

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



3/1993

ТИПЫ НЕФТЕЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АСБЕСТА

ПЕТРОХИМИЯ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРИ

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Распространением нашего журнала за рубежом занимается Акционерное общество «Международная книга» через своих контрагентов в соответствующих странах.

Адреса фирм-агентов Вы можете узнать в АО «Международная книга»:

РОССИЯ, 117049, г. МОСКВА, БОЛЬШАЯ ЯКИМАНКА, 39

ТЕЛЕФОН: (095) 238-49-67, 238-49-30, 238-40-77

ТЕЛЕФАКС: (095) 230-21-17, 238-46-34

ТЕЛЕКС: 411160,

а также в редакции журнала.

Подписная цена годового комплекта журнала на 1993 г. составляет 198 долларов США, доплата за авиадоставку 67 долларов США.

DEAR READERS!

Distribution of our magazine abroad is handled by „Mezhdunarodnaya Kniga“ company through its agents in appropriate countries.

Adresses of these distributing agents are available in „Mezhdunarodnaya Kniga“ whose domicilium is given below:

39 BOLSHAY YAKIMANKA st., MOSCOW, 117049, RUSSIA

TEL: (095) 238-4967, 238-4930, 238-4077

FAX: (095) 230-2117, 238-4634

TELEX: 411160,

as well as in the magazine's editorial board.

Subscription price of annual set of our magazine for 1993 amounts to \$US 198 plus additional air delivery fee totalling \$US 67.

Отечественная Геология

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

3/1993

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

МОСКВА

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ		щелочногранитных пород Томптоканского массива Алдана	49
Соболев В. С. Условия формирования и распространения типов нефтей Прикаспийской впадины		3	Шахотько Л. И. Расчленение кимберлитов Сибири на петрохимической основе
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ		ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Харламов М. Г., Чернов В. Я., Григорьев К. А., Васильев Н. Н., Наумов С. С., Николаев С. Л. Металлогения Северо-Казахстанской рудной провинции		8	Дмитровский С. В., Ким Э. К., Малахов В. Д., Островский В. Н. Влияние блокового строения Алма-Атинской впадины на формирование ресурсов подземных вод
Горжевский Д. И. История формирования колчеданно-полиметаллических руд месторождений Рудного Алая		18	Алиев Ф. Ш., Байрамов Т. А. О геологическом строении и гидрогеологических условиях Апшеронского полуострова
Ведерников Н. Н. Гомологический ряд месторождений асбеста и их связь с другими месторождениями . .		27	ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ
Лихачев А. П. Рудоносность магматического комплекса Стиллутер		35	Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Природа кварцевых песчаников — коллекторов нефтебитумов
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ			Макрушин Р. Н. Сопряженность металлогении с палеотектоникой крупных сегментов земной коры в палеозое—мезозое
Устинов В. Н., Устинова Н. В., Салтыков О. Г., Сомов С. В. Находки фораминифер в среднекаменноугольных алмазоносных отложениях Тунгусской синеклизы		42	ХРОНИКА
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА			Закутин В. П., Паукитис Б. П. Проблемы гидрогеоэкологии на Международном симпозиуме
Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Смирнов А. В., Белый В. А., Коробкин В. В., Сергеев Е. А., Чугункина А. А., Паталаха М. Е. Субкливаж и ортокливаж — взаимопереход эпизоны и мезозоны		46	РЕЦЕНЗИИ
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ			Гершанович Д. Е. Терригенная седиментация в Мировом океане
Стерхов К. Г., Беляева В. Р., Пахомова В. А. Петрология и потенциальная рудоносность			ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ
			Шарапов И. П. Стагнация геологии как науки
			Памяти Валерия Петровича Петрова

Художественный редактор Е. А. Вишнякова
Технический редактор С. Г. Веселкина

Сдано в набор 19.02.93. Подписано в печать 01.07.93. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 2. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 9,1. Уч.-изд. л. 10,9. Тираж 1000 экз. Заказ 601.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296
Телефон: 315-28-47
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178 Санкт-Петербург, Средний пр., 72

© «Отечественная геология», 1993.

Условия формирования и распространения типов нефтей Прикаспийской впадины

В. С. СОБОЛЕВ (ВНИГРИ)

К числу проблем, связанных с поисками нефти в многообразных по генезису ловушках больших и сверхбольших глубин, относится имеющая более чем полувекую историю загадка геохимической природы высококачественных эмбинских масляных и бензиновых мезозойских нефтей. Позиция автора на это изложена в работе [10], в которой по комплексу химико-петрологических данных был подтвержден вывод О. А. Радченко и В. А. Успенского о фильтрованной природе нефтей надсолевого комплекса и их генетической связи с подсолевым палеозоем. В той же работе обоснован эффект аномально погруженного нефтеобразования в рассматриваемом соленом бассейне, где каменная соль играла роль природного холодильника, а также было предсказано развитие на больших глубинах (5—5,5 км) утяжеленных и тяжелых нефтей. В те же и последующие годы генетическая взаимосвязь нефтей надсолевых и подсолевых отложений была доказана независимыми разносторонними геолого-геохимическими и изотопно-молекулярными исследованиями Ф. А. Алексева (1976), О. В. Барташевич (1973), И. Б. Дальяна (1972), Э. А. Светлаковой (1976), О. И. Серебрякова (1975). В пользу этой точки зрения некоторые исследователи приводили чисто геологическую аргументацию. Так, М. С. Трохименко (1987) установил в надсолевых отложениях дизъюнктивные мульды, трансформирующие тектонические напряжения в надсолевою толщу от долгоживущих разломных дислокаций фундамента и подсолевого палеозоя. Наряду с зонами отсутствия соли и трещиноватости в самой соли подобные мульды также могли быть каналами миграции углеводородов (УВ) в инъецированную многочисленными соляными куполами надсолевою толщу из нижележащих отложений. По-видимому, не случайно около 87 % всех залежей в надсолевом комп-

