей обеспечивается глинистыми покрывками. Ловушки структурные (нарушенные антиклиналями), стратиграфические, литологические. Залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные,

стратиграфические, литологические и комбинированные.

Ханойский НГБ в тектоническом плане связан с рифтогенным прогибом, рассекающим платформенные и орогенные структуры. Поднятие о-ва Хайнань разделяет восточный борт прогиба на две ветви: северную — Бакбо и южную — Янгехай. Прогиб расположен в области развития континентальной коры на севере (36—32 км) и переходной (20 км) — на юге. Кайнозойская осадочная толща накапливалась в флювиально-озерных, лагунных, дельтовых, прибрежно-морских и мелководно-морских условиях. Генерирующие толщи представлены глинами, битуминозными сланцами и черными аргиллитами [11]. Пластовые температуры увеличиваются с глубиной от 60—80 °C (800—1400 м) до 135—180 °C (2500—4000 м). Геотермический градиент изменяется от 2,8 до 4,1 °C/100 м. Газ, газоконденсат и нефть аккумулируются преимущественно в песчаных коллекторах, а в суббассейне Янгехай, помимо того, в известняках, в том числе рифогенных. Пористость миоценовых песчаников в наземной части Ханойского НГБ уменьшается с глубиной от 22—24 (верхний миоцен) до 12—17 % (средний миоцен). Ловушки структурные, литологические, стратиграфические. Залежи пластовые сводовые, тектонические экранированные, стратиграфические, литологические и массивные (на юге). Глубины залежей 2100—3700 м. В пределах бассейна открыто два нефтяных и два газовых месторождения.

Меконгский НГБ связан с рифтогенным прогибом, южная граница которого в пределах шельфа Южно-Китайского моря проходит вдоль подводного мезозойского поднятия Кон-Сон. Мощность континентальной коры сокращается по направлению к акваториальной части прогиба от 30 до 27,5 км. В Меконгском НГБ открыто два нефтяных месторождения. Нефтегазопроизводящими являются, вероятно, олигоцен-нижнемиоценовые аргиллиты, накопившиеся в стадию максимального развития рифта. Выявлены структурные ловушки. Залежи пластовые сводовые. В восточной части бассейна, в зоне Периферийного тектоно-магматического шва, разделяю-

щего относительно стабильный шельф Сунда и котловину Южно-Китайского моря, зафиксированы аномальные концентрации водорода, метана и углекислого газа, превышающие фоновые в 5—10 раз. Они приурочены к осадкам и горизонтам воды в участках шва и свидетельствуют о коровых эманациях, мигрирующих к поверхности по системе разломов [2].

В пределах **Сиамского НГБ** выделяются два суббассейна — Петтани и Западно-Натунский, формирование которых связано с развитием рифтогенных (эпиорогенных) структур соответственно субмеридионального и северо-восточного простираний. Мощность континентальной коры сокращена до 25 км в центральной части прогиба. Рифтогенные суббассейны относят к числу наиболее «горячих» в Сиамском прогибе. Геотермический градиент в Западно-Натунском суббассейне 2,7—5,2 °C/100 м, а в Петтани возрастает с глубиной от 4—5 до 7,3 °C/100 м на уровне 2600 м. Наибольшим генерирующим потенциалом обладают олигоценные и нижнемиоценовые обогащенные органикой глинистые толщи, а в Петтани — также и угли. В последних значительную роль играет гумусовая составляющая органического вещества, что предопределяет преимущественную **газоносность суббассейна. ОВ суббассейна Натун** преобразовано до стадии среднекатагенетического газообразования и начала нефтеобразования [9]. Продуктивны песчаные олигоценные — нижнемиоценовые горизонты, а в Петтани — и среднемиоценовые преимущественно дельтового генезиса. Мощность песчаных коллекторов 3—75 м, пористость 11—36 %, проницаемость 0,13—2,4 мкм². Скопления углеводородов сосредоточены в структурных ловушках, рассеченных нарушениями.

Стратиграфические ловушки обусловлены поверхностями несогласия в кровле среднего миоцена на севере и в подошве плиоцена на юге. Залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные, стратиграфические и литологические; глубины их залегания 1220—2780 м. Газовые месторождения часто характеризуются высоким содержанием CO₂: 3,5—12 % — в Западно-Натунском суббассейне и до 18 % и бо-

лее — в Петтани (месторождение Ераван). Всего в Сиамском бассейне открыто более 60 месторождений, в том числе 12 нефтяных, 26 газовых, 4 газоконденсатных и более 20 нефтегазовых.

ВНГБ Мэрибаро совпадает с внутрискладчатым прогибом палеозойских складчатых сооружений. Внутреннее строение прогиба осложнено разломами северо-западного простирания и поднятием Банкер той же ориентировки, разделяющим прогиб на две впадины: западную — Мэрибаро и восточную, рифтовую — Кэприкорн, формирование которой связано с меловым — раннекайнозойским спредингом Тасманова моря. Мощность земной коры — континентальной и субконтинентальной — оценивается в 20—25 км. Фундамент образуют палеозойские комплексы. Триасово-кайнозойскую осадочную толщу мощностью более 3 км слагают терригенные и вулканогенно-осадочные образования континентального, дельтового, прибрежно-морского и реже мелководно-морского генезиса. В основании среднемиоцено-плиоценовой части разреза отмечается слой ангидритов, а выше — прослой мергелей и рифогенных известняков. Нефтегазопоявления в суббассейне Кэприкорн не установлено. Низкопроницаемые песчаные горизонты характеризуются пористостью 10—42 %. Потенциально газогенерирующими считаются отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена, включающие угли с низкой степенью катагенетической преобразованности ОВ.

НГБ Гипсленд в структурном отношении представляет собой внутрискладчатый прогиб в палеозоидах Юго-Восточной Австралии, унаследованный от раннемелового — олигоценного периконтинентального рифта субширотной ориентировки. Мощность континентальной коры 25—30 км. Генерирующим углеводороды является органическое вещество верхнемеловых и палеогеновых аргиллитов и углей (мощностью до 30 м) дельтового, прибрежно-морского и континентального генезиса. Геотермический градиент уменьшается с глубиной от 5,9 °C/100 м (до 1000 м) до 3,4 (более 2000 м). Пластовые температуры достигают 76 °C на глубине 1130 м и 104 °C — на

2343 м. Степень катагенеза ОВ варьирует от подстадий, соответствующих среднекатагенетическому газообразованию до начала массового образования жидких углеводородов. В подавляющем большинстве продуктивны верхнемеловые — эоценовые аллювиально-дельтовые массивные песчаники мощностью 91—152 м (фашия разветвленных русел) и песчаники (14—18 м), переслаивающиеся с пачками глин и прослоями угля. Пористость и проницаемость песчаников уменьшаются с глубиной от 36—38 до 15—20 % и от 1—2 до 0,015—0,02 мкм² соответственно [7]. Месторождения приурочены к структурным, стратиграфическим (связанные с эрозийной поверхностью между эоценом и олигоценом) и литологическим ловушкам. Залежи пластовые сводовые, стратиграфические, литологические, комбинированные и массивные. Глубины их залегания 630—3108 м.

Бассейны тыловых прогибов связаны с эпиорогенными и периконтинентальными рифтовыми зонами.

Суматринский НГБ приурочен к тыловому прогибу, заключенному между окраинно-континентальным поясом и кайнозоидами Барисанского хребта на западе и поднятиями палеозойско-мезозойской консолидации п-ова Малакка и шельфа Сунда на востоке. Мощность земной коры здесь 25—30 км. Стратиграфический диапазон осадочной толщи (эоцен — плейстоцен) в Южном и Центральном суббассейнах сокращается до олигоцена — плейстоцена в Северном, что предопределяется временем проявления рифтогенеза в эпиорогенной рифтовой зоне. Скорость накопления неогеновых осадков в Северной депрессии 0,2—0,22 мм/год, в Центральной — 0,15 мм/год, а нижне-среднемиоценовых в Южной депрессии 0,35—0,4 мм/год [1]. Наибольшим нефтегазопроизводящим потенциалом в Северном суббассейне обладают глинистые породы нижнего — среднего миоцена, а в Центральном и Южном — олигоценные глины, накопление которых связано с проявлением активного рифтогенеза. Глинистые сланцы и карбонатные глинистые породы обогащены органическим веществом в основном сапропелевого состава. Высокий геотермический градиент (3,5—5,5 °C/100)

способствовал более эффективной генерации углеводородов. Бассейн преимущественно нефтеносен: открыто более 300 месторождений, из которых 250 — нефтяные.

Западно-Яванский суббассейн — часть Яванского НГБ, совпадающего с прогибом, тыловым по отношению к окраинно-континентальной дуге Западной Явы. Предрифтовая стадия (палеоцен — эоцен) характеризуется интенсивным проявлением вулканизма кислого и среднего составов. Мощность земной коры здесь сокращена до 25 км. Суббассейн отличается повышенной нефтеносностью: открыто 109 нефтяных, 27 нефтегазовых и 19 газовых месторождений. Исходным для генерации углеводородов предполагается органическое вещество, содержащееся в глинах, глинистых известняках и мергелистых породах позднего олигоцена — раннего миоцена. Активное погружение в этот период области осадконакопления в условиях жесткого теплового режима привело к тому, что органическое вещество материнских отложений быстро прошло верхнюю зону газообразования. Геотермический градиент выше среднего — 2,8—4,8 °C/100 м, пластовые температуры на глубине 1700 м достигают 60 °C. Стратиграфический диапазон промышленной нефтегазонасности чрезвычайно широк — от пород докайнозойского основания до верхнего миоцена включительно. Разнообразен и литологический состав коллекторов: песчаники мелководно-морского и речного генезиса, конгломераты (мощностью 3—35 м, пористостью 15—25 %, проницаемостью 0,1—0,5 мкм²), биокластические карбонаты и рифогенные известняки (мощностью 16—75 м, пористостью 26—37 %).

В отдельных месторождениях (Джа-тибаранг и др.) скопления нефти встречены в нижнемиоценовых андезитовых туфах и туфобрекчиях с пористостью 22 %, мощностью до 200 м. Притоки нефти получены также из трещиноватых метаморфизованных глинистых сланцев основания (пористость 15—20 %, проницаемость 0,018 мкм²). Повышенная тектоническая активность обусловила большую плотность и интенсивный рост конседиментационных складок. Большинство структур связано с разломами, многие из которых

омолаживаются в процессе развития кайнозойского рифтогенеза.

Восточно-Калимантанский НГБ приурочен к тыловому прогибу, заключенному между окраинно-континентальной дугой западного Сулавеси на востоке, мезозоидами Центральнокалимантанского антиклинория и кайнозойскими сооружениями хр. Мератус на западе. Земная кора в пределах Яванского эпиконтинентального моря — континентальная (мощность более 25 км), а в центральной части прогиба (Макасарский пролив) — субокеаническая (около 15 км).

Источником генерации углеводородов является органическое вещество дельтовых, прибрежно-морских и мелководно-морских средне-верхнемиоценовых и плиоценовых глинистых пород, для которых отмечены большие скорости накопления — 0,3—0,4 мм/год. Концентрация органического углерода в аргиллитах миоцена достигает 3—10 %. Геотермический градиент близок к нормальному или несколько ниже его (3—2,8 °C/100 м), что связано с охлаждающим эффектом лавинной седиментации дельтовых отложений в среднем миоцене. Однако активный прогрев осадочной толщи на стадии рифтогенеза в раннем — среднем миоцене обеспечил глубокую катагенетическую преобразование органического вещества миоценовых материнских отложений (начальные подстадии мезокатагенеза), что соответствует наступлению основной фазы нефтеобразования. Органическое вещество плиоцена (пост-рифтовая стадия) находится на стадии раннекатагенетического газообразования и с ним связаны газовые залежи плиоценовых отложений.

Промышленно нефтегазонасные дельтовые и регрессивные песчаные коллектора среднего миоцена — плиоцена характеризуются пористостью 17—35 %, проницаемостью от нескольких десятков до 0,5 мкм². Месторождения тяготеют к западной бортовой части северного и центрального сегментов рифтогенной зоны. Система северо-восточных разломов, параллельных береговой линии, контролировала распределение дельтовых фаций, что привело к образованию линейных зон нефтегазонакопления, ориентированных согласно главенствующему простираанию

структурных элементов. Наиболее крупные зоны — Бадак — Тембора — Хандил — Кериндиген на западе бассейна и Аттака — Бекапан — Серанг, пересекающая фронт дельты, — на востоке. Ловушки структурные — антиклинальные складки, в том числе связанные с конседиментационными разломами, смещения отдельных блоков по которым достигают 300 м [10].

Литологические ловушки включают элементы палеodelьты р. Махакам: палеорусло, бары, линзы и т. д. Залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные, литологические. Глубины залегания 480—3770 м. В бассейне выявлено более 80 месторождений, в том числе 26 нефтяных.

НГБ Таранаки приурочен к надрифтовому прогибу в тылу окраинно-континентальной дуги Портленд о-ва Северный (Новая Зеландия). Мощность коры в островной части достигает 30 км и сокращается в западном направлении до 23 км. Бассейн преимущественно газонасный, что обусловлено в основном арконовой природой органического вещества, исходного для генерации углеводородов, накопившегося в начальный этап рифтогенеза (поздний мел — эоцен). Геотермический градиент составляет 3,6 °C/100 м. Промышленно газонасны в основном песчаные эоценовые пласты (пористость 25 %, мощность 61—122 м) дельтового и мелководно-морского генезиса [8]. Отдельные залежи выявлены в песчаниках верхнего мела, нижнего и среднего миоцена, а также нижнего плиоцена. Сохранность залежей обеспечивается аргиллитами и глинистыми известняками. Промышленные скопления углеводородов сосредоточены в структурных ловушках — антиклинальных нарушенных складках, куполообразных поднятиях. С наиболее протяженной антиклинальной зоной Мауи, приуроченной к крупному северо-восточному линеamentу Кейп — Эгмонт, связано большинство морских месторождений бассейна. Единичные месторождения приурочены к лакколлитам (Мотуруа). Залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные и стратиграфические; глубины их залегания 20—4128 м. В составе газа на долю углекислого приходится 44 %. В бассейне выявлено 11 месторожде-

ний: 5 нефтяных, 6 газовых и газоконденсатных.

Окинавский ВНГБ приурочен к тыловому рифтогенному прогибу, большая часть которого принадлежит области активной переработки коры мощностью 15—25 км. Тепловой поток увеличивается с севера на юг от 45 до 226 и достигает 426 мВт/м² в наиболее активной зоне рифтогенеза [5]. Восточная часть бассейна — активная рифтовая зона — выполнена осадочно-вулканогенными плиоцен-четвертичными образованиями мощностью более 2 км. Нефтегазопроявлений в бассейне не обнаружено. Однако высокий тепловой поток может способствовать генерации газа в верхнемиоценовых аргиллитовых толщах западной части бассейна. Перспективны также палеоценовые угленосные образования и верхнемеловые аргиллиты северной части прогиба.

Бассейны междуговых и внутридуговых прогибов включают бассейны островных дуг активных окраин плит, приуроченные к прогибам, формирование которых связано с периокеаническими или периконтинентальными рифтовыми зонами. К таковым могут быть отнесены: ВНГБ Тробрианд (Новая Гвинея), ВНГБ Агусан-Давао и Южно-Лусонский НГБ (Центральнотиниппинская рифтовая зона), НГБ Бони и ВНГБ Горонтало (дуга Сулавеси). Наиболее благоприятные условия накопления материнских толщ могли существовать в застойных лагунах и в глубоководных замкнутых бассейнах с эвксиническими условиями осадконакопления. Анаэробная обстановка обуславливается здесь выделением вулканических газов, а региональная магматическая и вулканическая активность поддерживает режим высокого теплового потока. Аккумуляция углеводородов наиболее вероятна в рифах, ассоциированных с ними известняках, а также в вулканокластических турбидитах. Так, в бассейне Бони в островной части известны месторождения асфальта и газа. Газ аккумулируется в миоценовых известняках и трансгрессивных песчаниках олигоцена. Ловушки структурные, залежи пластовые сводовые.

Изложенные выше сведения позволяют сделать следующие выводы.

Активная разломно-блоковая тектоника рифтогенных прогибов обуславливает резко расчлененный рельеф их фундамента, что отражается в глубинах залегания поверхности Мохоровичича и приводит к значительному повышению скорости накопления осадков.

Перспективные в нефтегазоносном отношении рифтогенные структуры приурочены к областям развития континентальной и переходной (внутриконтинентальные и периконтинентальные рифты) земной коры, и в меньшей степени они связаны с молодыми (энсиматическими) островными дугами активных окраин плит (периокеанические рифты).

Оптимальным генерационным потенциалом бассейнов, связанных в своем развитии с внутриконтинентальными, и в значительной степени с периконтинентальными рифтовыми зонами, характеризуются озерные и болотные глинистые породы, отложившиеся на ранней стадии рифтообразования. В отдельных депрессиях рифтовых зон в пределах обогащенных органикой озерных фаций, мощность которых может достигать 1,5–2 км, широко варьируют соотношения гумусовой (преимущественно газогенерирующей) и сапропелевой (нефтегенерирующей) составляющих органического вещества.

Быстрая эрозия поднятых бортов и внутренних горстов, горячие источники, вулканизм и продукты дегазации мантии (метан, углекислый газ, азот и т. д.) в рифтовых депрессиях поставляют большое количество минеральных веществ и растворов в озера и болота, что определяет их высокую биологическую продуктивность, ведущую к накоплению автохтонного органического вещества.

Значительную роль в генерации углеводородов играют отложения замкнутых морских водоемов (в том числе эвксиническая формация) и дельтовые фации с повышенным содержанием органического вещества, широко развитые в рифтогенных прогибах на стадии общего погружения.

Миграция углеводородов в пределах рифтовых зон ограничена линейностью структуры. Тектонический контакт генерирующих пород и коллекторов в результате син- и постконсидиментацион-

ного сбросообразования, а также поверхности несогласия обеспечивают дополнительные пути миграции углеводородов, в том числе и в более древние отложения и даже в трещиноватые породы фундамента.

Углеводороды аккумулируются в коллекторских пластах и пачках различного литологического состава: терригенных, карбонатных, вулканокластических и в трещиноватых породах основания. Наиболее распространены песчаные коллектора трех типов: регрессивные, трансгрессивные и дельтовые. Карбонатные коллектора включают биокластические шельфовые и рифогенные известняки, развитые по обрамлению рифтовых зон и отдельных осложняющих их депрессий.

Сохранность залежей обеспечивается глинистыми породами, в т. ч. и глинистыми известняками, озерного, дельтового и мелководно-морского генезиса; эвапоритами, образовавшимися при некомпенсированном прогибании в аридном климате (в основном в бассейнах синеклиз и прогибов древних платформ, связанных с эпиплатформенными рифтовыми зонами); поверхностями несогласия.

Рифтогенные бассейны характеризуются чрезвычайным разнообразием ловушек. Структурные ловушки, помимо складок сжатия, рассеченных, как правило, нарушениями (антиклинали, брахиантиклинали, структурные носы), включают ряд специфических форм, образование которых обусловлено разломно-блоковой тектоникой. Наиболее типичными структурными ловушками надрифтовых бассейнов являются: структуры облекания, связанные с резко расчлененным рельефом фундамента; портьерные складки, возникшие вследствие дифференцированного уплотнения над опущенными и поднятыми блоками; антиклинали обратного волочения, образовавшиеся на опущенной стороне активных сбросов в условиях растяжения; антиклинальные складки, приуроченные к конседиментационным сбросам, в т. ч. и антитетическим.

Широкое развитие дельтовых фаций обуславливает наличие многочисленных неструктурных ловушек, связанных с песчаными телами палеорусел и дельт. Разломы рифтовых зон, парал-

лельные береговой линии, контролируют распределение дельтовых фаций, что предопределяет образование в ряде бассейнов протяженных линейных зон нефтегазоаккумуляции. Литологические ловушки связаны также с рифовыми постройками и соляными (глинистыми) диапирами, рост которых происходит не только в связи с давлением вышележащих толщ, но и при обязательном условии обстановки растяжения коры. Раздвиговые нарушения в покрывающей толще провоцируют миграцию соли или пластичных глин вверх.

Комплекс рассмотренных выше параметров позволяет отнести рифтогенные прогибы региона к высоко перспективным в отношении нефтегазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженова О. К., Зорина Ю. Г., Родникова Р. Д. Нефтегазообразование в бассейнах Индопацифика//Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 46–52.
2. Кулич Р. Г., Обжиров А. И. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китай-

ского моря//Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 102–106.

3. Соколов Б. А. Континентальный и оксанический рифтогенез//Рифтогенез и нефтегазоносность. М., 1985. С. 84–93.
4. Hao Sh., Wang Ch. On the analysis of Curie isothermal surface over the Bohai sea water area//Seism. and geol. 1982. Vol. 4. N 1. P. 39–43.
5. Jin X. The tectonic beneath the Okinawa trough//Chin. J. oceanol. limnol. 1984. Vol. 2. N 1. P. 73–78.
6. Li D. Geologic evolution of petroliferous basins on continental shelf of China//AAPG Bull. 1984. Vol. 68. N 8. P. 993–1003.
7. Limbert R., Clenton R. N., Voleric J. The Yellowtail oil discovery//APEA J. 1983. Vol. 23. N 1. P. 170–181.
8. Palmer I. Pre-Miocene lithostratigraphy of Taranaki basin, New Zealand//N. Z. J. geol. and geophys. 1985. Vol. 28. N 2. P. 197–216.
9. Tertiary sedimentary basins of the Gulf of Thailand and South China Sea: stratigraphy, structure and hydrocarbon occurrences//Asian Council on Petroleum (ASOPE). 1981.
10. Verdier A. C., Oki T., Suardy A. Geology of the Handil field (East Kalimantan—Indonesia)//Giant oil and gas fields of the decade 1968–1978. 1980. P. 399–421.
11. Zhai C., Qiu Zh. Geological characteristics and oil prospects in the South China Sea//Proc. 11-th World Petr. Congr. London, 1983. Vol. 2. Chechester, 1984. P. 251–260.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 553.061.2

© Л. И. Гурская, 1990

Мафит-ультрамафитовый магматизм и глубинное строение коры и мантии Земли

Л. И. ГУРСКАЯ (ВСЕГЕИ)

Проблема глубинного строения затрагивает широкий круг вопросов, в решении которых немаловажное значение имеет богатейший материал по вещественному составу мафит-ультрамафитовых пород. Мафит-ультрамафитовый магматизм представляет собой уникальное природное явление, отражающее условия генерации высокомагнезиальных магм в глубоких горизонтах земной коры и подстилающей ее мантии. Парагенезисы выходящих на поверхность мафит-ультрамафитовых пород являются чуткими индикаторами

глубины их зарождения и содержат ценнейшую информацию не только об исходном веществе коры и мантии, но и о динамике последующих литосферных преобразований.

Успехи современной геологии позволяют по-иному взглянуть на важное металлогеническое значение мафит-ультрамафитовых пород. Намечившаяся в последние годы тенденция более тщательного анализа особенностей строения глубинных частей литосферы привела к созданию нового металлогенического направления [7], подчерки-

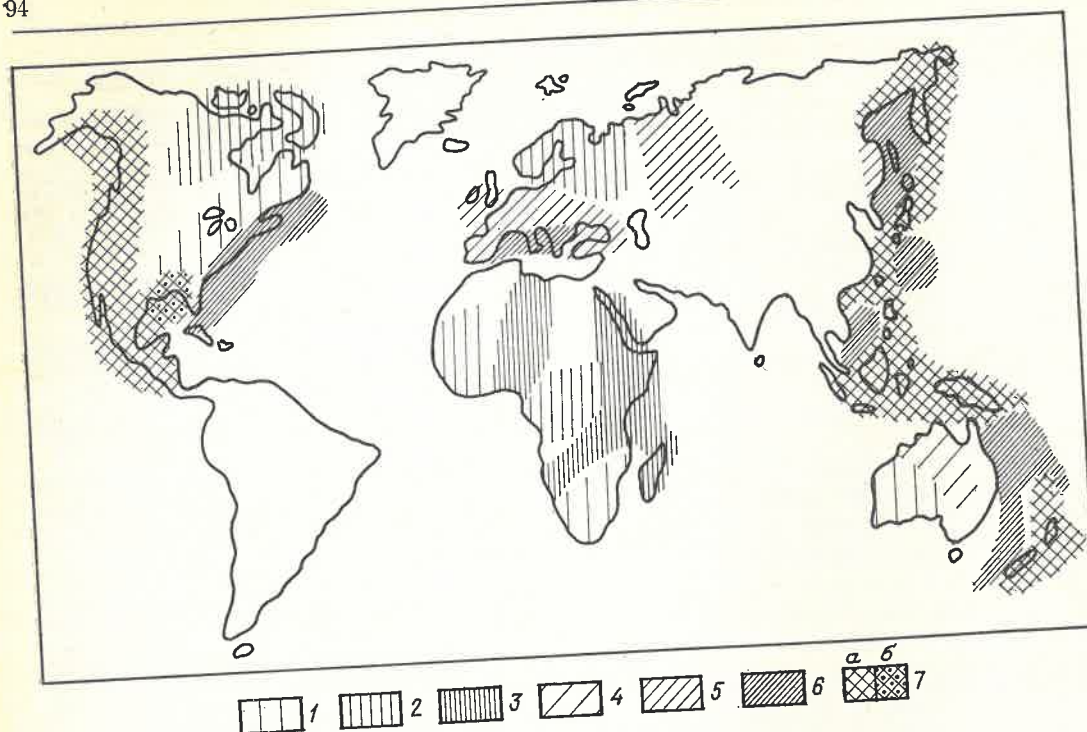


Схема распространности различных типов мантии на континентах [1]:
1—3 — перидотитовая мантия (от 1 к 3 возрастает степень дифференцированности); 4—6 — перидотит-

эклогитовая (от 4 к 6 возрастает содержание эклогитовой составляющей); 7 — амфиолитовая (а — плагиоклазосодержащая, б — амфиболсодержащая)

вающего исключительное влияние глубинных процессов, протекающих в мантии, на формирование эндогенных месторождений.

Мантия и ее первичные магмы. В земной коре мафит-ультрамафитовые породы образуют многочисленные ассоциации, разнообразие которых в значительной мере определяется уровнями генерации магматических расплавов и исходным составом мантии. Современные представления о первичном веществе мантии как о хондритовом или пиrolитовом (отвечающем составу лерцолита) материале основаны на теоретических расчетах и аналогиях с метеоритами (А. П. Виноградов, 1959). В настоящее время существует несколько концепций и петрогенетических моделей формирования мафит-ультрамафитовых магм из первичного вещества. Наиболее широко распространены две из них. Американские ученые Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд [2] считают возможным возникновение различных типов магм мафит-ультрамафитового состава путем частичного плавления мантийного вещества с по-

следующей дифференциацией и фракционированием расплава на мафитовую и ультрамафитовую части по мере подъема к поверхности. В то же время А. А. Маракушев, Т. И. Фролова, Е. Б. Яковлева и др. [5] допускают полное плавление мантийного вещества с дальнейшей его флюидной ликвацией на перидотитовую и базальтовую составляющие. В обоих вариантах в мантии после плавления возникает тугоплавкий существенно магниевый остаток — релит, отвечающий составу дунита или дунит-гарцбургита. Релитовая субстанция, согласно модели Д. Андерсона [8], распространяется до глубины 200—220 км. Ниже залегает примитивная (неистощенная) мантия.

По составу, степени плавления, уровню глубинности было выделено [12] несколько типов мантии, участвующих в образовании мафит-ультрамафитовых магм: неистощенная, перидотитовая, наиболее глубинная (до отделения базальтоидного расплава); дифференцированная, перидотит-эклогитовая (после частичного отделения ба-

зальтоидного расплава); истощенная, дунит-гарцбургитовая (после полного отделения базальтоидного расплава); обогащенная, амфиолитовая (возникшая в результате флюидной переработки вещества истощенной мантии). Распространенность различных типов мантии на континентах показана на рисунке.

Неистощенная мантия служила источником толеитовых магм континентальных областей, истощенная — магм океанического типа, обогащенная генерировала щелочные мафит-ультрамафитовые магмы зон активизации консолидированных структур земной коры. Указанные типы отражают, таким образом, последовательные стадии эволюции мантии, приводящей к формированию земной коры.

Процессы плавления с последующей дифференциацией и фракционированием расплавов могут давать, таким образом, широкий спектр первичных магм, которые по-разному преобразуются на последующих стадиях. При этом по направлению к поверхности возрастает доля мафитовых фракционатов. Если это так, то глубокие горизонты мантии должны быть монотонными по составу, верхние магмопродуцирующие — более контрастными. Это подтверждается геофизическими данными и новыми материалами по вещественному составу глубинных образований, полученными при изучении выходов глубинных пород в палеорифтах и вулканических желобах, включений (ультраосновных нодулей) в продуктах извержений современных вулканов и палеовулканов, ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитовых трубках.

Состав первичной мантии, помимо кислорода и второстепенных примесей (их не более 0,5 %), определяют пять главных петрогенных элементов — кремний, магний, железо, кальций и алюминий. Причем основу вещества мантии составляют SiO_2 (45 %) и MgO (38 %), остальные три окисла содержатся в значительно меньших количествах (FeO 8 %, CaO 5 %, Al_2O_3 4 %). При выплавлении из мантии разнообразных магм происходит изменение соотношения ведущих компонентов (при относительно пассивной роли кремнезема). Степень обогащен-

ности магматических расплавов прочими элементами контролируется их геохимическим сродством с теми или иными петрогенными элементами.

Главными минеральными фазами, отражающими фракционирование петрогенных элементов при кристаллизации мантийных расплавов, являются оливин, пироксены, плагиоклаз. Геологические наблюдения и многочисленные экспериментальные исследования позволяют выделить следующие минеральные парагенезисы, характеризующие типовые разновидности мантии: оливин-ортопироксен-клинопироксен-пироповый (гранатовых перидотитов), свойственный глубинным зонам верхней мантии (глубина более 60 км, $P > 0,025$ МПа); оливин-ортопироксен-клинопироксен-шпинелевый (шпинелевых перидотитов), стабильный на более высоких уровнях (глубина 40—30 км, $P = 0,017—0,019$ МПа); оливин-плагиоклаз-амфиболовый (амфиолитовый), развитый на границе с корой (глубина менее 30 км, $P = 0,0035—0,009$ МПа).

Наличие в системах граната — показатель высокобарических режимов, при этом графит-пироповые ($P = 0,023—0,034$ МПа), коэситовые ($P = 0,034—0,04$ МПа) и алмазно-пироповые ($P > 0,04$ МПа) фации являются наиболее глубинными (150—200 км). Переход от гранатовых фаций к шпинелевым и далее к плагиоклазовым свидетельствует о смене глубинных фаций менее глубинными. Поля устойчивости минеральных парагенезисов указывают на определенную зональность в распределении типов мантии, которая по-разному проявляется в пределах континентальной и океанической литосферы.

В пределах континентальной литосферы наблюдаются три типа мантии [1]. Наиболее глубинная неистощенная мантия (гранатовых перидотитов) сопряжена со слабдеформированными блоками континентов, менее глубинная перидотит-эклогитового типа свойственна областям, испытавшим значительные деформации и растяжения. Амфиолитовый тип формируется в зонах длительного прогибания и мощного осадконакопления. Однако такая зональность не всегда выдерживается достаточно четко, иногда наблюдают-

ся мантийные неоднородности, фиксируемые геофизическими методами как по вертикали, так и по горизонтали.

На основании изучения глубинных пород океанических сегментов литосферы В. Л. Барсуков, Л. В. Дмитриев, Г. Б. Удинцев (1974) пришли к заключению о их сопоставимости с мантийными шпинелевыми перидотитами. Широкое признание получила также идея, выдвинутая А. В. Пейве, о тождестве древних офиолитовых серий и коры современных океанических областей (на участках развития срединных океанических хребтов). При этом эвгеосинклинали стали сопоставлять с палеоокеаническими областями, миогеосинклинали — с областями континентальных склонов. В свете этих идей представляется перспективным использовать офиолитовые серии в качестве индикаторов палеокоры океанического типа.

В ходе изучения континентальной и океанической коры возник вопрос о степени зрелости литосферного профиля, в зависимости от чего могут возникать мантийные магмы разной мафичности. Сложность процессов формирования таких магм показана в одном из обзоров [10], где рассматривались факторы, влияющие на конечный состав продуцированных мантией магм. Среди ведущих факторов — температура, давление, флюидный режим.

Температурная обстановка выплавки магм различна под континентами и океанами. Если в расчетах глубины зарождения магм использовать геотермический градиент, то получается, что для выплавки значительного объема сухих магм необходимы глубины порядка 100—150 км. В отечественной литературе ведущая роль отводится при этом зонам глубинных разломов и другим тектонически активным областям с повышенным тепловым потоком. Зарубежные ученые [11] изменение температурного режима связывают с определенными геологическими эпохами. Большой интерес вызывают обнаруженные в последние годы положительные термические аномалии рифтовых поясов и так называемые «горячие точки» мантии с активным вулканизмом над ними, еще недостаточно изученные и оказывающие, по-

видимому, влияние на формирование литосферного профиля. При этом функцию геотермических глубинных индикаторов могут выполнять, как показали исследования А. А. Маракушева (1980), алмаз для континентов и графит для океанических областей.

Давление в значительной мере также определяет состав выплавляющихся магм. Глубинность их образования четко контролируется ассоциацией барофильных минералов таких, как гранат, шпинель, плагиоклаз. Присутствие этих минералов помогает различать главные фациальные группы пород мафит-ультрамафитового ряда. В ультрамафитах самая высокобарическая ассоциация оливин+пироксен+гранат сменяется при понижении давления парагенезисом оливин+пироксен+шпинель и затем более низкобарической оливин+пироксен+плагиоклаз. В мафитовых системах при уменьшении давления эклогит (клинопироксен+гранат) сменяется гранулитом (клинопироксен+ортопироксен+гранат+плагиоклаз) и далее габброидами (пироксен+плагиоклаз). На основании этих данных можно заключить, что пироксены и частично оливин являются сквозными минералами, а гранат, шпинель, плагиоклаз могут служить геобарическими индикаторами глубин формирования первичных мафит-ультрамафитовых магм.

Появление флюидов может существенно влиять на эффективность плавления глубинных пород. Под воздействием на вещество мантии флюидных потоков, содержащих H_2O , CO_2 , H_2S , NH_3 , HF , HCl , H_2 , CH_4 , меняются фазовые соотношения твердых и жидких систем и, следовательно, эффективность фракционирования вещества. Лучше всего фазовые равновесия в силикатных системах изучены для воды и углекислоты, меньше — для восстановленных газов и галогенов. Содержание свободной воды и углекислоты в мантии довольно ограничено, в то же время оно заметно повышается в подвижных областях (геосинклинальных зонах, орогенах и др.), характеризующихся значительным геотермическим градиентом и возможным подъемом фронта магообразования на приповерхностные уровни, где водно-

углекислотная составляющая выше, чем в платформенных областях.

Важную роль при формировании глубинных магм играет и степень плавления мантийного вещества. Даже минимальная степень плавления, порядка 1 %, достаточна, как показали термодинамические расчеты П. Госта и Н. Арндта (1983), для образования, например, кимберлитовых магм при температуре 1300—1600 °C и давлении 0,04 МПа. При этом для алмазоносных кимберлитовых магм характерно сочетание максимального давления с пониженными температурами, а для неалмазоносных — наоборот. Более полное плавление мантии приводит к возникновению широкого спектра магматических расплавов [2]. Так, при плавлении первичной мантии на 40 % (глубина более 60 км) образуются высокомагнезиальные пикритовые магмы, на 30 % (глубина 60—40 км) — оливин-толеитовые, при 25 %-й степени плавления (глубина до 30 км) отделяющийся расплав будет иметь состав высокоглиноземистого толеита. Возможен и другой вариант, предусматривающий расщепление выплавляющейся жидкости с возникновением двух несмешивающихся расплавов — оливин-нормативного и кварц-нормативного, составы которых регулируются TP -факторами [5].

Наиболее глубокие уровни, затронутые плавлением на континентах, достигают по современным представлениям глубины 150—220 км. Глубинность магматических очагов понижается (до 60 км) при переходе от континентов к океаническим областям.

Магматические ассоциации мафит-ультрамафитовых пород. Встречающиеся на земной поверхности мафитовые и ультрамафитовые породы образуют многочисленные ассоциации, различающиеся по составу, структурному положению, времени проявления. Они составляют закономерные магматические серии и содержат минералогические парагенезисы, сменяющие друг друга в последовательности понижения давления и температуры, при которых они кристаллизовались. Магматические серии пород образуют большое количество интрузивных и эффузивных разновидностей.

Всю совокупность интрузивных пород можно разделить на две группы — существенно ультрамафитовые и мафитовые. Среди ультрамафитовой интрузивной группы наиболее характерны ассоциации пород, объединенных в дунит-гарцбургитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую и пироксенит-перидотитовую формации. Первые две проявляются в зонах эвгеосинклинального типа, где они часто сопряжены с вулканогенными комплексами натриевых базальтов. Вся магматическая ассоциация представляет собой закономерную серию котектических выплавов ультраосновного (шпинель-перидотитового) субстрата истощенной мантии, формирующей последовательность офиолитов. При этом вулканические серии офиолитов отражают ранний цикл глубинного анатексиса океанической коры, а дунит-гарцбургиты имеют мантийно-реститовую природу. Приуроченность интрузий пироксенит-перидотитовой формации к миогеосинклинальным зонам позволяет предполагать их генерацию на более глубоких уровнях, сопоставимых с субконтинентальными уровнями коры континентальных склонов. К интрузивным ультрамафитам можно отнести также породы щелочно-ультрамафитовой формации зон постконсолидационной активизации, являющихся производными обогащенной мантии, где наблюдается уникальное сочетание щелочных ультрамафитов и карбонатитов.