лексе, как отмечает Л. Ф. Волчегурский (1980), связаны с крупной, выделяемой по поверхности домеловых отложений Астраханско-Актюбинской плакантиклиналью, а в ее пределах — с Гурьевским и Жаркамышским поднятиями. Однако, если на востоке впадины генетическая связь нефтей мезозоя с подсолевым палеозоем доказана однозначно всем комплексом геохимических, изотопных и палинологических данных (Л. А. Багдасарян, 1988), то в районах глубокого залегания подсолевых отложений такая связь может предполагаться лишь по косвенным признакам. К их числу следует отнести, в первую очередь, комплекс хеомфоссилий в составе нефтей и конденсатов, а также сведения о формационном составе изученной бурением части разреза верхнего палеозоя. Следует отметить существование альтернативной точки зрения об автономности нефтеобразования в каждом из основных продуктивных комплексов, хотя в последних работах Т. А. Ботневой [2] и Н. С. Шуловой (1989), придерживающихся подобных взглядов, отмечаются далеко не единичные факты перетоков УВ в мезозойские отложения из подсолевого палеозоя (месторождения Гран, Мартыши, Прорва, Каратюбе и др.).

Поскольку вопрос об источниках нефти и газа применительно к Прикаспийской впадине дискусионен, нами предпринята попытка осветить его с учетом новых обширных материалов по геохимии нефтей и конденсатов, а также опубликованных данных по формационному составу разреза и типам органического вещества слагающих его пород [2, 3, 5, 6, 9]. При этом были обобщены материалы по месторождениям всех основных верхнепалеозойских зон нефтегазоаккумуляции, приуроченных к внешней и внутренним прибортовым зонам Прикаспийской впадины, сопряженных с разнородными по геологическому строению и истории развития геотектоническими элементами. Они

охватывают Оренбургскую, Копанско-Бердянскую и Карачаганакскую зоны нефтегазоаккумуляции на северо-востоке; Тепловскую, Павловско-Липецкую, Ровенско-Мокроусовскую — на севере и северо-западе; Карасальскую, Каракульско-Смушковскую, Астраханскую, Каратон-Тенгизскую, Арман-Елемесскую — на юге; Биикжальскую, Жанажол-Синельниковскую и Кенкияк-Кожасайскую — на востоке и юго-востоке впадины. Как отмечалось многими исследователями, большая часть выявленных и прогнозных ресурсов (по разным оценкам — 70—80 %) связана с карбонатными отложениями, среди которых в изученной бурением части разреза внутренних частей впадины выделяется регионально нефтеносная доломит-известняковая тульско-каширская формация. В этих районах девонские карбонатные и терригенные формации вследствие больших глубин залегания мало изучены бурением, хотя их нефтегазоносность в последние годы уже установлена (месторождения Тенгиз, Карачаганак). Залежи нефти и газа экранированы региональной соленосной крышкой кунгура, а на востоке и юго-востоке впадины, где роль карбонатных отложений заметно снижается, в качестве зональных крышек выступают глинисто-алевритовые толщи тульского и верхнеподольского горизонтов [9].

Нефтеносность пермских отложений носит скорее зональный и локальный характер, и залежи в большинстве районов, вероятно, вторичны, сформированы в результате миграции УВ из нижележащих отложений. Об этом свидетельствуют как характер региональных следов миграции УВ (В. С. Соболев, С. М. Бабилова, 1979), так и указание Е. С. Ларской (1985) о более низком нефтематеринском потенциале ОВ пород нижнепермских толщ по сравнению с карбоном. Важно отметить, что в наиболее изученных формациях карбона и верхнего девона востока и юго-востока впадины резко преобладают смешанные гумусово-сапропелевые разности ОВ (Е. С. Ларская, 1985; Р. А. Твердова, 1987), что хорошо согласуется с устойчивым комплексом хемофоссилий в составе нефтей и конденсатов во всех продуктивных горизонтах разреза, включая надсолевые отложения.

В оценке условий формирования ти-

пов нефтей рассматриваемого региона необходимо учитывать общее геотектоническое положение Прикаспийского бассейна, как краевой экзагональной впадины Восточно-Европейской платформы, длительное время развивавшейся в режиме некомпенсированного прогибания (В. С. Журавлев, 1972; Г. А. Габриэлянц и др., 1989). Формационно-геохимический разрез этого бассейна, как подчеркивает А. Н. Золотов и др. [9], определяется в основном допермской историей его развития. В этом смысле анализ допермской внутренней структуры подсолевого комплекса, в первую очередь, путем выявления зон распространения верхнепалеозойских палеошельфовых карбонатных массивов, как отмечают авторы, «...должен стать стратегией геолого-поисковых работ на нефть и газ в Прикаспийской впадине» [9, с. 16].