Мафитовая интрузивная группа объединяет образования перидотит-ортопироксенит-норитовой, оливинит-габбровой, верлит-габбровой, габбро-анортозитовой, а также малые тела и дайки габбро-диабазовой, диабаз-пикритовой, габбро-сиенитовой формаций. В подавляющем большинстве случаев эти формации приурочены к консолидированным блокам земной коры и формируются в спокойной тектонической обстановке. Продуцирующие их оливин-толеитовые магмы субконтинентального типа генерированы дифференцированной мантией и обычно тяготеют к крупным зонам глубинных разломов мантийного заложения.

Магматические образования эффузивных серий в основном представлены мафитовыми ассоциациями. Отно-

сительная редкость ультрамафитовых вулканитов определяется тенденцией ультраосновных расплавов к интенсивной кристаллизации уже в глубинных условиях земной коры (при высоких значениях PT -параметров). Это обстоятельство привело к отсутствию у них четкого положения в общей систематике изверженных пород. Однако сейчас накоплено много достоверных фактов о находках ультраосновных вулканитов как в автономном проявлении, так и в связи с базальтоидным вулканизмом. Они являются важным доказательством возможности достижения ультраосновными расплавами земной поверхности. Наиболее распространены ультраосновные вулканиты пикритового, коматиитового, марианит-бонинитового и кимберлитового типов.

Вулканиты пикритового типа образуют несколько серий, из которых наиболее распространены: магнезиальные пикриты, характерные для окраинных морей и ранних стадий континентальных рифтов; железистые пикриты (форелленштейны) континентов; меймечит-пикриты повышенной щелочности, типичные для платформ и зон кратонизации складчатых систем. Первая наиболее магнезиальная серия пород по глубине зарождения отвечает уровню образования перидотит-эктологитов и является продуктом дифференцированной мантии. Вторая и третья серии характеризуются высокой железистостью и щелочностью (с отчетливо калиевой тенденцией), что отражает состав весьма глубинных мантийных выплавов коры континентального типа.

Коматииты как своеобразная группа палеотипных вулканогенных пород, отличающихся высоким содержанием магния ($\geq 30\%$) и низкой щелочностью при соотношении $CaO/Al_2O_3 \geq 1$, впервые были обнаружены в Южной Африке, а затем и на других континентах. Они ассоциируют чаще всего с покровами дифференцированных лав, входящих в состав вулканогенных серий зеленокаменных поясов докембрия, и представляют собой продукты плавления слабодифференцированной мантии.

Марианит-бониниты распространены среди молодых вулканогенных ком-

плексов, локализуясь в пределах островных дуг и эвгеосинклинальных зон фанерозоя. Обогащенные магнием, высокохромистой шпинелью (до $64\% Cr_2O_3$), редкоземельными элементами, они, по-видимому, продуцируются перидотитовой магмой коры океанического типа после ее метаморфической переработки и обогащения водой (амфиолитовая мантия в фундаменте островодужных структур).

Кимберлиты образуются при наличии в неистощенной глубинной мантии летучих компонентов и щелочей, особенно калия. Являясь членом единой серии пород кимберлиты—лампроиты—альнэиты—мелилитовые базальты, они представляют наиболее глубокие (порядка $150-200$ км) уровни континентальной коры, затронутой плавлением. Подъем расплава к поверхности по глубинным разломам сопровождается прорывом вышележащих отложений с формированием трубок взрыва, выполненных эруптивными брекчиями.

Эволюция ультраосновных лав выражается в смене широко развитых в докембрии коматиитов марианит-бонинитами в фанерозойское время. Породы пикритовых серий отличаются более высокой железистостью и щелочностью и более распространены на платформах. Такая последовательность представляется вполне закономерной, если допускать постепенное обеднение верхней мантии легкоплавкими компонентами.

Имеющиеся данные позволяют говорить о высокой насыщенности земной коры эффузивами мафитового состава. Их типоморфными образованиями являются базальты, которые подразделяются на известково-щелочные, нормально-щелочные, субщелочные и щелочные серии. Первые две формируют разрез океанической коры, базальты повышенной щелочности характерны для платформ. В отличие от высококальциевых базальтов океанических областей континентальные имеют высококальциевый состав и образуют гомодромную последовательность породных ассоциаций ультраосновные вулканиты — базальты — риолиты с постепенной сменой пород повышенной меланократовости более сапическими, что свидетельствует о существовании

единой магмообразующей системы. Для окраинно-континентальных поясов характерно широкое проявление вулканических излияний среднего и кислого состава.

Мафит-ультрамафитовый магматизм и оруденение. Вопрос о характере связи между мафит-ультрамафитовым магматизмом и оруденением давно находится в центре внимания исследователей, поскольку выделение типовых обстановок имеет огромное значение в металлогенических исследованиях при прогнозной оценке территорий. Сопоставление рудно-магматических ассоциаций, проявленных в различные геологические эпохи и в разных регионах, позволяет говорить о существовании определенных закономерностей. Так, группе интрузивных мафит-ультрамафитовых формаций, развитых на коре океанического типа, свойственны хромитовые, платинометалльные, в меньшей степени никелевые месторождения, формациям континентального типа — медно-никелевые, титан-железорудные, алмазные месторождения при подчиненном развитии хромитовых и платинометалльных. В щелочных мафит-ультрамафитовых формациях круг рудных минералов значительно расширяется за счет активности флюидного режима, который способствует концентрации апатит-железорудной и редкометалльной минерализации.

Вулканогенные формации имеют, как правило, отдаленную связь с рудными месторождениями. Главными критериями такой связи являются их сопряженность и комагматичность с интрузивными комплексами, поэтому в последнее время стали выделять рудоносные вулканоплутонические ассоциации: дунит-гарцбургитовую + коматиит-базальтовую (платиноносную), габбро-верлитовую + пикрит-базальтовую (никеленосную), оливин-габбро-верлитовую + базальт-долеритовую (медно-никелевую платиноносную) и т. д. Для базальтовых формаций подвижных областей характерными можно считать медноколчеданные и скарново-магнетитовые руды. Рудоносность молодых вулканогенных ассоциаций этих областей коррелируется с базальт-андезитовой формацией островных дуг, где установлены свин-

цово-цинковые месторождения с примесью золота и серебра (тип Куроко). Мафитовые вулканогенные формации, проявляющиеся в условиях платформенного режима, в целом отличаются более низкой металлогенической продуктивностью.

В последние годы в нашей стране и за рубежом получены новые материалы, позволяющие значительно расширить диапазон рудных мантийных проявлений. Так, в пределах структур океанической коры современных океанов обнаружена марганцевая минерализация, представленная железомарганцевыми конкрециями и прослоями марганцевых руд среди вулканогенных пород. Выявление металлоносных отложений в современных океанах расширяет перспективы поисков аналогичных руд в древних офиолитовых поясах. Кроме того, отмечено [7], что флюоритоносные вулканические пояса характерны для переходной зоны от континента к океану. Мантийные источники рудного вещества в пределах Тихоокеанского пояса установлены также для медно-молибденовых, золото-серебряных и ряда других месторождений.

Значительные успехи достигнуты в изучении металлов платиновой группы и редких земель. Металлы платиновой группы — типичные мантийные элементы, характерные для мафит-ультрамафитовых ассоциаций. Причем платиноиды тяжелой триады (платина, иридий, осмий) являются наиболее характерными элементами глубинных магматических процессов. Халькофильные свойства платиноидов палладиевой триады (палладий, родий, рутений) позволяют им накапливаться в приповерхностных условиях. Способность платиноидов к фракционированию позволяет использовать их в качестве показателей глубинности магмообразования. Изучение уровня концентрации этих металлов в различных породах может оказать значительную помощь в суждении об эволюции вещества мантии.

Как показывает проведенный нами анализ [3], большинство (около 80%) известных платинометаллических промышленных месторождений, связанных с интрузивными мафит-ультрамафитовыми ассоциациями, приурочено

к древним докембрийским структурам. Последующие эпохи характеризовались меньшей масштабностью проявлений металлов платиновой группы. Развитие платинометаллических формаций сопровождалось сменой наиболее богатых платиновыми металлами докембрийских магм (бушвельд-стиллуотерский, садберийский типы) платино-хромитовыми формациями палеозоя (уральско-колумбийский тип), и, наконец, сульфидно-никелевыми палладиеносными формациями мезозоя (норильский тип) с постепенным изменением профиля (Cr, Fe, Ti, Pt) халькофильным (Ni, Co, Cu, Pd). Наиболее благоприятной для формирования богатых концентраций металлов платиновой группы является, по-видимому, истощенная или дифференцированная мантия, обогащенная тяжелыми тугоплавкими металлами.

Несомненный интерес для характеристики мантийного вещества и его глубинности представляют данные о поведении редких земель. Переход от более легкого элемента этой группы — лантана — к лютецию позволяет использовать редкоземельные элементы в качестве «индикаторной шкалы» при металлогенических исследованиях. В ряду от ультрамафитов к мафитам и далее к щелочным формациям возрастает количество лантана, а также общее содержание цериевой группы относительно иттриевой. В породах океанического типа преимущественно развита иттриевая группа редких земель, при переходе к континентальным толеитам и щелочным базальтам наблюдается все возрастающее фракционирование легких редких земель цериевой группы. Такой характер распространения редких земель согласуется с принципами геохимической эволюции глубинных магматических пород [9].

В качестве показателей глубинности можно использовать и другие металлы, например никель и кобальт, поскольку, как показали исследования Л. Н. Когарко (1973), примитивная мантия отличается определенными значениями их соотношений. Положительные результаты получены при изучении распределения редких элемен-

тов — циркония и ниобия, которые в зависимости от петрохимических параметров позволяют характеризовать породы континентальных или океанических серий.

Приведенные данные о распределении мантийных металлов отражают, вероятно, существенные стороны геохимии глубинных процессов и поэтому могут быть использованы в качестве индикаторов при решении принципиальных вопросов рудообразования.

Эволюция мафит-ультрамафитового магматизма и вопросы металлогении. Обобщенные нами материалы о связи мафит-ультрамафитового магматизма с глубинным строением земной коры и мантии сведены в таблицу, иллюстрирующую характер эволюции мантии и генерированных ею магм, специфику их рудоносности.

Резюмируя, следует еще раз остановиться на особенностях глубинного магматизма, важных для металлогенического анализа. С большой степенью достоверности можно говорить о четкой приуроченности рудно-магматических ассоциаций к определенным типам мантии и структурам литосферы. Можно полагать, что истощенная мантия океанических областей служила источником высокомагнезистых мафитов, с которыми связаны месторождения хромитовых и осмий-иридиево-платиновых руд. Неистощенная (примитивная) мантия континентов являлась генератором магм, продуцирующих значительные количества никеля, кобальта, меди, железа. Для окраинно-континентального магматизма характерны мафитовые магмы, несущие медно-молибденовое, медно-колчеданное, золото-серебряное оруденение. Глубинные флюиды обуславливали возникновение щелочных магм, к которым приурочены апатит-железорудные, флюоритовые и некоторые другие месторождения.

Парагенезисы мафит-ультрамафитов (интрузивные и эффузивные формации), проявленные на поверхности, четко отражают эволюцию магматического процесса. При сопоставлении парагенезисов, связанных с различными эндогенными режимами, установлены следующие закономерности.

1. В условиях геосинклинального режима, характеризующегося устой-

Схема эволюции мантии и ее первичных мафит-ультрамафитовых магм

Тип коры	Тип мантии	Первичные магмы	Происхождение первичных магм	Магматические формации	Ассоциирующие типы руд
Области постконсолидационной активизации	Обогащенная мантия, амфиолитовая	Щелочная	Фонолиты, базальты	Щелочных базальтоидов	P
			Щелочные габброиды	Фельдшпатовидных габбро, сиенит-габбровая	TR, P
			Щелочные ультрамафиты	Щелочно-ультрамафитовая	Fe, P
Кора океанического типа	Истощенная мантия, перидотитовая	Толеитовая (океанического типа)	Толситы	Натриевых базальтов и липаритов	S, Cu, Pb, Zn
		Перидотитовая (шпинелевых перидотитов)	Марианит-бониниты		TR
		Рестит	Офиолиты	Базальт-липаритовая	S, Cu, Zn
				Дунит-клинопироксенит-габбровая	Ir, Os, Pt
				Дунит-гарцбургитовая	Cr, Pt
Кора субконтинентального типа (континентальных склонов)	Дифференцированная мантия, перидотит-эктолитовая	Толеитовая (континентального типа)	Толситы, Mg-пикриты	Трахибазальтовая	Колчеланы
		Оливин-толеитовая		Габбро-диабазовая	Cu
				Габбро-анортозитовая	Fe, Ti, V
		Кварц-нормативная		Перидотит-ортопироксенит-норитовая	Pt, Pd, Rh, Cr
			Риолиты	Дациит-липаритовая	F
Кора континентального типа	Неистощенная первичная мантия	Оливин-нормативная (гранатовых перидотитов)	Андезит-базальты	Андезитовая	Ag
			Толситы	Базальт-долеритовая (трашковая)	Cu, Pb, Zn
		Фе-пикриты (форелленштейны)		Оливинит-габбровая	Cu, Ni, Pd, Pt
				Габбро-верлитовая	Ni, Co, Cu, Pd, Pt
		Коматиты		Вариолитовые серии	Fe, Ti, V
		Кимберлиты		Коматитовая	Ni, Ir, Pd, Pt
				Кимберлитовая	Алмазы

чивым растяжением коры океанического типа, образуются магматические формации с преимущественным развитием интрузивных ультрамафитов в начальных и эффузивов мафитового профиля в конечных магматических продуктах. При этом происходит постепенное снижение магнезиальности и натриевости пород.

2. При формировании пород орогенного режима возникают магматические формации мафитово-салического типа с нарастающим увеличением лейкократовости и калиевости пород, что отражает процесс разрастания континентальной коры.

3. Длительный этап развития платформ характеризуется широким проявлением мафитового (базальтоидного) магматизма.

Магматический цикл представляет собой длительный процесс от начального плавления вещества мантии, сопровождающегося сепарацией легкоплавкого базальтоидного материала с образованием рестита, до становления серии магматических пород. Фракционирование магм может происходить при глубинном плавлении мантийного субстрата, в промежуточном коровом очаге, на стадии становления пород в приповерхностных условиях. Процесс сепарации при различных *РТ*-условиях может давать широкий спектр первичных магм.

В качестве главных магмоподводящих структур служат глубинные разломы. При наличии мощной континентальной коры магматизм, связанный с глубокими горизонтами мантии, реализуется в краевых частях стабильных блоков. Дипировый магматизм, генезис и условия возникновения которого до сих пор не совсем ясны, более свойствен геосинклинальным зонам.

Глубину зарождения магм большинство исследователей рассматривают как один из наиболее важных факторов определения ее металлогенического профиля. Для этой цели В. И. Смирнов [6] ввел уровни глубинной сепарации вещества. Дифференциация первичной мантии с формированием всех ее типов могла произойти, как считают некоторые исследователи [11], на рубеже 2,5—2 млрд лет. Последующие процессы фракционирования и магмообразования развивались в условиях

возрастания окислительного потенциала и характеризовались иными фазовыми соотношениями.

Временные закономерности проявления мафит-ультрамафитового магматизма определяются тем, что на ранних этапах геологической истории преобладал высокомагнезиальный магматизм (продукты перидотитовой и перидотит-эклогитовой мантии), на более поздних — мафитовый и щелочно-мафитовый. Эволюция мафит-ультрамафитового магматизма отразилась на металлогении. Роль мантийных сидерофильных компонентов (Cr, Pt, Ni, Ti, Fe) возрастает от позднеархейской эпохи к герцинской и заметно уменьшается в киммерийское и альпийское время. В более поздние периоды фанерозоя ведущее место занимают халькофильные элементы (Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Mo).

Главные металлогенические эпохи связаны с крупнейшими перестройками и изменениями характера магматизма. Возникновение крупномасштабных рудоносных мафит-ультрамафитовых ассоциаций совпадает с тектономагматической активизацией дарварского, беломорского, карельского времени. Зоны тектономагматической активизации наиболее характерны для океанических областей и структур перехода от океанов к континентам. Причину такой специализации некоторые исследователи [4] объясняют поступлением из глубин в астеносферу в периоды активизации коры слабодифференцированного или недифференцированного вещества мантии, что обеспечивало высокие темпы плавления и экстракции глубинных «ядерных» рудных элементов — хрома, платиноидов, никеля, титана, железа.

Вся совокупность развитых на поверхности магматических образований отражает условия генерации различных магм. Поэтому парагенезисы выходящих на поверхность пород могут служить индикаторами определенных условий: офиолитовые комплексы — палеокоры океанического типа, кимберлиты — глубинных уровней коры континентального типа, породы маринит-бонинитовых серий характеризуют островодужные области фанерозоя. То же следует сказать о высококальциевых базальтах континентального типа

или натриевых базальтах океанического типа и т. д. Минеральные парагенезисы этих ассоциаций такие, как гранат, шпинель, плагиоклаз либо графит и алмаз, являющиеся геотермическими и геобарическими индикаторами, помогают различать главные группы пород мафит-ультрамафитового ряда. Аналогичную задачу могут решать и рудные мантийные элементы — платиноиды, редкие земли и др.

Изучение закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре во взаимосвязи с многообразными процессами, происходящими в мантии, может иметь важное прикладное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витте Л. В. Проблемы эволюции континентальной коры. — Новосибирск: Наука, 1983.
2. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм // Происхождение главных серий изверженных пород (по данным экспериментальных исследований). — Л.: Недра, 1970.
3. Гурская Л. И. Металлы платиновой группы // Критерии прогнозной оценки террито-

рии на твердые полезные ископаемые. 2-е изд. Л., 1986. С. 469—498.

4. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980.
5. Магматизм и земная кора / А. А. Маракушев, Т. И. Фролова, Е. Б. Яковлева и др. // Вестн. МГУ. 1977. № 1. С. 3—29.
6. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология рудных месторождений. 1982. Т. 24. № 4. С. 3—20.
7. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. — М.: Наука, 1985.
8. Anderson D. J. Chemical stratification of the mantle // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. N 11. P. 6287—6297.
9. Hanson G. N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous system // Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. Vol. 8. 1980. P. 371—406.
10. O'Hara M. J., Mathews R. E. Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber // J. Geol. Soc. (London). 1981. Vol. 138. Pt. 3. P. 237—277.
11. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Even- sen N. M. The chemical evolution of the Earth's mantle // Sci. Amer. 1980. Vol. 242. N 5. P. 91—101.
12. Sun S. S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46. P. 179—192.

Принята редколлегией 26 сентября 1988 г.