С использованием эволюционно-генетической модели генерации и преобразования природных нефтей и принципов геохимического картирования [4] нами составлена принципиальная схема распространения типов нефтей Прикаспийской впадины (рисунок). Она в общих чертах хорошо согласуется с прогнозной схемой развития девонских, каменноугольных и пермских массивов [9], что дает основание усматривать в этом сходстве внутренний литолого-геохимический смысл. На схеме по комплексу параметров индивидуального состава нефтей и конденсатов [3] с учетом их технологических характеристик достаточно отчетливо выделяются обширные зоны распространения всех трех формационно-генетических типов нефтей — сапропелевого А, гумусово-сапропелевого Б и сапропелево-гумусового В.

Зона развития нефтей типа В условно выделена в центральных районах впадины с глубинами залегания кровли подсолевых отложений 10 км и более. Основанием послужили данные изучения ОВ пород и битумоидов Аралсорской сверхглубокой скважины (Н. П. Силина и др., 1979), а также данные по другим разведочным площадям, обобщенные в работах Е. В. Белова (1968), Г. И. Тимофеева, О. К. Навроцкого (1971), В. С. Соболева (1978). Отсутствие данных по индивидуальному составу, выявленных на ряде соляных куполов (Акоба, Нариман, Болганмола), легких парафинистых нефтей не

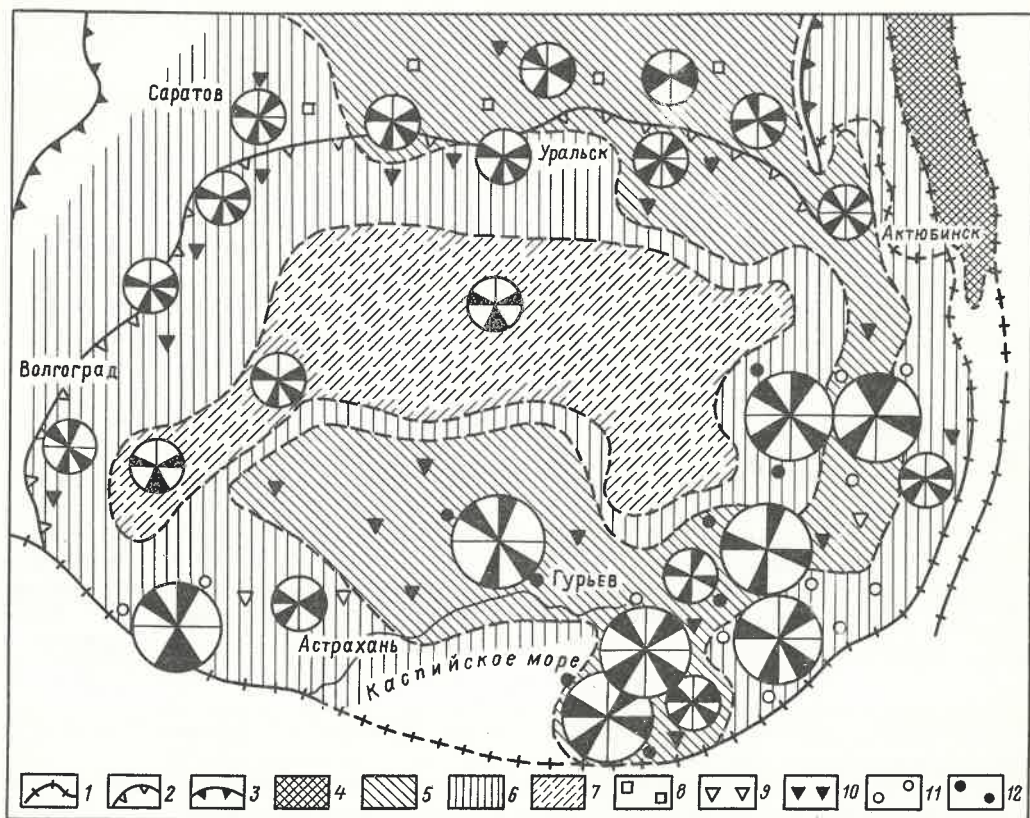


Схема распространения типов нефтей Прикаспийской впадины:

1 — краевые надвиги; 2 — граница нижнепермского карбонатного бортового уступа; 3 — границы выступов фундамента; 4 — складчатые породы Урала; 5 — преимущественно газонесущая зона распространения нефтей типа А, генетически связанных с глубокоководными морскими кремнисто-глинистыми субформациями доманикового типа девонского (?) возраста; 6 — нефтегазоносная зона распространения нефтей типа Б, генетически связанных с терригенными сероцветными и параллическими формациями зилаирской свиты девон-

ско-визейского возраста (восток и юго-восток впадины), верхнебашкирско-верейского возраста (северо-запад) и нижнемолассовой морской формацией каменноугольного возраста (юго-запад впадины); 7 — существенно газонесущая зона распространения нефтей типа В (надсолевой комплекс), генетически связанных с песчано-глинистыми угленосными и субугленосными формациями пермтриасового возраста; зоны и участки развития геохимических подтипов нефтей в подсолевом комплексе: 8 — катагенного, 9 — фазово-ретроградного, 10 — карбонатного (каталитического), 11 — палеогипергенного, 12 — гипергенного (в надсолевом мезозойском комплексе)

позволяет связывать их генетически с определенными формациями. Как было показано ранее [10], имеющиеся геохимические материалы позволяют в качестве источников преимущественно газообразных УВ и легких нефтей считать глубоко погруженные субугленосные формации пермтриасового возраста. Однако широкое распространение на этой территории куполов-гигантов, интенсивно растущих в новейшее время, создает неблагоприятные условия для сохранения нефти и газа в надсолевом комплексе, с чем главным образом связаны весьма скромные результаты поисков залежей нефти и газа.

Зона сернистых нефтей сапропелевого типа А приурочена к обширной Астраханско-Актюбинской зоне относительно приподнятого (7—9 км) залегающего фундамента, охватывающей восточную и южную внутренние прибортовые зоны впадины. Основное развитие здесь, по данным А. Н. Золотова и др. (1989), имеют девонские палеошельфовые карбонатные массивы, предполагающие развитие девонских доманиковых субформаций — основных источников УВ на этой территории. Нефти с реликтовыми структурами, характерными для сапропелевого типа, достоверно установлены в Карачаганакской, Ташлинско-Оренбургской зонах нефтегазона-

копления, а также в карбоне Арансайской, Тажигалинской, Равнинной и Елемесской площадей. Подобные нефти фильтрованного характера обнаружены в соленосной толще (Индер) и надсоленых отложениях (Мартыши, Сагиз, Макат, Каратон, Прорва). В районе Биикжальского погребенного выступа фундамента зона развития нефтей сапропелевого типа образует две ветви, одна из которых, скорее всего, простирается в район Северо-Каспийско-Азгирской системы выступов, другая — в район п-ва Бузачи, где подобные нефти достоверно установлены в юрских отложениях Северо-Бузачинского поднятия. Судя по присутствию реликтовых нефтяных палеозалежей на Оренбургском нефтегазоконденсатном месторождении и наличию нефтей сапропелевого типа в пределах Жанажол-Синельниковской группы месторождений, нефти типа А — одна из древнейших генераций (вероятно, раннегерцинского цикла миграции). Эти УВ заполняли крупные подсолевые структуры, образованные к началу кунгурского времени. Однако в позднегерцинский и альпийский этапы в связи со сменой регионального наклона и интенсивным соляным тектогенезом часть этих залежей, вероятно, была расформирована.

За исключением локальных участков распространения тяжелых нефтей палеогипергенного подтипа (Арансай) и нефтей катагенного подтипа (девонские отложения внешней прибортовой зоны на севере впадины), большинство нефтей даже на глубинах 5000—5300 м сохраняют свойства нормальных нефтей главной зоны нефтеобразования [4, 7]. Например, многопластовое Карачаганакское нефтеконденсатное месторождение, связанное с атоллоподобным рифом. Расположенное в зоне низких геотермических градиентов 1,1—1,15 °C/100 м (В. И. Лапшин, Г. Р. Гуревич, Г. П. Былинкин и др., 1990) оно характеризуется не только генетическим единством нефтей во всем продуктивном разрезе, но и закономерными изменениями параметров состава нефтей сверху вниз по разрезу, что свидетельствует о доминирующей роли вертикальной миграции в формировании залежей нефти и газа. По УВ составу нефти рассматриваемой зоны имеют много общего с нефтями крупных месторождений Волго-Уральской области, контролируемых ареалами развития домини-

ковых субформаций, выполняющих внутриплатформенные впадины и прогибы камско-кинельского типа. Заметим, что широкое развитие последних в Прикаспийской впадине предполагается В. М. Познером (1979) и др.

В прибортовых и внутренних зонах Прикаспийской впадины в основном развиты нефти гумусово-сапропелевого типа, что связано прежде всего с широким развитием в верхнепалеозойских прогибах терригенных сероцветных и параллических формаций девона и нижнего карбона в восточной и северо-западной частях впадины. На северо-западе — это обширная концентрическая зона развития верхнебашкирско-верейской сероцветной терригенной формации, простирающейся, по данным Н. Н. Русецкой и Л. Г. Ковалевой, от Озинок до Волгограда, а в восточных — детально изученные К. Х. Бакировым, И. Н. Комиссаровой и А. А. Константиновым мощные терригенные сероцветные формации зилаирской свиты, охватывающие турнейские и верхнедевонские отложения [1, 9].