УДК 552.55

© А. А. Иевлев, А. А. Беляев, 1990

Ультраструктуры кремнистых пород как источник генетической и прогнозно-поисковой информации

А. А. ИЕВЛЕВ, А. А. БЕЛЯЕВ (Институт геологии Коми НЦ Уральского отделения АН СССР)

Возможности просвечивающей и растровой электронной микроскопии в изучении состава и строения различных пород достаточно хорошо известны. Однако зачастую все сводится к составлению атласов микрофотографий тех или иных типов пород. Несмотря на безусловную нужность такой работы, очевидна и ее ограниченность, поскольку типизация пород зачастую может быть проведена и без электронно-микроскопического исследования. Необходимо научиться извлекать генетическую и прогнозно-поисковую информацию из электронных микрофотографий.

В этом отношении интересна работа В. Д. Келлера и др. [8]. Изучив си-

лициты складчатого пояса гор Уачита (штаты Арканзас и Оклахома, США) и некоторых других районов мира, они обнаружили последовательный ряд ультраструктур пород от криптокристаллического (размер зерна менее 1 мкм в диаметре) до полиэдрического (до 100 мкм и более в диаметре) кварца. По оценкам этих авторов средний видимый диаметр (СВД) полиэдров кварца пропорционален палеотемпературе метаморфизма.

	СВД, мкм	T, °C
Горы Уачита	5,5	200—300
О-в Скай,	5,5	309—406
Шотландия		
Горы Уачита	8,4	до 400
Крестмор, Калифорния	57	760

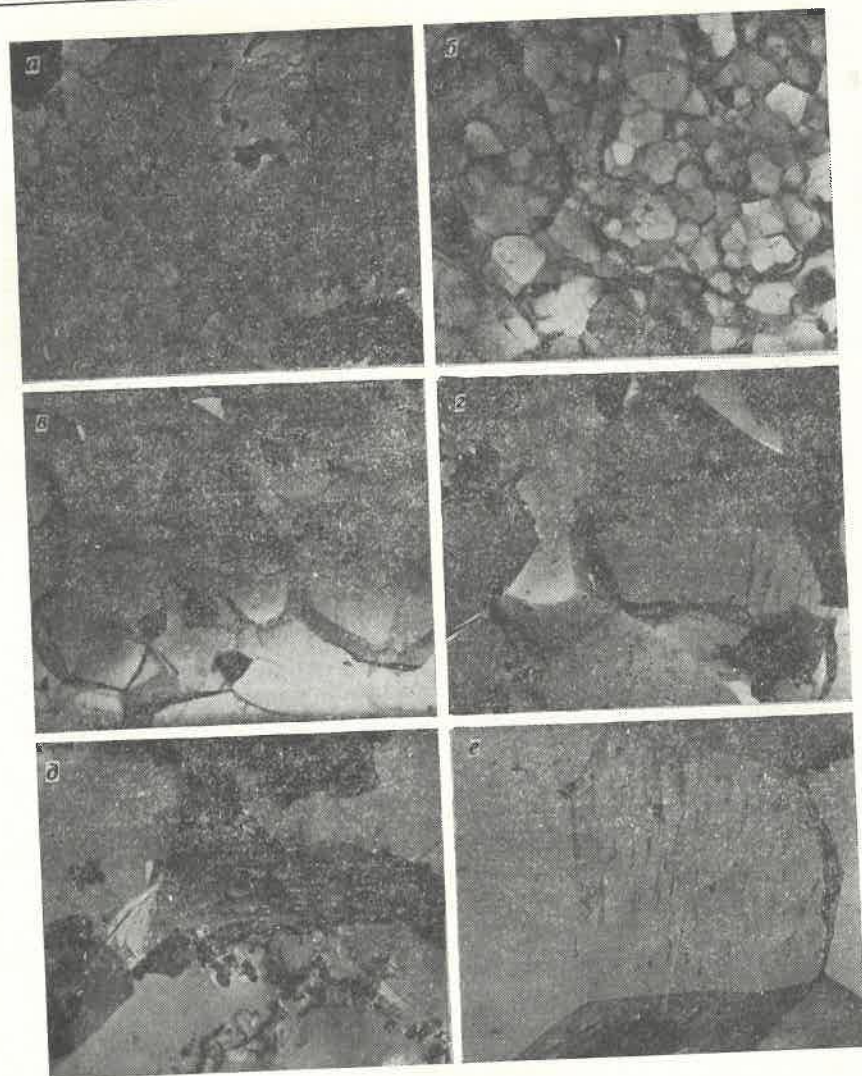


Рис. 1. Скульптуры поверхностей скола силицитов. Одноступенчатые угольные реплики: увеличение: а, б, в, г — 4000, д — 14 000, е — 10 000

Таким образом, ультраструктура силицитов, характеризующихся новакулитовым типом поверхности скола, может быть использована как индикатор палеотемператур литогенеза.

Нами исследованы ультраструктуры кремнистых девонских и каменноугольных пород сланцевой зоны Пай-Хоя в целях выяснения возможности их использования для оценки вероятных палеоструктур литогенеза. Образцы в основном изучались на просвечивающем электронном микроскопе TeSla BS-500 методом одноступенчатых угольных реплик, а также на растровом электронном микроскопе MSM-5.

Черные сланцы характерны для значительной части палеозойских отложений Пай-Хоя. Среди них выделяются следующие основные типы: углеродистые силициты (фтаниты), радиолядиты и спонголиты, разнообразные углеродистые кремнистые сланцы с примесью глинистой, карбонатной, сульфидной или фосфатной компоненты [1, 4]. Среднее содержание C_{org} в породах 3—5%, максимальное — до 14% [6]. Кроме того, известны своеобразные пористые породы, отличающиеся пониженной плотностью. В настоящее время считается, что они — продукт выщелачивания черных сланцев, одна-

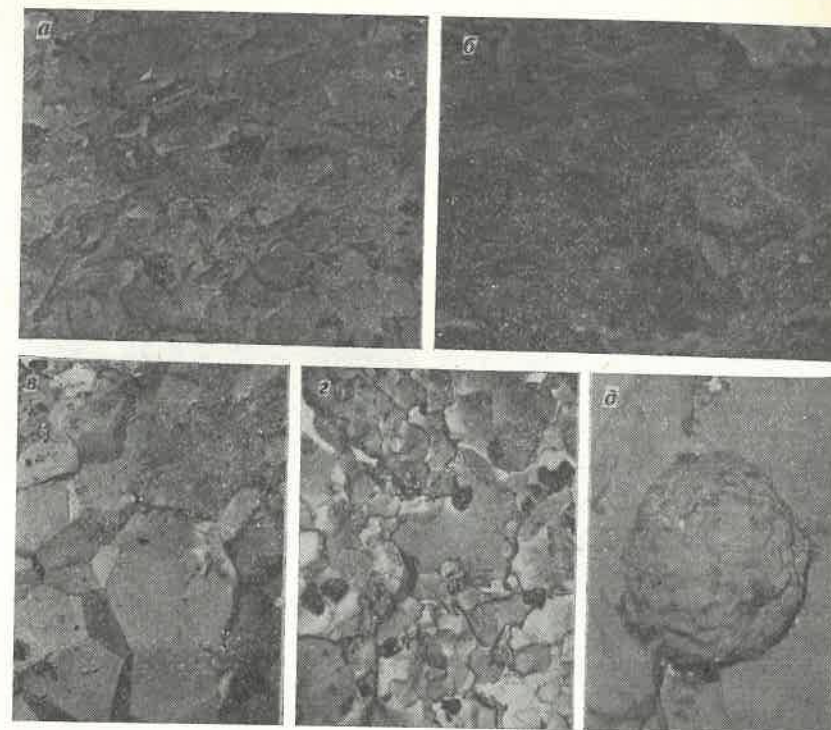


Рис. 2. Скульптуры поверхностей скола глинисто-кремнистых (а, б) и карбонатно-кремнистых (в, г, д) пород. Одноступенчатые угольные реплики (а, в, г, д), растровый электронный микроскоп (б): увеличение: а — 4000, б — 1200, в, г — 2000, д — 18 000

ко единого мнения о природе такого выщелачивания нет. Тем не менее ряд исследователей поддерживают гипотезу о том, что черные сланцы послужили источником материала для различных минералов зоны гипергенеза [2, 7].

Нами изучены углеродистые силициты (фтаниты), углеродистые глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые сланцы, а также пористая порода и продукты ее природной дезинтеграции. В представительной выборке проб углеродистых силицитов определена ультраструктура слабометаморфизованного кремня (рис. 1, а), а также ряд новакулитовых (полиэдрических) ультраструктур с возрастающим значением СВД от 1 до 20 мкм (см. рис. 1, б, в, г). Абсолютное большинство образцов имеют СВД 5—10 мкм. На поверхности отдельных полиэдров фиксируются ямки или бугорки (см. рис. 1, д, е).

Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы обладают собственной, легко диагностируемой ультраструктурой, обусловленной наличием пластинчатых

(глинистых) и полиэдрических частиц (рис. 2, а). Зачастую новакулитовая ультраструктура может быть практически полностью замаскирована глинистым материалом (см. рис. 2, б). Значения СВД полиэдров в образцах варьируют от 1,5 до 10 мкм.

Углеродистые карбонатно-кремнистые сланцы также характеризуются легко распознаваемой ультраструктурой, представленной участками полиэдров кварца (см. рис. 2, в) и зернами карбоната, округло-удлиненными, плоскими изометрическими, часто с продольной штриховкой (см. рис. 2, г). Часто отмечается фрамбоидальный пирит (рис. 2, д). СВД полиэдров 4—20 мкм.

Пористой измененной породе, образовавшейся по субстрату силицитов (рис. 3, а), глинисто-кремнистых (см. рис. 3, б) или карбонатно-кремнистых сланцев (см. рис. 3, в), свойственна хорошо выраженная новакулитовая ультраструктура. Причем полиэдры кварца в неизменной и измененной (см. рис. 3, д, е) породах идентичны.

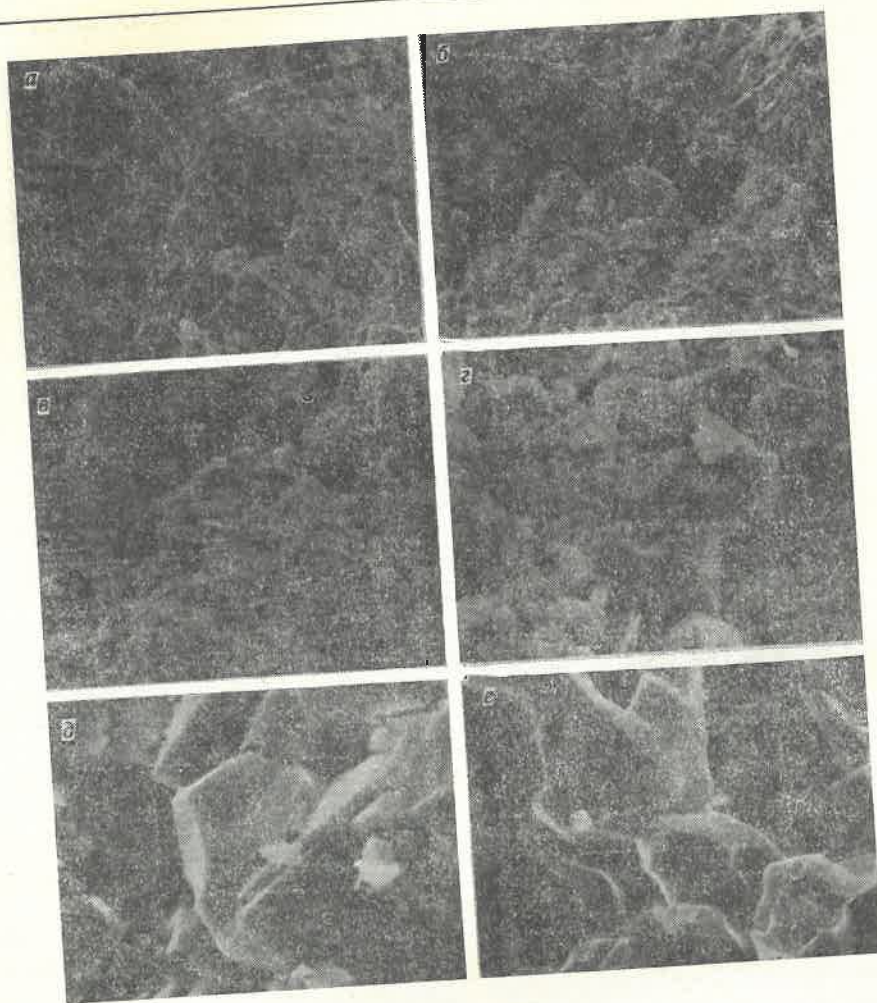


Рис. 3. Скульптуры поверхностей скола измененных пористых пород. Растровый электронный микроскоп: увеличение: а — 500, б — 700, в — 1000, г — 5000, д — 3500, е — 2000

В составе дезинтегрированной породы наблюдаются полиэдрические зерна кварца (см. рис. 3, г), аналогичные установленным в неизменной породе.

СВД полиэдров кварца большинства образцов углеродистых силицитов 5—10 мкм, что, согласно В. Д. Келлеру с соавторами, соответствует интервалу палеотемператур литогенеза 200—400 °С. Однако имеются образцы как с большим (до 20 мкм), так и с меньшим (до 1 мкм) диаметром. Кроме того, выявлен образец породы с ультраструктурой слабометаморфизованного кремня. Это свидетельствует о том, что на отдельных участках палеотемпература отличалась от средней для Пай-Хоя.

Высокие палеотемпературы литогенеза на Пай-Хое подтверждаются так-

же значениями коэффициентов отражательной способности витринита и индексами окраски коноцитов [5], графитовой стадией преобразования рассеянного органического вещества черных сланцев Пай-Хоя [3].

И. В. Хворова и А. Л. Дмитрик (1972), исследовавшие ультраструктуры яшм и фтанитов из ряда регионов нашей страны, установили, что образцы яшм характеризуются хорошо развитой новакулитовой ультраструктурой, тогда как фтаниты таковой не обладают. В качестве объяснения этого различия была выдвинута гипотеза о разности в веществе затвердевшего углеродистого вещества во фтанитах углеродистого вещества, ни примеси

глинистого или карбонатного материала не препятствуют перекристаллизации кремнистой компоненты породы. Вероятно, такие примеси могут в целом играть роль фактора, затрудняющего образование крупных полиэдров кварца. Однако, как показывает сравнение полиэдров кварца в кварцсодержащих разностях пород из одного обнажения, наличие глинистого или карбонатного материала существенно не сказывается на размерах полиэдров кварца. Следовательно, та или иная ультраструктура в кремнистой породе в основном определяется палеотемпературой. Кроме того, сравнение полиэдров кварца в неизменной и гипергенно-изменной породах показывает, что процессы гипергенеза существенно не влияют на облик и размеры полиэдров кварца. Таким образом, и гипергенно-изменная порода может служить источником информации о палеотемпературах литогенеза.

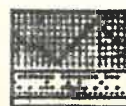
В результате электронно-микроскопического исследования различных кремнистых пород Пай-Хоя установлено, что ультраструктуры являются индикаторами степени их литогенетических преобразований и позволяют оценить палеотемпературы таких изменений. В этом аспекте ультраструктура кремнистой породы может использоваться как прогнозно-поисковый критерий при оценке перспектив региона

на те или иные виды полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев А. А. Фтанитовая верхнедевонско-нижнекаменноугольная формация Пай-Хоя//Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 27—37.
2. Иевлев А. А. Минералогия и закономерности формирования зоны выветривания фосфоритовых сланцев Пай-Хоя//Сов. геология. 1988. № 10. С. 81—83.
3. Иевлев А. А., Бер М. Г., Беляев А. А. Структура РОВ черных сланцев Пай-Хоя по данным микрофракции электронов//Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар, 1987. С. 100—101.
4. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности/А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев и др.—Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1984.
5. Петросьянц М. А., Овнатанова Н. С. Роль микрофоссилий в определении степени катагенеза органического вещества//Общая геология (Итоги науки и техники). М., 1985. С. 3—92.
6. Юдович Я. Э., Красавина Т. Н., Беляев А. А. Органическое вещество черных сланцев Пай-Хоя и севера Урала//Горючие сланцы. 1986. Т. 3. № 2. С. 143—155.
7. Юшкин Н. П., Назарова Г. С. Конституция и фазовые трансформации природных коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава.—Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1982.
8. Keller W. D., Stone C. G., Hoersch A. L. Textures of Paleozoic chert and novaculite in the Ouachita Mountains of Arkansas and Oklahoma and their geological significance//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. Vol. 96. N 11. P. 1353—1363.

Принята редколлегией 26 июня 1989 г.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.822(73)

© Б. Н. Хахаев, Л. Д. Цветков, 1990

Континентальное научное бурение в США

Б. Н. ХАХАЕВ, Л. Д. ЦВЕТКОВ (ПГО «Недра»)

Одна из ведущих тем, обсуждавшихся на XXVIII Международном геологическом конгрессе — континентальное научное бурение. Активно работала соответствующая секция; была организована экспозиция на геологической выставке. Анализ представленных докладов и материалов свидетельствует о том, что последовательно реализуемая

в СССР Программа континентального глубокого и сверхглубокого бурения обеспечивает нашей стране высокий научный авторитет и конкурентоспособность в ряде направлений техники и технологии бурения. Зарубежные специалисты проявили большой интерес ко всем нашим материалам в указанной области. В личных беседах они

отмечали недостаток публикуемой информации, изъявляли желание принять участие в обработке образцов и проведении геофизических экспериментов.

Достижения СССР в изучении континентальной коры бурением стимулировали принятие в ряде государств в законодательном порядке или на правительственном уровне национальных программ научного бурения. Так, в ФРГ решено сконцентрировать усилия на бурении сверхглубокой скважины, близкой по параметрам Кольской СГ-3, и выделено на данный проект 510 млн марок при ежегодном уровне финансирования порядка 80 млн марок. В разных масштабах осуществляют или планируют научное бурение Франция, Великобритания, Япония, Швеция, Канада, Австрия, Швейцария. Сложилась система международных контактов по вопросам научного бурения в форме специализированных семинаров и симпозиумов: Территаун, США (1984); Сихейм, ФРГ (1986); Сильян, Швеция (1987); Ярославль, СССР (1988); Регенсбург, ФРГ (1990).

В настоящее время развиваются два основных направления научного бурения — океаническое и континентальное. Единственная страна, осуществляющая оба эти вида бурения, — США, причем при общих ежегодных затратах различных федеральных ведомств порядка 50 млн дол. большая их часть приходится на океаническое бурение. СССР, ограничившись континентальным научным бурением, стал лидером в данном направлении. Однако сохранение достигнутого уровня требует внимательного изучения и использования опыта других стран, в первую очередь США.

Система исследований, проводимых США, наиболее четко отражена: в докладах организованного Стэнфордским университетом в 1988 г. семинара «Роль континентального научного бурения в современных геонауках. Научная целесообразность и план на 1990-е годы»; в федеральном законе 1988 г. «Акт о континентальном научном бурении и исследованиях»; в докладе конгрессу Межведомственной координационной группы Министерства энергетики, Национального научного фонда и Геологической службы

США «Программа континентального научного бурения Соединенных Штатов», подготовленном в 1989 г.

Принятие высшей законодательной и исполнительной властью США Федерального закона о континентальном научном бурении неординарно: впервые на высоком уровне констатировано, что понимание процессов и структур в земной коре жизненно необходимо для благополучия страны. Впервые признано необходимым иметь долгосрочную национальную программу континентального научного бурения и создать соответствующий механизм для эффективной ее реализации. Федеральным законом усилены полномочия Межведомственной координационной группы, созданной в 1984 г., которая, в частности, должна ежегодно представлять Конгрессу доклад о текущей деятельности, ближайших планах и перспективах научного континентального бурения.

Федеральным законом определены следующие основные цели:

увеличение фундаментальных знаний о составе, строении, динамике и эволюции континентальной земной коры, о землетрясениях, вулканических извержениях, переносе геотермальной энергии, распределении минеральных залежей, местонахождении ископаемого топлива, а также о природе и распространении подземных вод;

получение критических данных о земной коре, необходимых для захоронения опасных отходов;

прогресс технологического развития.

В США широко распространено новое понятие «научное бурение». Оно охватывает скважины любой глубины, но пробуренные с научными целями. Термины «научное бурение», «научная скважина» и т. п. появились сравнительно недавно, хотя подобное существовало и ранее, например, опорные скважины в СССР. Однако в настоящее время круг задач, решаемых научным бурением, значительно увеличился и это понятие имеет методический смысл. Прямое проникновение научным бурением в глубины Земли следует рассматривать как новый и весьма перспективный метод фундаментальных исследований природы, возможности которого не ограничиваются решением геологических задач.

С помощью научного бурения человек впервые постигает недоступную ранее область природы, где могут действовать неизвестные до сих пор химические и физические процессы. Открытия принципиальной значимости вполне реальны, например, при вскрытии локальных объемов вещества естественных ядерных реакторов, внедренного в земную кору глубинного мантийного вещества или захороненного в геологическом прошлом космогенного вещества. Потенциально возможно открытие промышленных залежей редких изотопов и даже отсутствующих на поверхности планеты трансурановых элементов. В биологии применение метода научного бурения может решить проблему нижней границы биосферы в земной коре, позволит исследовать роль уникальных подземных форм жизни в эволюции наземной флоры и фауны, включая их возможное влияние на заболевания людей.

В последние годы в США развертываются интенсивные исследования подземных форм жизни, существующих в экстремальных термобарических условиях, для целей экологии, генной инженерии, биотехнологии и т. д. Министерством энергетики обсуждаются предложения по второй стадии выполнения Программы изучения микробиологии глубинных подземных сред, которая начинается в 1991 г. В рамках этой программы, объем финансирования которой порядка 2—3 млн дол. в год, предусматривается бурение специальных микробиологических скважин в штатах Айдахо и Вашингтон.

Роль научного глубокого и сверхглубокого бурения в геологии сопоставима с начавшимся столетие назад площадным геологическим картированием. Изучение двумерного пространства поверхности планеты методом геокартирования обеспечило научную базу прогноза, поисков и разведки энергетических и минеральных ресурсов для современного промышленного развития. Научное бурение на большие глубины позволяет изучить реальное трехмерное пространство. При этом ожидают не только механический прирост энергетических и минеральных ресурсов традиционного типа за счет роста изучаемого объема вещества, но и освоение принципиально но-

вых источников энергии и минерального сырья при качественно новом уровне знаний о процессах и структурах в земных недрах. В ближайшей перспективе возможно крупномасштабное освоение промышленностью тепловой энергии «горячих сухих пород» и высокого давления земных недр.

Уже длительное время специалисты в области наук о Земле ощущают необходимость подъема технологического уровня, который бы обеспечил прогресс и проверку основных теоретических концепций. О возможностях современной технологии свидетельствуют достижения американских программ глубоководного морского и океанического бурения, способствующих развитию представлений об эволюции океанической коры. Вместе с тем, следует напомнить, что самая информативная скважина на океаническом дне (№ 504-B, «Гломар Челленджер») прошла лишь около 1300 м по кристаллическим породам. Уже на первой стадии научного бурения в пределах как океанической, так и континентальной коры стало очевидно, что при отсутствии эмпирического материала с глубин геологическая теория развиваться дальше не может. Отсутствие необходимой теоретической базы объясняет существующий идейный застой в решении проблем прикладного значения.

Кратко рассмотрим направления исследований, которым уделяют особое внимание американские специалисты.

Землетрясения. Возможности лабораторных и теоретических исследований для выяснения механизма землетрясений, оценки опасности и уменьшения риска во многом ограничены. Причины этого в специфике пространственных и временных масштабов геологических явлений, а также в неопределенности физико-химических условий на глубине. В качестве наиболее благоприятного объекта исследования проблемы внезапного разращения энергии упругой деформации — землетрясений — был выбран разлом Сан-Андреас в Калифорнии. Как полагают, по нему происходит медленное взаимное проскальзывание Северо-Американской и Тихоокеанской плит, сопровождаемое периодическими крупными землетрясениями. Последнее катастрофическое землетрясение в зоне разло-

ма Сан-Андреас было в 1989 г. Наиболее значительный научный результат бурения скважины Кахон-Пасс (глубина 3510 м, температура на забое 142 °С) — отсутствие поддающихся измерению правосторонних сдвигов напряжений на достигнутой глубине. В скважине отмечены только обычные напряжения, перпендикулярные разлому, причем на малых глубинах фиксируется напряжение растяжения, а вблизи забоя оно сменяется сильным сжатием. Полученные данные могут существенно прояснить механизм землетрясений и их прогноз в Южной Калифорнии. Запланировано углубление скважины Кахон-Пасс до 5 км и превращения ее в стационарную сейсмическую геологическую лабораторию.

Вулканические, магматические и гидротермальные процессы. Подобно землетрясениям вулканизм представляет потенциальную угрозу населению, существует проблема оценки опасности и уменьшения риска. При изучении вулканизма ставятся задачи определения местоположения магматических очагов, формирования рудообразующих мамогидротермальных систем, минералообразования. Объектами для научного бурения выбраны районы Лонг-Велли (Калифорния), Валлес-кальдера (Нью-Мексико), Катмаи (Аляска), Крид (Колорадо).

Возраст кальдеры Лонг-Велли около 700 тыс. лет, а срезающей ее северо-западную часть гряды риолитовых куполов Инью — около 600 тыс. лет. Тепловой источник представляется в виде камеры частично расплавленной магмы на глубине около 7 км. Исследования в мелких скважинах показали, что более вязкая риолитовая магма, по-видимому, движется через каналы, окруженные более текучей базальтоидной магмой. Такое одновременное движение двух магм различного химического состава может создать слоистые продукты извержения, которые ранее объяснялись неэруптивными процессами внутри магматической камеры. Анализ результатов бурения в Лонг-Велли и гряде Инью углубляет знания о выделении газов из магмы. Такой эффект дегазации — важный источник энергетических газов, ответственных за взрывную эруптивную активность на западе США,

такую как имеет место в районе горы Сент-Хеленс. В августе 1989 г. в кальдере Лонг-Велли началось бурение научной скважины, для которой предусматривается достижение глубины около 6100 м или температуры 500 °С в зависимости от того, что наступит раньше.

Валлес-кальдера — классическая крупная вулканическая кальдера; ее диаметр около 22 км, время формирования 1,12 млн лет назад. При бурении мелких скважин установлено, что породы внешней части кальдеры подверглись гидротермальному воздействию после ее образования. В одной скважине в интервале 2,5—150 м обнаружена молибденовая минерализация (до 0,6 %) с минеральным парагенезисом, характерным для жидкостной системы с температурой 200—225 °С. Завершено бурение скважины с непрерывным отбором керна глубиной 1762 м и с температурой на забое 295 °С. Планируется бурение скважины глубиной 5,5 км в центре ресурсного купола.

В 1912 г. в районе Катмаи произошло вулканическое извержение, сопровождавшееся самым крупным в историческое время выбросом риолитов. Такое событие было здесь единственным, и подводящий канал в однородных осадочных породах не взорвался, поэтому геологические условия района необычайно благоприятные для выяснения механических, химических и термальных последствий магматизма, а также для создания модели взрывного извержения риолитов, охлаждения интрузии и переноса металлов. Предлагается оценка ресурсов тепловой энергии залегающего на небольшой глубине магматического очага. С 1991 г. здесь планируется бурение серии скважин глубиной до 1 км в центральной экстррузии, породах стенок подводящего канала и в излившемся 200-метровом покрове риолитов вблизи и на удалении от жерла.

В 1990 г. предполагается начать бурение в районе Крид с целью исследования многофазного кислого по составу кальдерного комплекса и связанной с ним гидротермальной минерализации. Рудные залежи сформировались 25 млн лет назад, т. е. через 1—3 млн лет после прекращения вулканической

деятельности в крупной кальдере Сан-Хуан и во вложенных в нее более мелких кальдерах. Предполагается получить информацию о генезисе эпitherмальных рудных месторождений и возможности их наложения на порфировую минерализацию, проявленную на глубине. Подобная информация необходима для качественного моделирования переноса энергии и массы в гидротермальных системах. Бурение планируется в два этапа — сначала скважин глубиной менее 1 км, а затем скважины до 3—5 км, которая должна пересечь полный разрез вулканитов и войти в кровлю когенетичной магматической камеры гранитного плутона.

Термальные режимы и геотермальная энергия. По мнению американских специалистов, геотермальная энергия может и должна играть более важную роль в удовлетворении энергетических нужд США. Однако до сих пор многие аспекты эффективной утилизации геотермальных ресурсов недостаточно ясны. Исследования ведутся по двум основным направлениям: геотермальные флюидные системы и петротермальная энергия «горячих сухих пород». В первом случае необходима эмпирическая информация о механизме конвекционного переноса тепла, сверхкритических растворах вблизи магматических очагов, геологическом контроле таких систем, химическом воздействии между породами и флюидом, происхождении флюидов и т. п. Важнейшие параметры основных флюидов геотермальных районов (Лонг-Велли, Валлес-кальдера, Йеллоустон, Солтон-Си) предполагаются на основе крайне упрощенных моделей. Весьма актуальным становится исследование глубины залегания, размеров и рельефа поверхности магматических очагов.

Завершено бурение научной скважины Солтон-Си в Калифорнии. Грабен Солтон-Си является переходом от зоны дивергенции Восточно-Тихоокеанского поднятия к трансформному разлому Сан-Андреас. Он частично заполнен наносами (от третичных до современных) дельты р. Колорадо. Извлекаемая электроэнергетическая мощность геотермального поля оценивается в 5800 МВт при сроке эксплуатации 30 лет. Первая полупромышленная энергетическая установка в этом поле

мощностью 16 МВт начала действовать в 1982 г., позднее построена станция мощностью 49 МВт. Несколько более мощных станций строятся или проектируются. Быстрое коммерческое развитие в этом направлении тормозится тем, что рассолы содержат до 28 % растворенных твердых веществ. В перспективе данный недостаток может быть превращен в достоинство, поскольку указанное поле рассолов — потенциально крупнейшее месторождение платины, а также способно на 30 % обеспечить потребности США в марганце и некоторых стратегических металлах. Исследование научной скважины Солтон-Си (глубина 3220 м, температура на забое 355 °С) показало, что рудные минералы осаждаются в пограничной зоне между пересыщенными и нормальными соляными растворами. Амфиболовые минералы-индикаторы свидетельствуют о более низких температурах формирования пород, чем ожидалось на основании предшествующих полевых и лабораторных данных. Такая корректировка пределов давления и температуры одной из важнейших фаций метаморфических пород использована в региональной геологии.

Континентальное научное бурение в США началось с реализации с 1970 г. проекта Лос-Аламосской национальной лаборатории Министерства энергетики по извлечению энергии слабопроницаемых «горячих сухих пород» на основе гидроциркуляционных систем с вертикальными трещинами гидроразрыва. Энергия «горячих сухих пород» — это скрытая энергия естественно залегающих сухих, но горячих, нерасплавленных пород земной коры. Такие породы не производят имеющие промышленно-экономическое значение природный пар или горячую воду, так как являются сухими. Чтобы извлечь тепловую энергию, в них необходимо закачивать воду. Участок бурения расположен в районе Фенон-Хилл, примерно в 30 км западнее Лос-Аламоса, на фланге молодого вулкана (0,13 млн лет) с кислым составом вулканитов в Валлес-кальдере, на пересечении тектонической зоны Хемес и рифта Рио-Гранде. Кровля кристаллического фундамента (1,3—1,7 млрд лет) находится на глубине около 700 м. В октябре 1977 г.

впервые в мире была введена демонстрационная гидроциркуляционная система из двух скважин глубиной около 3 км с искусственным коллектором, созданным путем гидроразрыва пород. Температура на забое скважин составила около 200 °С. Мощность термального потока достигла 5 МВт, часть тепла использовалась для выработки электроэнергии. Прокачиваемая через недра вода сохраняла кондицию питьевой, потери ее стабилизировались на уровне 8 %.

На второй стадии Лос-Аламосского проекта была создана еще одна гидроциркуляционная система на базе двух наклонных скважин глубиной около 4,5 км и температурой на забое около 320 °С. Предполагается, что в районе Фентон-Хилл из нескольких циркуляционных систем возможно создание ГеоТЭС мощностью 75 МВт с экономическими показателями, сопоставимыми с таковыми атомных электростанций.

Эволюция и динамика литосферы. Первостепенная проблема — строение и эволюция земной коры континентов и океанов. Только сверхглубокое научное бурение может дать фактический материал для проверки той или иной тектонической концепции, и в первую очередь теории тектоники литосферных плит.

Решению этих задач будет способствовать бурение планируемых научных сверхглубоких скважин: Аппалачской, Иллинойсской, Гавайской. Участок бурения Аппалачской скважины намечен на стыке границ штатов Джорджия, Северная Каролина и Теннесси. Глубина скважины более 10 км; цель бурения — зондирование.

Здесь в результате гипотетического столкновения Африканской и Северо-Американской плит около 270 млн лет назад предположительно сформировались крупнейший надвиг протерозойских кристаллических пород на нижнепалеозойские осадочные с амплитудой горизонтального перемещения более чем на 250 км. По сейсмическим данным подошва рассматриваемого надвига в ряде районов прослеживается на глубине 7—8 км. Долгосрочная цель проекта — превращение изучаемого района в Международную лабораторию для геолого-геофизических исследований орогенных поясов.

Бурение Иллинойсской научной скважины рекомендуется в районе сочленения рифтовых структур под центральной депрессией Иллинойсского бассейна. Бурением будет решен принципиальной важности вопрос о продолжении к югу от 38 параллели риолит-гранитного комплекса возрастом 1,5 млрд лет. Сверхглубокая скважина предположительно пройдет более 6 км в палеозойских осадочных породах и не менее 3 км в кристаллическом фундаменте.

Исключительное значение для науки имеет проектируемое вскрытие мантийного вещества Гавайской научной скважиной. Будут изучены петрологический характер и сейсмические особенности границы Мохоровичича, структурные неоднородности кровли мантии в пределах флексуры литосферы, природа «горячей точки», структурная эволюция Гавайской вулканической постройки, история обращения геомагнитного поля в течение плейстоцена. Бурение Гавайской скважины предполагается в два этапа — до глубины 5—6 км, затем до 12 км.

Эволюция осадочных бассейнов и углеводородные ресурсы. До сих пор нет ответа на многие вопросы, касающиеся формирования осадочных бассейнов: как образуются пластовые воды; как и почему они мигрируют; как формируются углеводороды, включая особенности их выделения из исходных форм органического вещества; что определяет и контролирует миграцию углеводородов; каковы масштабы влияния неоднородностей резервуара и особенностей их происхождения. Иностранные проблемы, может быть получены при бурении научной сверхглубокой скважины на Техасском побережье Мексиканского залива (графство Дебитт). Проектная глубина скважины 11—12 км. В процессе бурения будут исследованы: глубокозалегающие осадочные комплексы, включая нефтематеринские, и подстилающий их фундамент; механизм длительной циркуляции высокотемпературных и находящихся под давлением вод через мощный осадочный чехол, геохимия мощных осадочных и углеводородов в пластовых флюидах и углеводородов динамично развивающемся углеводородном бассейне. В конечном итоге будет выяснена история формирования крупного пассивного краевого бассейна, заполнения его осадками и «припаивания» преобразованных метаморфизмом толщ к обрушенному краю континента.

Проверка данных геофизических исследований земной коры. Применение новой сверхсложной геофизической техники позволяет обнаружить удивительно широкий спектр структур и геометрических взаимоотношений в верхней части земной коры континентов. Серьезные успехи достигнуты при использовании многоканальной записи отраженных волн на протяженных сейсмических профилях, а также методов электромагнитного зондирования. Однако в большинстве случаев не известна истинная природа сейсмических отражающих поверхностей или зон высокой электрической проводимости в толще кристаллических пород. Без эмпирических фактов, получаемых с помощью научного бурения, однозначная идентификация глубинных структур по данным геофизики невозможна.

Захоронение радиоактивных и ядовитых отходов. Современное промышленное развитие поставило перед науками о Земле в США задачу обеспечения безопасности долговременного на период в сотни — тысячи лет захоронения радиоактивных и ядовитых веществ. В таком аспекте научное бурение является предпосылкой выработки долговременной национальной стратегии захоронения опасных отходов. При решении данной задачи необходимо учитывать потенциальную опасность землетрясений и вулканизма, особенности происхождения и движения флюидов через земную кору, обмена тепла и массы между флюидами и породами, а также ряд других природных процессов.

Программа континентального научного бурения США координирует деятельность трех основных федеральных ведомств: Министерства энергетики, Национального Научного Фонда и Геологической службы Министерства внутренних дел. В 1984 г. эти организации подписали Межведомственное соглашение и создали Межведомственную координационную группу по континентальному научному бурению, которая в соответствии с Федеральным законом 1988 г. должна представлять ежегодный доклад Конгрессу. Интересы указанных ведомств в континентальном научном бурении проявляются в следующих направлениях:

Министерство энергетики — геонаучная деятельность в Управлении базовых энергетических наук, геотермальная энергетика, ископаемая энергия, ядерные отходы, военное применение, программы изучения окружающей среды и здоровья;

Национальный Научный Фонд — континентальная литосфера, океаническое бурение, поддержка базовых исследований в науках о Земле;

Геологическая служба США — программа глубинных континентальных исследований, опасности землетрясений и вулканической деятельности, минеральные и энергетические ресурсы, программы национального геологического и гидрогеологического картирования.

В 1984 г. создан университетский консорциум «Глубинные исследования и отбор проб в континентальной земной коре» — DOSECC, который координирует академическое участие в проектах, поддерживаемых Национальным Научным Фондом и выполняет некоторые управленческие функции.

Заинтересованность в континентальном научном бурении проявляют многие геологические службы штатов, промышленности, такие федеральные ведомства, как Управление военно-морских исследований Министерства обороны, Бюро шахт Министерства внутренних дел, Национальное агентство по исследованию космического пространства, Агентство защиты окружающей среды, Инженерный корпус армии и др.