По характеру хемофоссилий в широком стратиграфическом диапазоне (от верхнего девона до юры включительно) развитые здесь нефти обнаруживают все признаки нефтей главной зоны нефтеобразования. Для них характерно невысокое до 5—7 мг/100 г содержание серы, порфиринов ванадиевого и никелевого комплексов. Независимо от возраста и глубины продуктивных горизонтов значения основных генетических параметров (например, отношение пристан/фитан) варьируют в небольших пределах, что отчетливо прослеживается на многопластовых месторождениях Кенкияк, Жанажол, Урихтау, Каратюбе, Тенгиз. Значительные колебания физико-химических характеристик состава нефтей и конденсатов (см. рисунок) связаны со вторичными изменениями при дальнейшей латеральной и вертикальной миграции УВ, условиями изоляции, а также эффектами катагенных, палеогипергенных превращений и каталитическим воздействием карбонатных пород в залежах, связанных с органическими постройками [4]. Подобные явления, проявившиеся в основном локально, привели в ряде случаев к повышенному осеренению нефтей, аномально высокому содержанию легких ароматических УВ до 20—25 на фоне 10—15 %, а также достаточно широкому

развитию на самых разных глубинах утяжеленных нефтей с повышенным содержанием нафтеновых УВ в бензинах. Наиболее распространены нефти палеогипергенного, остаточного типа в горизонтах карбона и нижней перми, приуроченные к зонам крупных стратиграфических перерывов и являющиеся, по-видимому, следами разрушения залежей ранних генераций, в восточной и юго-восточной прибортовых зонах Прикаспийской впадины (месторождения Каратюбе, Курсай, Шолькара, Ушмола, Улькентюбе, Бинкжал, Каратон и др.). Их принадлежность к нефтям палеогипергенного типа помимо высокой плотности повышенного содержания асфальтенов доказывается рядом соотношений в составе циклических УВ-полинафтенных и конденсированных аренов [4]. В северной и северо-западной прибортовых зонах по комплексу диагностических признаков следует предполагать широкое развитие нефтей карбонатного, а во внешней зоне — катагенного геохимических подтипов. Первые выделяются по локальному высокому осернению нефтей и содержанию легких ароматических УВ, вторые — по высоким значениям коэффициента метаморфизма $K_{\text{м}}C_6$ и другим соотношениям в составе бензиновых фракций.

Для Астраханского газоконденсатного месторождения характерен особый состав флюидов. На глубинах залегания ниже-среднекаменноугольных карбонатных продуктивных комплексов 3970—4060 м и пластовых температурах порядка 108 °С, плотность конденсатов этого месторождения 0,799—0,814 г/см³, среднее содержание бензиновых фракций 44—58 и серы 0,6—0,85 % при аномально высоком содержании в составе газа таких компонентов как углекислота и сероводород. Вместе с тем, по данным Н. И. Немцова и А. Н. Кондратьева (1989), высокое (от 26 до 97,4 %) содержание диоксида углерода зафиксировано в поднадвиговых частях залежей, обнаруженных на Краснохудукской и Смушковской площадях. Хотя некоторые исследователи (О. К. Навроцкий, 1987, 1989) связывают подобный состав со специфической ОВ вмещающих карбонатов и перекрывающих маломощных артинских глинистых пород, большинство исследователей склоняются к вторичному генезису конденсата и его связи с нефтяной фазой (Р. С. Сахибгареев, 1988;

Н. С. Шулова, 1989). При этом помимо состава отмечается многоэтапность формирования месторождения по наличию нескольких литологических горизонтальных уровней стабилизации древних водонефтяных конденсатов.

Основываясь на формационно-генетическом подходе к оценке природы Астраханского месторождения, следует полагать, что столь необычный состав газоконденсатов связан с высокопреобразованным ОВ пород морской нижней молассы каменноугольного, возможно, более древнего возраста, мощностью более 2500 м, выполняющей, по данным А. А. Аксенова и др. (1985), Каракульско-Беркультинский погребенный прогиб. Формирование залежей в условиях хорошей их консервации происходило в течение всего герцинского и, по-видимому, альпийского циклов, что, как нам кажется, естественно связано с общей геотектонической позицией и историей развития Астраханского свода как крупной положительной структуры. Вероятно, из-за высокой агрессивности газоконденсатных высоконапорных потоков в контуре современных залежей отсутствуют ощутимые реликты нефтяных палеозалежей в виде пластовых скоплений твердых битумов, либо оторочек тяжелой нефти нафтенароматического состава.

Изложенные представления об условиях формирования и особенностях распространения типов нефтей Прикаспийской впадины позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Отобразенный на сводной карте зонально-кольцевой характер распределения формационно-генетических типов нефтей хорошо согласуется в заключении А. Н. Золотова и др. о решающей роли ранних (допермских) этапов развития Прикаспийской впадины в распределении крупных зон нефтегазоаккумуляции. Формирование залежей нефти и газа происходило многостадийно в течение герцинского и альпийского тектонических циклов.

2. Во внутренних прибортовых зонах Прикаспийской впадины ареалы развития нефтей гумусово-сапропелевого и сапропелевого типов контролируются распространением соответствующих терригенных и карбонатно-глинисто-кремнистых формаций девонского и нижнекаменноугольного возраста, являющихся основными нефтегазоматеринскими комплексами.