Поскольку геология решает проблемы глобальной значимости, в качестве важнейшего направления предусматривается участие американских специалистов в иностранных проектах научного бурения. В 1985 г. специалисты Геологической службы США участвовали в совместных исследованиях по выбору участка бурения сверхглубокой скважины в ФРГ. Чикагский институт газа в 1986—1987 гг. в обмен на научную информацию внес 4,3 млн дол. в Шведский проект научного бу-

рения Сильянской кольцевой структуры.

В 1988 г. Национальный Научный Фонд США и Министерство по исследованию и технологии ФРГ заключили «Сотрудничество в научных исследованиях, направленных на лучшее понимание континентальной земной коры с помощью научного бурения».

В 1989 г. в соглашении о сотрудничестве в области базовых научных исследований СССР и США в качестве одной из областей определены науки о Земле. В соответствии с этим

группа специалистов университетов США выступила с инициативой проекта научного бурения на территории СССР, предусматривающего интернациональное (США, СССР, Япония) изучение мощных кайнозойских толщ во впадинах Байкальской рифтовой зоны. Важная цель этого проекта, дополняющего аналогичные исследования в Восточно-Африканской рифтовой зоне, — получение детальной информации о глобальных природных процессах.

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

© В. Д. Любалин, 1990

УДК 550.831.015.072(571.54/.55)

О природе региональных гравитационных аномалий Забайкалья и сопредельных районов

В. Д. ЛЮБАЛИН (Читагеология)

Исследования основывались на результатах моделирования гравитационного поля, проводимого нами в течение последних нескольких лет [4, 5, 6]. Изучение структуры поля с помощью

анализа Фурье выявило скрытую периодичность и в конечном счете различные спектральные классы и подклассы гравитационных аномалий (таблица).

Характеристика гравитационных аномалий

Профиль	Длина профиля, км	Длиннопериодная составляющая — региональная + трансрегиональная аномалия	Ширина аномалий, км		
			Короткопериодная составляющая		
			Порядок локальных аномалий		
			I	II	III
Забайкалье и сопредельные районы					
Соловьевск—Усть-Баргузин	690	172	86	49	—
Хапчеранга—Патом	1080	270	108	45—42	—
Менза—Тупик	900	225	110	65	30—24
Кадаа—Онохой	800	?	133	57	36
Ербогачен—Якутск	1230	215	102	63—45	31—24
Сагастыр—Алдан	1700	280	105—70	50—42	34
Амакинский—Пеледуй	1170	290	84	53—48	39—29
Другие регионы СССР					
III Международный ГСЗ	720	200	120—66	54—43	33—23
Таганрог—Могилев-Подольский	880	?	120—72	40	25—22
Черное море—Воронежский кристаллический массив	1010	220	110	55—44	—
Волгоград—Нахичевань	1570	?	85	63—45	—
Черное море—Каспийское море	960	275	95—78	65—41	—
Купянск—Липецк	1040	240	96	68—35	30—22
Темиртау—Куйбышев	910	260	130—65	52—43	30—27
Челкар—Волгоград	1430	227	113—75	50	30
Амрек—Сагыз	760	205	102—72	50—37	—
Свердловский ГСЗ	1500	?	95	55—48	27—23
Тайгояос—Алазея—пролив Дм. Лаптева		188	125—68	57—41	32—30

Анализ энергетических спектров, функции автокорреляции, а также критерия максимизации амплитуд короткопериодной составляющей поля силы тяжести и частотных характеристик различных фильтров показал, что локальные аномалии могут быть выделены фильтрацией наблюдаемых аномалий Буге ячейкой с радиусом 40 км и что среди них имеется шесть спектральных подклассов — от шестого порядка шириной 2—4 км до первого — 80—100 км. Региональные аномалии характеризуются шириной 200—300 км, трансрегиональные — около 1000 км. Первые представляют собой аномалии, осредненные с R_1 40 км на фоне осредненных с R_2 150 км (Δg_{R_1} — Δg_{R_2}), вторые — осредненные с радиусом R_2 150 км на фоне осредненных с R_3 480 км (Δg_{R_2} — Δg_{R_3}).

Общим принципом моделирования являлось последовательное сверху вниз «выметание» источников разномасштабных аномалий, а частными — принципы минимизации и компактности. В последнее время при моделировании источников локальных аномалий осуществлялось спектральное разложение поля на ЭВМ с помощью программы «Альфа-2М». Установлено, что существование различных спектральных классов аномалий обусловлено естественной стратификацией плотностных неоднородностей земной коры.

Источники локальных аномалий сосредоточены в верхней оболочке (до 10 км), региональных — в средней (10—18 км), трансрегиональных — в нижней оболочке земной коры (18—40 км) и в верхней мантии.

Пространственные координаты источников локальных аномалий находятся достаточно однозначно. Их природа вполне определена. Источники положительных аномалий — это блоки древних метаморфических фемических пород и ассоциирующих с ними магматических пород основного состава (σ 2,72 г/см³ и более), а отрицательных — блоки тектонически разуплотненных разновозрастных гранитов и гранитогайсов (2,52—2,47 г/см³) с объемной «пустотностью» до 4—5 %. Вертикальная мощность разнородных блоков достигает 7—8 км. Породный

фон верхней оболочки создают силикатные породы гранитного ряда со средней плотностью 2,62 г/см³; средняя скорость распространения упругих волн в ней 5,8 км/с.

Источники региональных аномалий имеют жестко определенные только географические координаты (Даурский минимум, Агинский максимум и др., рис. 1), которые с повышением детальности съемок остаются неизменными [5]. Глубина залегания источников региональных аномалий без привлечения дополнительных материалов неопределима. Как показало сопоставление с данными ГСЗ, корреляция региональных аномалий с геометрией внутрикоровых сейсмических горизонтов, а также с границей Мохо (коэффициенты корреляции менее 0,4) отсутствует. Денситометрические данные не позволяют поместить источники региональных аномалий и в верхнюю оболочку, поскольку плотности создающих породный фон гранитов и гранитогайсов в контурах региональных максимумов и минимумов близки — около 2,62 г/см³. С учетом положения в разрезе внутрикоровых сейсмических границ и тенденции в изменении скоростной характеристики земной коры — уменьшение степени ее гетерогенности и увеличение скорости вниз по разрезу — был сделан вывод, что наиболее вероятно источники региональных аномалий находятся в интервале глубин 10—18 км — в средней оболочке земной коры.

Как показали расчеты, объем объектов, вызывающих региональные аномалии, достигает сотен тысяч кубических километров, а $\Delta\sigma$ изменяется от +0,05 до —0,08 г/см³. Скорость распространения упругих волн в средней оболочке 6,4 км/с, плотность пород по эмпирической формуле ($\sigma = 0,2\bar{\sigma} + 1,45$ [5]) равна 2,73 г/см³. Петрографический состав средней оболочки и заключенных в ней плотностных неоднородностей неопределенный, и поэтому первоначально последние были названы зонами уплотнения и разуплотнения.

В Байкальской рифтовой зоне к зонам разуплотнения приурочены волноводы, мощный геоэлектрический горизонт пониженных сопротивлений и гипоцентры ряда землетрясений.

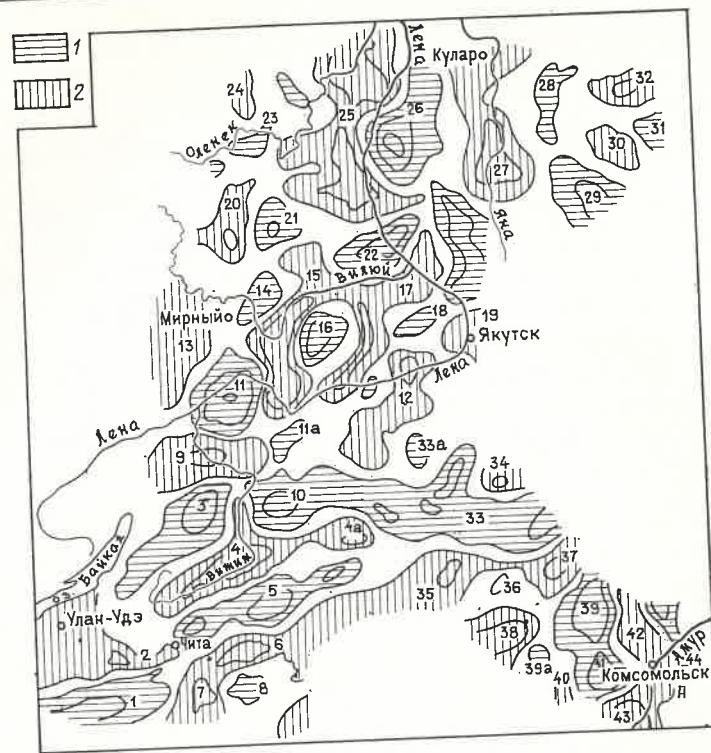


Рис. 1. Схема региональных аномалий:

региональные гравитационные минимумы (1) и максимумы (2): 1 — Даурский, 3 — Баунтовский, 5 — Верховье-Олекминский, 8 — Удино-Газимурский, 10 — Чара-Леприндинский, 11а — Усть-Жуйский, 11 — Нюя-Усть-Витимский, 14 — Нижнегигатинский, 16 — Верховье-Наманинский, 18 — Бес-Кюель-Дулгалахский, 21 — Усть-Моркоинский, 22 — Усть-Линдеинский, 23 — Силигир-Уджинский, 26 — Джорджан-Кюсюрский, 28 — Депутатский, 29 — Верховье-Адычанский, 31 — Верховье-Ожогинский, 33 — Верховье-Алдан-Сей-мдже-Тырганский (Становой), 33а — Куранахский, 36 — Верховье-Удский, 39 — Верховье-Буренинский, 39а — Верховье-Тухонский, 41 — Верховье-Амгунский (Баджалский), 2 — Хилокско-Селенгинский, 4 — Ама-лат-Витимский, 4а — Лопчанский, 6 — Шилка-Аргунский, 7 — Агинский, 9 — Бодайбинский, 12 — Кытылский, 13 — Чона-Хомакынский, 15 — Тюкян-Журицкий, 17 — Мар-Сангарский, 19 — Жатайский, 20 — Верховье-Ыгыатинский, 24 — Анабар-Куонам-Окинский, 25 — Молодо-Жиганский, 27 — Батагай-Омо-лоинский, 30 — Талайский, 32 — Урасалахский, 34 — Усть-Гонамский, 35 — Верховье-Амур-Гилуйский, 37 — Усть-Чогарский, 38 — Усть-Альдиканский, 40 — Сагданский, 42 — Эворон-Комсомольский, 43 — Вандаинский, 44 — Верховье-Лимурицкий

Прежде чем перейти к выяснению природы плотностных неоднородностей средней оболочки кратко охарактеризуем источники трансрегиональных аномалий. Как уже указывалось, они расположены в нижней оболочке земной коры ($v=6,7$ км/с, $\sigma=2,8$ г/см³) и в верхней мантии. При расчете гравитационного эффекта мантии для нормальной (8,1—8,2 км/с) и пониженной (7,9 км/с) скорости плотность, как это следует из приведенной формулы, принималась равной соответственно 3,07—3,09 и 3,03 г/см³. Расчеты показали, что в пределах Забайкалья нижняя оболочка почти на всю ее мощность низкоплотная ($\Delta\sigma$ до $-0,07$ г/см³).

Для решения вопроса о природе зон уплотнения и разуплотнения средней оболочки учитывались особенности их взаимного расположения, причем для

расшифровки их предварительно исследовались закономерности взаимного расположения плотностных неоднородностей верхней оболочки. Уже при изучении соотношений маскирующих и слабогравитирующих элементов с аномалиеобразующими объектами и аномалиеобразующих объектов разного порядка друг с другом был сделан вывод о тектонической расслоенности верхней оболочки. Причем максимальная расслоенность проявляется в самых верхних частях земной коры (до 1 км).

Специальное исследование дугообразных складчато-дизъюнктивных структур, огибающих древние блоки фемического состава, показало, что формирование их было длительным и, по-видимому, обусловлено пульсацией динамической обстановки в окрестностях древних блоков за счет их вибрации

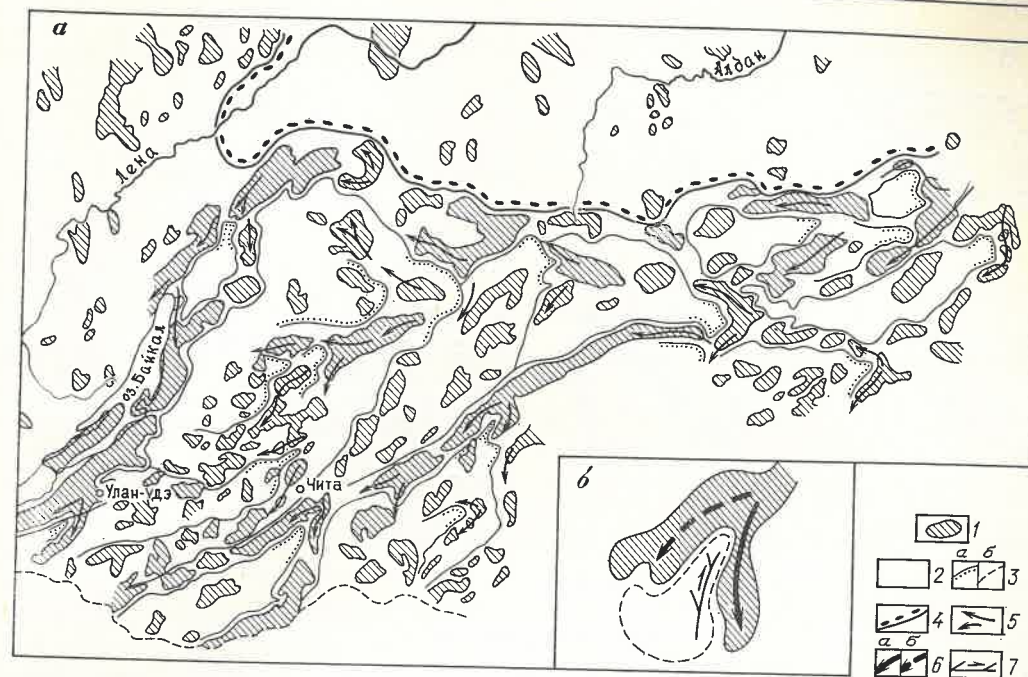


Рис. 2. Геолого-плотностный срез на глубине 2 км с элементами палеодинамики (а) и схема взаимодействия разнородных блоков коры в докембрии (б): 1 — метаморфические породы фемического состава, габброиды и диориты (2,72 г/см³ и более); 2 — сиалические породы гранитного ряда нормальной (2,62 г/см³) и пониженной (2,52—2,47 г/см³) плотности; 3 — расклинивающие мегаядра смешанного

состава (а) и гранитогнейсовые (б); 4 — южное ограничение Якутского мегаядра смешанного состава; 5 — направление перемещения блоков фемических пород в докембрии; 6 — основная (а) и побочная (б) ветви разрывно-глыбового течения в докембрии; 7 — разлом, односистемные сколы и направление сдвига

[7, 8]. В пределах многих дугообразных структур развиты ограниченные по простиранию сдвиги в двух или даже трех взаимно перпендикулярных направлениях, т. е. наблюдаются признаки объемных деформаций [7]. По характерному структурному рисунку разломов и оперяющих трещин стали выделяться право- или левосторонние сдвиги [7, 9]. Например, дугообразная структура, огибающая Индолинский древний блок, представляет собой левосторонний сдвиг, который маркируется зоной мигматизации в фундаменте, палеожелобом, выполненным базальными конгломератами, ленточным рудным телом в кровле этих конгломератов, полосой размагниченных базальтов и т. д.

Осмысливание этих и подобных материалов позволило сделать вывод, что формирование сдвигов происходит путем вязкого сдвига (см. рис. 3, б, I) в процессе разрывно-глыбового течения земной коры — направленного, с вибрацией перемещения древних фемических блоков относительно вмещающего

гранитогнейсового субстрата [2, 9]. Следующая стадия деформации — возвратный сдвиг (см. рис. 3, б, II) [1]. Благодаря соответствию структурного рисунка вязкого сдвига кинематической картине сдвига, сопряженного с односистемными сколами, оказалось возможным по направлению сдвига определять направление бокового давления, т. е. направление перемещения древних фемических блоков. Реализация этого положения позволила осуществить динамико-кинематическую интерпретацию геолого-плотностных срезов путем определения направления перемещения древних фемических блоков и ориентировки их разветвления (рис. 2, б).

На геолого-плотностном срезе на глубине 2 км отчетливо фиксируется система ветвящихся зеленокаменных поясов, обтекающих гранитогнейсовые ядра (для упрощения разуплотненные части в их пределах не показаны) и образующих структуры «конус в конус». Структурные картины расклинивания — обтекания ориентированы с

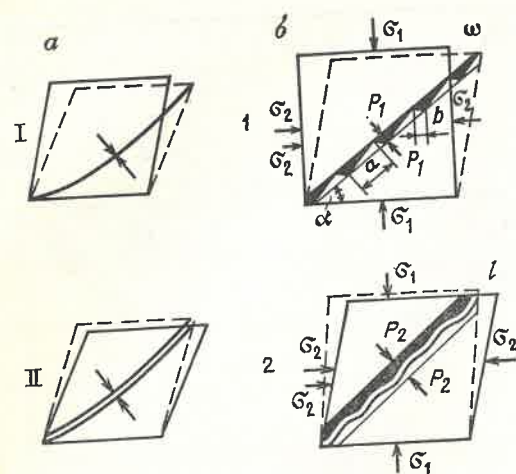


Рис. 3. Схема разуплотнения сиалических мегакристов (а) и модель развития возвратного сдвига (б): I — этап скалывания — докембрий; II — этап расклинивания сколов — фанерозой; 1 — стадия односистемного скалывания по механизму вязкого среза; 2 — стадия собственно возвратного сдвига; сплошной и пунктирный контуры — элементарная ячейка соответственно в начале и конце стадии деформации; σ_1 , σ_2 — главные напряжения ($\sigma_2 > \sigma_1$); σ'_2 — вибрационные напряжения; элементы деформации: а — площадка действия максимальных касательных напряжений, б — площадка трансляции, в — макронапряжений, г — площадка среза, P_1 , P_2 — нормальные скопические плоскости среза, τ — напряжения, действующие в плоскости среза, θ — трещина

востока на запад (см. рис. 2, а). Расклинивающие («жесткие») ядра главным образом смешанного состава площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров, как показала палеодинамическая реконструкция, формировались в докембрии.

На геолого-плотностных срезах до 1000 м отмечаются более сложные соотношения фемических и сиалических элементов земной коры. Среди структур расклинивания — обтекания преобладают ориентированные с запада на восток. В отличие от описанных выше они формировались в фанерозое. Фанерозойские расклинивающие ядра имеют сиалический состав, их площадь — первые десятки до сотен квадратных километров [3].

В соответствии с приведенными данными высказывается предположение, что разуплотнение в верхней оболочке происходило по механизму возвратного сдвига и может рассматриваться в основе своей как двухактный процесс. На первом этапе, в докембрии, в результате разрывно-глыбового течения формировались «жесткие» гранитогнейсовые ядра, прогрессирующее сжатие которых привело к обра-

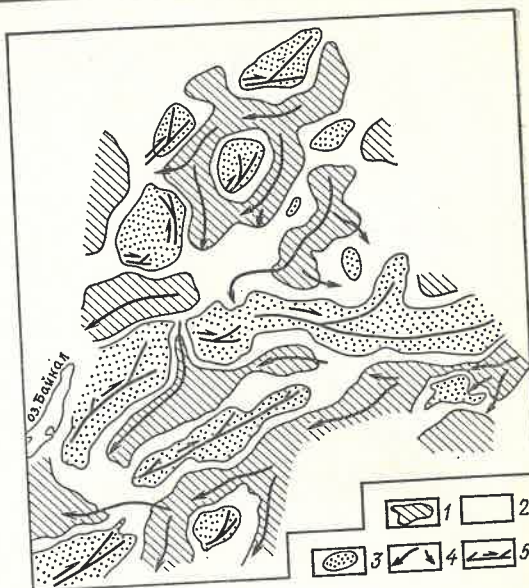


Рис. 4. Геолого-плотностной срез на глубине 12 км с элементами палеодинамики: 1 — фемического состава (до 2,78 г/см³), 2 — породы сиалического состава (2,73 г/см³), 3 — сиалического состава, частично разуплотненные (2,68–2,65 г/см³); 4 — предполагаемое направление перемещения мегаблоков фемического состава относительно сиалического субстрата в докембрии; 5 — докембрийские односистемные сколы

зованию в их пределах глубокопроникающих зон скалывания (рис. 3, а, I). Вертикальная мощность этих зон определялась вертикальной мощностью соседних фемических блоков, т. е. достигала 6–8 км. Судя по структурному рисунку сколов, большинство их образовалось при правостороннем сдвиге, т. е. в обстановке вращения гранитогнейсовых ядер против часовой стрелки.

На втором этапе, в фанерозое, благодаря изменению направления результирующего вектора разрывно-глыбового течения, которое отождествляется с направлением стресса, началось снятие напряжений в гранитогнейсовых ядрах, их вращение по часовой стрелке, что сопровождалось трансформацией докембрийских сколов в трещины отрыва (см. рис. 3, а, II)*.

Своего максимума (но не предела) разуплотнение в Забайкалье достигло в позднемезозойскую эпоху тектономагматической активизации, когда на-

* Одна из возможных причин изменения направления стресса — это коренная перестройка ротационного режима, в частности, изменение знака углового ускорения на рубеже докембрий-фанерозой.

чалась активизация наиболее крупных докембрийских линейментов.

Динамико-кинематическая интерпретация геолого-плотностных срезов средней оболочки, в частности на глубине 12 км (рис. 4), показала, что во взаимодействии плотностные неоднородности средней оболочки обнаруживают сходство с плотностными неоднородностями верхней оболочки.

Это позволяет считать сходной и геологическую природу рассматриваемых неоднородностей. В соответствии с этим плотностные неоднородности средней оболочки являются крупнейшими элементами раннедокембрийской структуры — мегаблоками фемического и мегакристов сиалического состава. Последние местами в той или иной степени тектонически разуплотнены, объемная «пустотность» достигает 2–2,5%.

Повышенные значения плотности пород, средней по сравнению с плотностями пород верхней оболочки (соответственно 2,73 и 2,62 г/см³), объясняются, скорее всего, РТ-условиями на глубинах 10–18 км.

Региональные аномалии имеют устойчивую спектральную характеристику на территории СССР (см. таблицу) и, по-видимому, в континентальной земной коре планеты. Это является предпосылкой осуществления экспериментальной проверки предложенной интерпретации региональных гравитационных аномалий в ходе реализации программы сверхглубокого бурения в нашей стране и за рубежом.

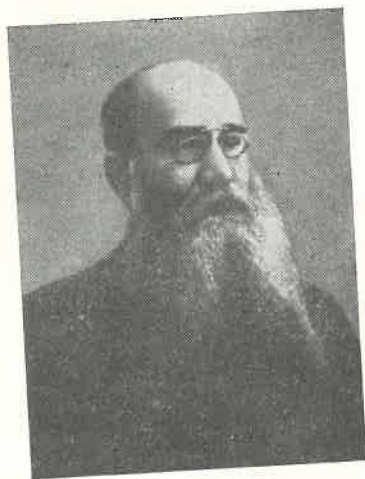
Анализ гравиметрических материалов по Фенноскандии и прилегающим районам показал, что Кольская сверх-

глубокая скважина расположена к юго-востоку от регионального максимума Инари, в области, характеризующейся значениями региональных аномалий, близкими к нулю.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдюк Б. В., Шрайнер Л. А., Лагин Л. И. Исследование деформационных свойств горных пород Волго-Уральской нефтегазоносной области // Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений. М., 1964.
2. Давиденков Н. Н. Динамические испытания материалов. — М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
3. Любалин В. Д. Некоторые следствия применения принципа симметрии Кюри при исследовании структуры земной коры Забайкалья // Докл. АН СССР. Т. 274. № 1. 1984. С. 149–153.
4. Любалин В. Д. Моделирование гравитационного поля как основа для изучения структуры земной коры и особенностей ее эволюции // Тез. докладов Всесоюзной конференции. Иркутск—Чита, 1987. С. 83–85.
5. Любалин В. Д., Беломестнов С. И. Плотностная модель земной коры Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1984. № 5. С. 63–75.
6. Любалин В. Д., Беломестнов С. И. О природе локальных гравитационных аномалий в зоне Даурского регионального минимума силы тяжести (Забайкалья) // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 75–80.
7. Любалин В. Д., Свирская Н. М. Динамическая обстановка формирования одного из месторождений Забайкалья // Сов. геология. 1982. № 1. С. 113–123.
8. О роли складчатых дислокаций в формировании структуры Байкальской впадины (Восточное Забайкалье) // В. Г. Хомич, М. Ю. Цыденов, В. Д. Любалин, Ю. И. Симонов // Геотектоника. 1972. № 4. С. 109–114.
9. Ставрогин А. Н., Протосеня А. Г. Пластичность горных пород. — М.: Недра, 1979.

Принята редколлегией 26 декабря 1988 г.



Одним из основоположников отечественной гидрогеологии по праву считается Сергей Николаевич Никитин (1851—1909), внесший существенный вклад в теорию и практику гидрогеологии, в становление и развитие ее как самостоятельной отрасли знаний. Впрочем, не только в гидрогеологию. С. Н. Никитин принадлежал к тому редкому типу ученых-энциклопедистов, которые оставили заметный след в ряде наук. Палеонтология и стратиграфия, четвертичные отложения и палеогеография, гипсометрия и геоморфология, гидрология и география — вот далеко неполный перечень областей науки, в которых он успешно работал. Своей многогранной деятельностью С. Н. Никитин как бы опровергал известный девиз любого ученого: «знать все о чем-либо одном и кое-что о прочем». Кроме того, он был талантливым организатором научных исследований и умелым администратором. Последние двадцать лет жизни он посвятил гидрогеологии и изучению водных ресурсов страны.

С. Н. Никитин родился 23 января 1851 г. в Москве. По окончании в 1867 г. с золотой медалью гимназии поступил на естественное отделение физико-математического факультета Московского университета. Выбор был неслучаен. Еще в гимназические годы он увлекался ботаникой и геологией и в каникулярное время участвовал в качестве коллектора в геологических исследованиях под Москвой, возглавляемых Г. Е. Щуровским. В университете С. Н. Никитин больше интересовался ботаникой, чем геологией, что, по его мнению, объяснялось недостаточно высоким уровнем преподавания последней. За первую научную работу, посвященную флоре Новой Земли, ему было присвоено ученое звание кандидата естественных наук.

После окончания университета С. Н. Никитин назначается учителем географии в одну из московских гимназий. Однако это не могло удовлетворить деятельную натуру Сергея Ни-

колаевича. Поэтому наряду с преподаванием он по собственной инициативе и на собственные средства проводит самостоятельные геологические исследования в средней полосе России, которые были высоко оценены научной общественностью. В 1879 г. он успешно защищает монографию об аммонитах и удостоивается ученой степени магистра геологии и палеонтологии. Вскоре ему предлагают включиться в работы по составлению геологической карты страны. Следует отметить, что в этих работах принимали участие все ведущие геологи России и привлечение к ним молодого ученого говорило о его высоком научном авторитете.

В 1882 г. С. Н. Никитин проходит по конкурсу на должность старшего геолога Геологического комитета, созданного для систематического изучения геологии и составления геологической карты России. В начале своей деятельности в Геолкоме основное внимание он уделял исследованиям в центральной части страны. Вскоре он назначается руководителем работ по составлению 57-го листа геологической карты. С 1884 г. начинаются вести фундаментальные исследования по гидрогеологии, составившие целую эпоху в истории региональной гидрогеологии России [2]. В результате были установлены контуры и получены основные характеристики Подмосковной артезианской бассейна, выявлены ковные артезианского бассейна, выявлены площади питания и водообилие водоносных толщ, определен химический состав вод. Результаты исследований нашли отражение в монографии С. Н. Никитина «Каменноугольные отложения Подмосковского края и артезианские воды под Москвой», которая вышла в свет в 1890 г. Это было первое региональное гидрогеологическое обобщение, имеющее большое практическое значение для водоснабжения Московского промышленного района.

По инициативе С. Н. Никитина Геологический комитет организовал сбор материалов по буровым на воду скважинам и глубоким колодцам. Сам же С. Н. Никитин в процессе съемки для 57-го листа карты собрал и обобщил данные по 175 скважинам. С 1890 г. он стал вести каталожный учет скважин, число которых к 1908 г. превысило три тысячи. В 1893 г. Комитет по инициативе и при не посредственном участии С. Н. Никитина издал «Программу собирания сведений об артезианских колодцах», что имело большое значение для унификации сбора необходимых данных. В целях систематизации этих сведений, С. Н. Никитин подготовил «Указатель сведений по буровым на воду скважинам в литературе по буровым на воду скважинам в России», который был опубликован в 1911 г. Указатель, ставший настольной книгой каждого гидрогеолога и получивший широкое признание, был переиздан в 1924 г. под фамилией автора первого издания — С. Н. Никитина.

С момента организации Геолкома и до 1897 г. С. Н. Никитин на общественных нача-

лах заведовал библиотекой. Благодаря ему она стала лучшим собранием геологических книг в стране. Он основал геологическую библиографию. Под его редакцией с 1885 г. начали выходить ежегодные указатели «Русская геологическая библиотека», которые содержали краткие рефераты на русском и французском языках всех работ по геологии, минералогии и палеонтологии России, изданных как в самой стране, так и за ее пределами. Позднее в указатели стали включаться и публикации по гидрогеологии. Кроме того, С. Н. Никитин подготовил и опубликовал в ежегоднике Русского географического общества многочисленные обзоры по геологии страны и общей геологии. За эту деятельность в 1894 г. ему была присуждена высшая награда Географического общества — Константиновская золотая медаль.

Большую роль в развитии отечественной гидрогеологии сыграла составленная С. Н. Никитиным в 1893 г. Общая инструкция для гидрогеологических исследований. Это было первое в нашей стране методическое пособие по гидрогеологической, а точнее, по комплексной геолого-гидрогеологической съемке. Основные положения инструкции сохранили свое значение и в настоящее время [1].

Понимая, какое большое значение для обобщения данных имеют карты, С. Н. Никитин уже в этой инструкции разработал основы гидрогеологического картирования. Он предложил свою классификацию пород по степени водонепроницаемости, увязав ее с влажностью пород и характером залегания подземных вод. Классификация легла в основу ряда существующих ныне классификаций подземных вод по условиям их залегания. Принципы же гидрогеологического картирования были в дальнейшем углублены в результате работ советских ученых и применяются и сейчас.

По роду службы С. Н. Никитину приходилось давать многочисленные заключения о возможности использования подземных вод. Подробные, тщательно обоснованные заключения, по сути, представляли собой законченные гидрогеологические очерки по ряду регионов. В качестве примера можно привести «Гидрологический очерк Кирсановского уезда Тамбовской губернии», опубликованный в 1891 г.

В начале 90-х годов XIX в. С. Н. Никитин возглавил гидрогеологические отделы двух крупных экспедиций Министерства земледелия и государственных имуществ — «По орошению юга России» и «По изучению истоков рек Европейской России». Он впервые высказал мнение о возможности использования подземных вод для орошения, а также отметил, что необходимы совместные исследования поверхностных и подземных вод, особенно в регионах с дефицитом воды. Дал конкретные рекомендации по использованию артезианских вод с учетом литологической неоднородности водоносных горизонтов, отсутствия выдержанных водоупоров и т. д.

Существенный вклад в изучение водных ресурсов страны С. Н. Никитин внес в период работы экспедиции по исследованию истоков главнейших рек европейской части России. Это была первая в нашей стране комплексная экспедиция по всестороннему изучению

условий питания верховьев среднерусских рек, исследованию степени оскудения источников питания рек и причин, их вызывающих, определению мероприятий для поддержания уровня общей водоносности территории. Под его руководством проводились картографические, гипсометрические, геологические, почвенные, гидрогеологические работы. Впервые в этом регионе были начаты стационарные наблюдения за уровнем подземных вод, дебитом источников и т. п.

Полевые работы экспедиции продолжались семь лет. Материалы исследований опубликованы в 63 выпусках (1895—1908 гг.). С. Н. Никитину принадлежит основная роль в обобщении полученных результатов. Экспедиция сыграла большую роль в развитии гидрогеологии, оформлении ее в самостоятельную область знаний. Были изучены условия питания подземных вод верхних водоносных горизонтов, установлена их взаимосвязь с поверхностными водами. С. Н. Никитин выделил основные особенности гидрохимической зональности артезианских вод: повышение минерализации с глубиной, смена гидрокарбонатных вод сульфатными и хлоридными, влияние соленых отложений на зональность. В книге «Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине» он впервые дал определение гидрогеологии как науки «о подземных водах, их происхождении, условиях залегания и распределения в недрах земных, их движения и выхода на поверхность в виде источников». Он писал: «...современная гидрология доказывает, что поверхностным стоком... выносятся в море только одна часть осадков, падающих на поверхность суши, другая часть поглощается почвой и подпочвой, чтобы снова частью выйти наружу в виде ключей и источников, частью, повинувшись законам тяжести, дойти подземным путем до того же моря. Эта вторая ветвь круговорота воды имеет особенно важное значение во многих отраслях знания и практической деятельности; законы ее столь сложны и отличаются такой своеобразностью от остальных частей гидрологии, что она выделяется под именем гидрогеологии в специальную отрасль знаний» [3, с. 9].

Через 80 лет после издания этой книги постоянной комиссией СЭВ по стандартизации был утвержден терминологический гидрогеологический стандарт [6]. В нем гидрогеология трактуется как «наука о подземных водах, об их происхождении, условиях залегания, законах движения, режиме, физических и химических свойствах, взаимодействии с горными породами, связи с атмосферными и поверхностными водами, их хозяйственном значении». Содержание термина «грунтовая вода» С. Н. Никитин определял следующим образом: «грунтовой или подпочвенной водой мы называем воду от первого от поверхности водоносного горизонта, расположенного в подпочве или в более глубоких коренных породах на первом от поверхности водонепроницаемом слое». А вот как трактует это понятие стандарт СЭВ: «Грунтовые воды — подземные воды первого от поверхности земли постоянно существующего водоносного пласта, расположенного на первом от поверхности водоупоре». Нет надобности говорить, какое

важное значение в становлении науки имеет правильное определение ее основных, краеугольных понятий. Фундаментальность определений С. Н. Никитина не нуждается в комментариях.

В 1902 г. С. Н. Никитин был избран членом-корреспондентом Академии наук, что стало еще одним свидетельством его высокого научного авторитета.

Еще в период работы экспедиции по исследованию верховьев рек С. Н. Никитин и его коллеги пришли к выводу о необходимости создания в стране постоянно действующего гидрологического учреждения. Сергей Николаевич принял самое деятельное участие в составлении доклада, в котором обосновывалась необходимость создания такой организации, были намечены ее задачи и программа деятельности [5]. К сожалению, полностью эти предложения реализовать не удалось. В 1903 г. при Министерстве земледелия и государственных имуществ в качестве совещательного органа был учрежден Гидрологический комитет. В его состав вошли представители Академии наук и ряда ведомств, связанных по роду своей деятельности с использованием водных ресурсов. Основной задачей Комитета являлась разработка мероприятий по сбережению, умножению и упорядочению использования водных ресурсов страны, а также подготовка общего водного закона. Помимо этого он давал заключения по крупным проектам, связанным с использованием как поверхностных, так и подземных вод. В силу ряда причин в первые годы деятельность Комитета вызвала справедливые нарекания со стороны научной общественности. В начале 1907 г. председателем Комитета назначается С. Н. Никитин, вместо подавшего в отставку М. Н. Герсевича.

Анализируя работу этого учреждения за весь период его существования (1903—1918 гг.), следует отметить, что те два с небольшим года, когда его возглавлял С. Н. Никитин, действительно были «золотыми». Прежде всего Сергей Николаевич разработал проект нового положения о Гидрологическом комитете, согласно которому он должен был стать самостоятельным коллегиальным учреждением, объединяющим и направляющим водное дело в России.

Проект был одобрен ведущими учеными страны. В качестве пояснения к нему С. Н. Никитин опубликовал статью [4], в которой под-

робно сформулировал задачи, решаемые Комитетом в части научных гидрологических исследований: характеристика проточных и стоячих вод и оценка их запасов (естественных и искусственных), гидрогеологическое описание бассейнов, включая орографию, гипсометрию, геологию, состояние грунтовых и более глубоких водоносных горизонтов, ключей, источников, проведение стационарных наблюдений за режимом поверхностных и подземных вод и многое другое. Все это позволяло поводить развитие водного хозяйства страны, ставить задачи по использованию и охране вод на прочную основу. Данная программа чрезвычайно актуальна, поскольку и сейчас в нашей стране нет учреждения, которое возглавляло бы работы по изучению и использованию водных ресурсов. Кроме программных вопросов С. Н. Никитину приходилось решать и конкретные проблемы. Так, его рекомендации, основанные на детальном исследовании артезианских вод Московского района, позволили улучшить водоснабжение города. Он дал заключение о возможности водоснабжения Киева за счет подземных вод и ряд других.

Сергей Николаевич Никитин оставил яркий след в отечественной гидрогеологии. Память об этом талантливом труженике чтит не одно поколение гидрогеологов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Сергей Николаевич Никитин. — Л.: Наука, 1982.
2. Гордеев Д. И. Основные этапы истории отечественной гидрогеологии // Тр. лаборатории гидрогеологических проблем. М., 1954. Т. VII.
3. Никитин С. Н. Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине. — Спб., 1900.
4. Никитин С. Н. Об использовании водоносности России и разработке научных, технических и юридических вопросов, касающихся сохранения, упорядочения и умножения водных запасов страны // Водное дело. 1909. № 2. С. 35—53.
5. Об охране водных богатств. — Спб., 1898.
6. СТ СЭВ 2085—80 Водное хозяйство. Гидрогеология. Основные термины и определения. — М.: Изд-во стандартов, 1980.