3. Большинство нефтей выявленных месторождений по составу отвечают нормальным нефтям главной зоны нефтеобразования, что позволяет высоко оценивать перспективы нефтеносности подсоловых, в первую очередь, девонских отложений до глубин 6—8 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров К. Х., Даумов С. Г., Жуйков О. А. Прогноз нефтегазоносности и районирование зилаирской свиты востока Прикаспийской впадины//Сов. геология. 1991. № 2. С. 11—18.
2. Ботнева Т. А. Генетические основы классификации нефтей. — М.: Недра, 1987.
3. Каталог параметров региональной характеристики химического и индивидуального состава нефтей Советского Союза/Под ред. С. П. Максимова, Т. А. Ботневой//Тр. ВНИГНИ. 1981. Вып. 222.
4. Методические рекомендации по составлению сводной прогнозной карты типов нефтей СССР/Под ред. В. Д. Наливкина, В. С. Соболева, Т. А. Ботневой. — Л.: ВНИГРИ, 1989.
5. Нефтегазоносность подсоловых отложений/А. А. Аксенов, Б. Д. Гончаренко, М. К. Калинин и др. — М.: ВНИГНИ, 1985.
6. Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов/Отв. ред. Н. А. Крылов, Н. И. Нехрикова. — М.: Наука, 1987.
7. Нефтегазообразование в отложениях доманниковского типа/С. Г. Неручев, Е. А. Рогозина, И. А. Зеличенко и др. — Л.: Недра, 1986.
8. Проблемы нефтегеологического подобия/Под ред. А. Е. Гуревича. — Л.: ВНИГРИ, 1978.
9. Прогноз нефтегазоносности структурно-формационных комплексов подсолового палеозоя Прикаспийской впадины/Под ред. А. Н. Золотова. — М.: ИГиРГИ 1989.
10. Соболев В. С. Геолого-геохимические особенности нефтегазоносности Прикаспийской впадины. — Л.: Недра, 1978. (Тр. ВНИГРИ).

Принята редколлегией 26 августа 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 5553.4.078 (574.2)

© Коллектив авторов, 1993

Металлогения Северо-Казахстанской рудной провинции

М. Г. ХАРЛАМОВ, В. Я. ЧЕРНОВ, К. А. ГРИГОРЬЕВ,
Н. Н. ВАСИЛЬЕВ (ВСЕГЕИ), С. С. НАУМОВ,
С. Л. НИКОЛАЕВ (концерн «Геологоразведка»)

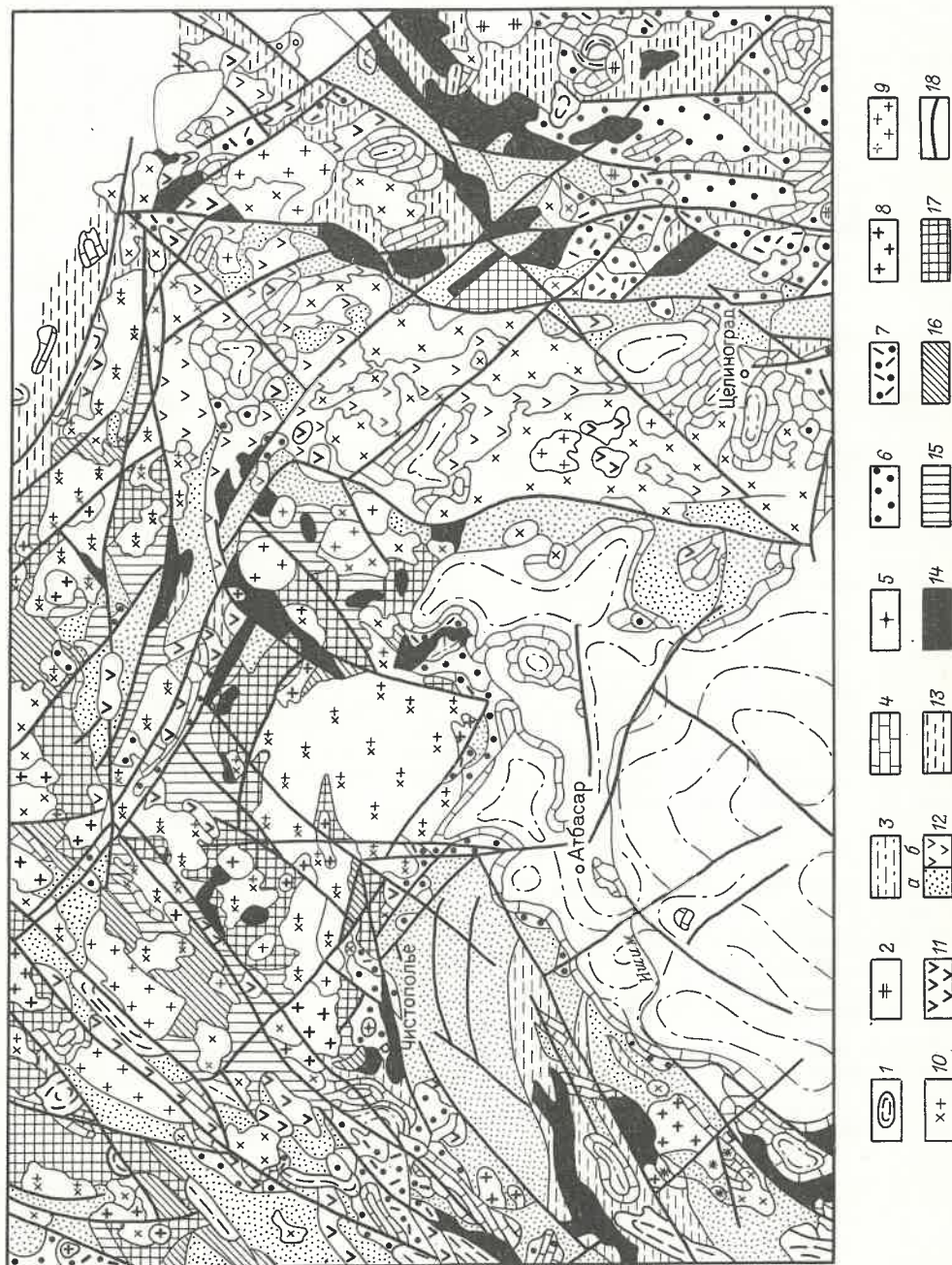
Северо-Казахстанская рудная провинция (СКРП) и ее главный структурный элемент Кокчетавский срединный массив [6, 7] за два десятилетия вышли в число важнейших развивающихся горнорудных регионов бывшего СССР [1, 2, 3]. В состав провинции входят складчатые образования каледонид одной из ветвей Урало-Монгольского подвижного пояса, а также частично перекрывающие их позднепалеозойские и мезозойские наложенные депрессионные структуры (рис. 1, 2), кайнозойские плитные комплексы Восточного Тургая и Западной Сибири. Таким образом, СКРП — сложнопостроенный блок земной коры длительного развития. В его пределах сосредоточены крупные эндогенные и экзогенные месторождения урана, золота, олова, технических алмазов, фосфоритов, циркона и каолинов. Велики резервы провинции в отношении вольфрама, редких земель, тантало-ниобатов, платиноидов и другого минерального сырья. В соответствии с этим провинция определена как уран-золото-редкометалльная алмазоносная.

Практические достижения в Северном Казахстане в значительной мере обусловлены успехами в урановой геологии. Различными производственными (ПГО «Степгеология», Целинный горно-химический комбинат) и научными (ВСЕГЕИ, ВИМС, ВНИИХТ, ИГЕМ, ВИРГ, РИАН, МГРИ) организациями за многие годы накоплен обширный материал по металлогении радиоактивных и других редких и рассеянных элементов, ранее недоступный широкому кругу геологов. В настоящее время этот материал может быть обсужден и успешно использован для прогнозирования и поисков других полезных ископаемых.

Углубленное изучение геологического строения и металлогении СКРП, по материалам которого написана данная статья, проводилось большим коллективом специалистов (Л. В. Былинская, Н. Н. Васильев, К. А. Григорьев — руководитель работ, А. М. Данилевич, А. С. Егоров, В. Д. Малов, А. П. Мотов, А. И. Никитин, Е. В. Плющев, А. А. Смыслов, В. А. Тихонов, М. Г. Харла-

Рис. 1. Структурно-формационная карта Северного Казахстана (доверхнеюрские образования):

СФК, формации и комплексы: 1 — группа осадочных и вулканогенных формаций (СФК) тафогенных впадин, T_3-J_2 ; 2 — интрузивный комплекс активизированных куполов, Р; 3 — осадочный СФК наложенных мульд, C_2-P ; 4 — осадочный СФК субплатформенных впадин, $D_2^3-C_1$; 5 — интрузивно-вулканогенный комплекс орогенных куполовидных ВТС, D_3 ; 6 — осадочная формация орогенных впадин, D_{2-3} ; 7 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации орогенных ВТС, D_{1-2} ; 8 — интрузивные комплексы орогенных поднятий, D_{1-2} ; 9 — комплексы орогенных приподнятых блоков, S_2-D_1 ; 10 — интрузивные комплексы инверсионного сводового поднятия, S_1 ; 11 — интрузивно-вулканогенные формации субгеосинклинальных прогибов, O_3 ; 12 — СФК субгеосинклинальных прогибов и раздвиговых зон, О (а — осадочные, б — вулканогенные); 13 — осадочные и вулканогенно-осадочные СФК зон рифтогенеза, E_1-O_3 ; 14 — интрузивные и вулканогенные формации рифтогенных зон, E_1-O_1 ; 15 — осадочный СФК эпиократонного чехла, $V-E_1$; 16 — метасадочные и метавулканогенные комплексы межкупольных палеорифтовых зон, Р; 17 — СФК гранитоидных куполов и межкупольных зон, PR_{1-2} ; 18 — разрывные нарушения