И. Е. Куксин (ЦНИИ комплексного использования водных ресурсов)

75-летие Виктора Андреевича Ярмолюка



В марте 1990 г. Виктор Андреевич — член редакционной коллегии нашего журнала — вступил в четвертое двадцатипятилетие своей жизни, насыщенной событиями, нашедшими свое место в истории отечественной и зарубежной геологии.

Коренной дальневосточник, уроженец села Суражевка Амурской области В. А. Ярмолук, еще будучи учащимся Владивостокского геологоразведочного техникума, провел в 1931 г. на Сахалине свои первые геологические маршруты, позже они охватили практически весь земной шар. И каждый пункт путешествий В. А. Ярмолюка отмечен в его полевых геологических дневниках и записных книжках; их у него скопилось несколько сотен. На его личном «счетчике» зафиксировано 185 тыс. км — такова суммарная длина геологических маршрутов Виктора Андреевича.

В тридцатые годы В. А. Ярмолук изучает на Дальнем Востоке геологическое строение бассейнов Селемджи, Тырмы, Май и других притоков Амура. Здесь начинается его геологическая карьера — старший коллектор, прораб, начальник поисковых и геологосъемочных партий. Пытливый геолог и прирожденный исследователь, он собирает уникальный материал, впоследствии опубликованный и легший в основу его кандидатской диссертации. Необычное явление: степень кандидата геолого-минералогических наук была присуждена специалисту всего лишь со среднетехническим образованием.

Всесоюзная известность пришла к Виктору Андреевичу в 1940 г., когда в маршруте им были отобраны образцы неизвестной руды с чрезвычайно высоким содержанием олова — в те годы одного из самых дефицитных для нашей промышленности металлов. Это привело к открытию Хрустальненского промышленного месторождения олова. Созданное на его базе горнодобывающее предприятие начало выдавать столь нужный фронту металл уже с самого начала Великой Отечественной войны. Хрустальненский горно-обогатительный комбинат успешно работает до настоящего време-

ни. В годы войны В. А. Ярмолук участвует в геологопоисковых работах в наиболее труднодоступных районах — горных хребтах Ям-Алиня (1942—1943) и Сихотэ-Алиня (1944—1949). Задача оставалась прежней: выявление месторождений дефицитных металлов, промышленное освоение которых можно было бы наладить в предельно короткий срок. Результаты исследований, произведенных им в те годы, не утратили значения и сейчас.

Всю жизнь Виктор Андреевич сохраняет привязанность к Камчатке, где проработал в должности начальника и главного геолога экспедиции с 1950 по 1954 гг. Как вспоминают его коллеги, он был совершенно «нестандартным» начальником: чуждый кабинетной работе, В. А. Ярмолук очень мало времени проводил в конторе. Уже в 1951 г. он организовал группу из трех геологосъемочных партий, став фактически ее и руководителем и основным исполнителем. В конце каждого месяца он прилетал с полевых работ в г. Петропавловск-Камчатский на созданную им же в 1950 г. базу экспедиции для приемки отчетов и координации работ других поисковых и съемочных партий, что прямо-таки не типично для нашей геологической службы.

Камчатка в те годы была сплошным «белым пятном» на геологической карте, и В. А. Ярмолук стал одним из ее первопроходцев. Он исходил вдоль и поперек Срединный Камчатский хребет и Корякское нагорье, Валагинский хребет и Ганальские востряки, долины рек Камчатки, Авачи, Быстрой, Пахахи и др., поднимался на склоны многочисленных вулканов. По результатам этих маршрутов были открыты месторождения цветных, редких и благородных металлов, химического сырья, нерудных полезных ископаемых. Тогдашние молодые специалисты вспоминают о Викторе Андреевиче начала пятидесятых годов как о чрезвычайно благожелательном к ним старшем товарище, наставнике и друге, непререкаемом авторитете в знании геологии региона, но одновременно терпимо и уважительно относящемся к другим мнениям.

С 1956 г. В. А. Ярмолук в течение 10 лет руководил Дальневосточным геологическим управлением. Именно в эти годы в Хабаровском крае и в Амурской области были выявлены крупные месторождения олова, золота, каменных углей, других полезных ископаемых. За открытие и форсированную разведку Комсомольской группы оловянных месторождений ему в числе восьми первооткрывателей была присуждена в 1965 г. Ленинская премия. Труд его отмечен и другими государственными наградами.

Кипучая энергия В. А. Ярмолюка как руководителя была неиссякаемой. Он создает новые партии и экспедиции в Хабаровском крае и Амурской области, организует городской геологический музей, пользующийся широкой известностью, редактирует сборник «Геология и полезные ископаемые Приамурья», ведет занятия с молодыми специалистами, оказывает содействие в организации новых научных геологических центров, деятельно участвует как депутат в работе городского Совета и как член крайкома КПСС — в работе Хабаровской краевой партийной организации, часто ездит по Сибири, Северо-Востоку СССР и Приморью, бывает на Камчатке и Сахалине, имеет обширную переписку с геологами.

В эти годы В. А. Ярмолук принимает актив-

Памяти Лазаря Иосифовича Салопы

17 января 1990 г. на 77-м году жизни скоропостижно скончался доктор геолого-минералогических наук профессор Лазарь Иосифович Салоп — выдающийся ученый, один из крупнейших знатоков геологии докембрия, снискавший в этой области мировую известность. Ушел из жизни ярко одаренный и неутомимый исследователь, человек энциклопедических знаний, вызывавший у всех, кому довелось общаться с ним, чувство глубокого уважения.

Лазарь Иосифович Салоп родился 26 сентября 1913 г. в г. Гомеле в семье служащих. В 1920 г. семья переехала в г. Ленинград и с этого времени жизнь его связана с городом на Неве. Трудовую деятельность он начал 17-летним юношей, работая коллектором, а позже прорабом во ВНИГРИ и принимая участие в геологических исследованиях на Урале, Дальнем Востоке, в Большеземельской тундре.

В 1938 г. Л. И. Салоп с отличием закончил Ленинградский университет и был оставлен в аспирантуре при кафедре общей геологии. Уже в студенческие годы им написана первая научная работа по архейским образованиям Карелии, а позже подготовлена кандидатская диссертация, защитить которую помешала война.

С первых дней Великой Отечественной войны по октябрь 1945 г. Л. И. Салоп находился в рядах действующей Советской Армии, начав службу командиром взвода и закончив ее начальником штаба стрелкового полка. Он участвовал в обороне Ораниенбаумского плацдарма, в освобождении Румынии, Австрии и Венгрии, за что был удостоен ряда боевых наград. На фронте, в 1942 г., вступил в ряды КПСС.

С 1945 г. Л. И. Салоп работает во ВСЕГЕИ. Уже в 40-е годы в полной мере проявился его талант исследователя. Круг его научных интересов быстро расширялся. В 1946 г. он защитил кандидатскую диссертацию по стратиграфии древних толщ Западного Забайкалья; в 1954 г. вышла в свет монография «Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны».

Особое место в исследованиях Лазаря Иосифовича занимает капитальная двухтомная монография «Геология Байкальской горной области» (1964, 1967), которая явилась его докторской диссертацией, защищенной в 1964 г. В ней на основе многолетних личных работ и обобщения огромного фактического материала других ученых были по-новому освещены вопросы стратиграфии, магматизма, тектонической структуры и истории геологического развития региона, а также рассмотрены неразвитые геотектонические аспекты геологии. При подготовке монографии для этой территории были составлены геологические карты масштаба 1:500 000 и 1:1 500 000. Этот оригинальный труд до сих пор не потерял своего научного и практического значения.

Обладея глубокими и разносторонними знаниями, целеустремленностью, настойчивостью и большой работоспособностью, Л. И. Салоп осуществил ряд крупных обобщений по стратиграфии и истории геологического развития территории СССР в докембрий, по докембрийским образованиям континентов Северного полушария и Африки, по выяснению основных закономерностей развития Земли на ранних



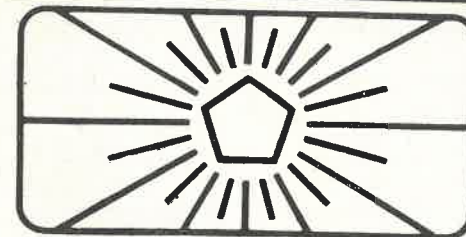
этапах ее геологической истории, рассмотрел принципы расчленения и синхронизации докембрийских отложений и разработал оригинальные основы общей стратиграфической шкалы докембрия. Результаты этих исследований докладывались на XXII, XXIII, XXIV и XXVII сессии Международного геологического конгресса и изложены в многочисленных публикациях. Особо следует отметить три крупные монографии — «Общая стратиграфическая шкала докембрия (периодизация докембрия материков Северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции)» (1973), «Корреляция и периодизация докембрия южных материков. Докембрий Африки» (1977) и «Геологическое развитие Земли в докембрии» (1982). Первая и третья из этих монографий были изданы на английском языке и получили широкую мировую известность. Л. И. Салоп — автор около 160 опубликованных научных работ, из которых более 20 изданы за рубежом.

Большое внимание Лазарь Иосифович Салоп уделял подготовке научных кадров и повышению научно-методического уровня исследований по докембрию. По его инициативе в январе 1964 г. во ВСЕГЕИ был создан сектор (ныне отдел) геологии докембрия, которым он бессменно руководил до конца 1987 г. На протяжении 12 лет Л. И. Салоп читал впервые разработанный им курс лекций по стратиграфии докембрия для студентов старших курсов геологического факультета Ленинградского государственного университета.

Дважды он командировался в Корею для оказания научно-методической помощи в изучении докембрия корейским и работавшим там в это время советским геологам. Помощь эта получила весьма высокую оценку. Светлая память о Лазаре Иосифовиче, выдающемся геологе, ученом-новаторе, принципиальном и мудром человеке навсегда останется в сердцах его коллег, последователей и учеников.

М. Д. Пельменев, А. И. Кривцов,
Н. В. Межеловский, А. Д. Щеглов,
В. К. Путинцев, В. И. Терентьев,
Д. В. Рундквист, В. К. Головёнок,
А. И. Жамойда, Л. И. Красный

Если Вы используете



АНАЛИЗАТОРЫ СПЕКТРОВ

СК4-72 или СК4-72/2

Ваш профессионализм

только выигрывает!

Вы получаете возможность оценить и исследовать различные сейсмические характеристики как периодических, так и случайных одиночных сигналов

Краткие технические данные анализатора спектра вычислительного СК4-72/2
Диапазон частот входного сигнала 0,05 Гц — 20 кГц

Приведенная погрешность измерения частоты не более $\pm 1\%$

Приведенная погрешность измерения частотных интервалов между гармоническими составляющими по экрану индикатора не более $\pm 1\%$

Число частотных каналов не менее 200
Динамический диапазон не менее 54 дБ

Избирательность частотного канала не хуже 54 дБ при расстройке от центральной частоты канала на ± 15 каналов

Неравномерность амплитудно-частот-

ной характеристики не более ± 1 дБ
Измеряет напряжение сигнала на входе на семи пределах от 80 мВ до 8 В с приведенной погрешностью не более $\pm 4\%$

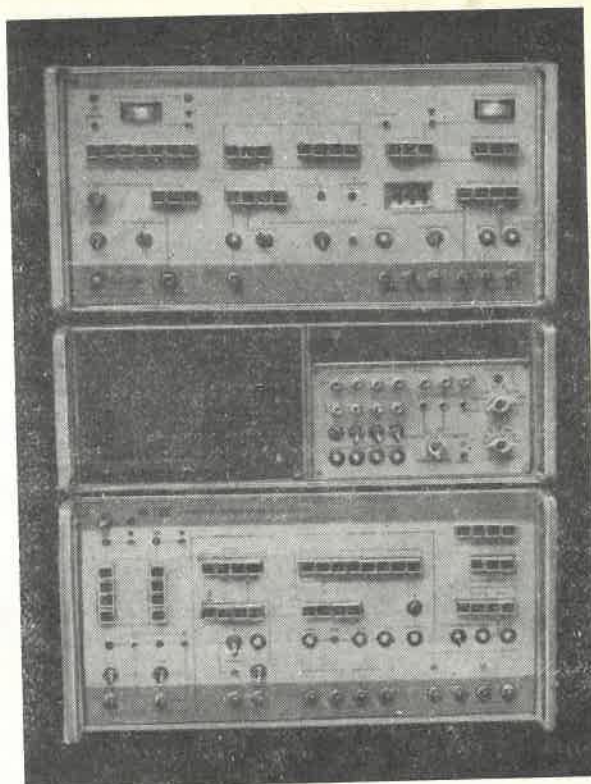
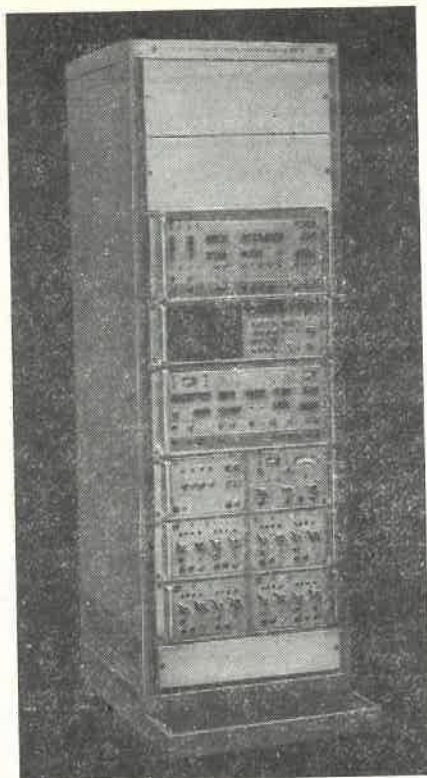
Мощность, потребляемая от сети, не превышает 390 В·А

Имеются следующие возможности:
увеличение коэффициента усиления измерительного тракта в 10 и 20 раз на каждом пределе;

относительное измерение мощности входного сигнала с приведенной погрешностью не более $\pm 4\%$;

измерение отношений уровней спектральных составляющих;

синхронизация развертки внутренним сигналом;



медленный вывод сигналов на самописец;
экспоненциальное усреднение;
поканальный выбор максимальных значений;
вычисление средних значений;
построение гистограмм;
измерение в цифровой форме площади, ограниченной участком функции, наблюдаемой на экране индикатора;
рельефное изображение наблюдаемого процесса;
растровое изображение спектра, изменяющегося во времени;
цифровой выход значений измеряемых параметров.

Телефоны для справок: по вопросам приобретения — 464-12-39, 461-73-81; по вопросам применения и технического использования — 464-10-57.

**Московский завод измерительной аппаратуры
Центральное агентство «Реклама»**

Стоимость прибора 17 000 р.
Технические данные анализатора спектра многоканального СК4-72 соответствуют данным, приведенным для анализатора спектра СК4-72/2. Кроме того он обеспечивает следующее:
порядковый анализ в диапазоне частот первой гармоники от 2 Гц до 2 кГц;
коммутацию входных аналоговых сигналов, поступающих на 16 входных каналов;
усиление восьми входных сигналов на 60 дБ.
Мощность, потребляемая от сети, не превышает 600 В·А
Стоимость прибора 25 500 р.

**ВУХИН
ПРЕДЛАГАЕТ**

МИКРОПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УГОЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ПОМОЖЕТ ГЕОЛОГАМ при разведке нефти

Целенаправленный поиск нефтяных месторождений затруднен из-за отсутствия прямых методов оценки нефтеносности площадей и перспективности их разведки. Это приводит к ошибкам в выборе объектов бурения, а следовательно, к неэффективным затратам времени и ресурсов.

**Восточным научно-исследовательским
углехимическим институтом ВУХИН**

на базе многолетних обширных микропетрографических исследований углей выявлены особые признаки, которые указывают на следы контакта угольного вещества с нефтяными флюидами. На основе установленных закономерностей разрабатывается метод, позволяющий дополнить используемые в настоящее время признаки нефтеносности новым критерием, основанным на данных оптической микроскопии.

Для широкого опробования и уточнения нового метода ВУХИН предлагает заинтересованным нефтеразведочным организациям услуги по проведению оптического анализа угольных включений в керновых пробах, отобранных в процессе разведки.

Заключение по результатам анализа предоставляется бесплатно.

За дополнительной информацией просим обращаться по адресу:
620219, Свердловск, ГСП-117, ул. 8 Марта, 14, ВУХИН. Телефоны:
51-77-56, 51-65-17.

Contents

- Gabrielyants G. A.*
Today's targets of the Geological Survey
of the country 3

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

- Lyaz'ko E. M., Lyakhov Yu. V., Piznyur A. V.*
Thermobarogeochemical modelling of ore
formations obtained from prediction-ap-
praisal operations 8

ENERGY RESOURCES

- Starobinets I. S., Obukhova M. V.*
Geochemical criteria of preservation of
hydrocarbon accumulations in connection
with the assessment of oil and gas pre-
sence 19
- Ryss Yu. S., Goldberg I. S., Vasil'e-
va V. I., Voroshilin N. A.*
Feasibilities of application of geoelectro-
chemical methods to the prospecting of
oil and gas fields 28

METALS AND NON-METALS

- Krivtsov A. I.*
Ore deposits geological genesis problems 34
- El'yanova E. A., Mirlin E. G.*
Oceanic ore genesis 47

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Baranova Z. E., Kirichkova E. G.*
Structure-formation zonation and strati-
graphy of Lower-Middle Jurassic sedi-
ments beneath the Caspian Depression 56

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Khudaley A. K., Gur'ev G. A.*
South Verkhoyan'e and the Cordilleras
as a result of comparative analysis . . 67

- Yatskevich S. V., Al'zhanov A. A., Tas-
kinbaev K. M.*
Contribution of halogen strata to the pro-
duction of intratrough structures . . . 76

MARINE GEOLOGY

- Zorina Yu. G., Rodnikova R. D.*
Oil and gas presence in rift structures
lying in the western part of the Pacific
mobile belt 83

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Gurskaya L. I.*
Mafite-ultramafite magmatism and depth
structure of the crust and mantle of the
Earth 93
- Ievlev A. A., Belyaev A. A.*
Ultrastructures of siliceous rocks as a
source of genetic and prediction-and-pros-
pecting information 103

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Khakhaev E. N., Tsvetkov L. D.*
Continental scientific drilling in the USA 107
- Lyubalin V. D.*
On the nature of regional gravity anoma-
lies in Zabaikal'e and adjacent regions 114

HISTORY OF GEOLOGICAL FINDINGS

- At the sources of home hydrogeology 120
- The 75-th anniversary of Victor Andree-
vich Yarmoluk 123
- The 70-th anniversary of Georgy Vi-
tol'dovich Voitkevich 124
- In commemoration of Lazar' Iosifovich
Salop 126