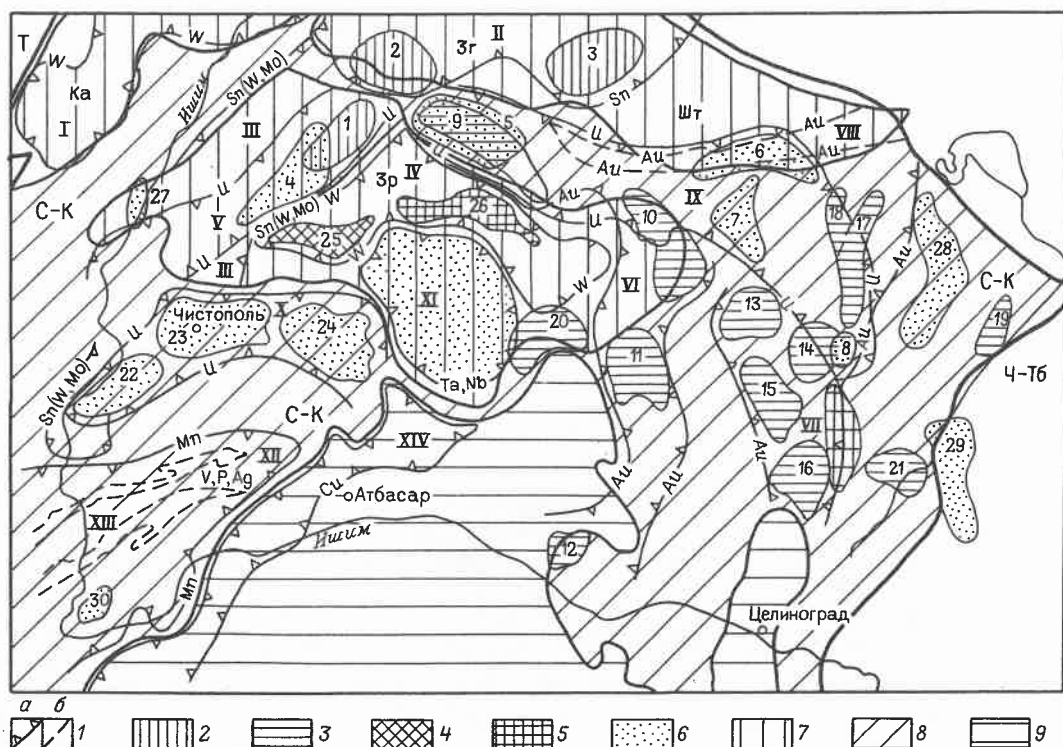


Рис. 2. Схема металлогенического районирования Кокчетавского срединного массива и его складчатого обрамления:

рудные провинции: С-К — Северо-Казахстанская, Т — Тургайская, Ч-Тб — Чингиз-Тарбагатайская; металлогенические зоны: I — границы металлогенических зон (а) и подзон (б): I — Карашиликская (потенциально вольфрамоносная); II — Орлиногорско-Донецкая оловоносная; III — Дальненско-Сырымбетская оловоносная с вольфрамом и молибденом; IV — Щучинско-Баянская вольфрамоносная; V — Володарская ураноносная; VI — Степняк-Акбейтская золотоносная; VII — Атансор-Жолымбетская золотоносная; VIII — Маторская золотоносная подзона; IX — Чаглинско-Маньбайская ураноносная; X — Ишим-Балкашинская ураноносная; XI — Лосевская тантал-ниобиевая; XII — Джарканнагачская марганцевоносная; XIII — ванадий-фосфорно-серебряные подзоны; XIV — Атбасарская ме-

деносная; рудные узлы: 1 — Сырымбетский, 2 — Орлиногорский, 3 — Донецкий, 4 — Грачевский, 5 — Алтыбайский, 6 — Шатский, 7 — Коксенгирский, 8 — Маньбайский, 9 — Васильковский, 10 — Степнянский, 11 — Новоданиловский, 12 — Акбейтский, 13 — Атансорский, 14 — Аксуйский, 15 — Густо-Боркинский, 16 — Жолымбетский, 17 — Домбалинский, 18 — Чапаевский, 19 — Бестюбенский, 20 — Новоднепровский, 21 — Таукенский, 22 — Ишим-Шокпакский, 23 — Чистопольский, 24 — Балкашинский, 25 — Баянский, 26 — Кумдыкольский, 27 — Ефимовский, 28 — Кольцовский, 29 — Селетинский, 30 — Кубасадырский; 2 — оловорудные, 3 — золото-рудные, 4 — вольфраморудные, 5 — алмазона-носные, 6 — урановые и прочие; геоструктурные элементы СКРП: 7 — блоки Кокчетавского срединного массива; Зр — Зерендинский, Ка — Карашиликский, Зг — Заградовский, Шт — Шатский; 8 — складчатое обрамление Кокчетавского массива; 9 — Тенизская впадина

мов, В. Я. Чернов — руководитель работ (ВСЕГЕИ), В. И. Пигульский, О. Л. Горожанин (ЦГХК), С. С. Наумов, С. Л. Николаев, В. Н. Амиров, Ю. Л. Бастриков, В. К. Белов, Е. Н. Игнатов, Е. П. Козенко, М. И. Сергеев, А. К. Степанов, В. А. Перевозкин, С. А. Скороспелкин, В. Г. Ярков (ПГО «Степгеология»), А. А. Ашихмин, Р. В. Голева, И. В. Швей (ВИМС), Г. П. Полуаршинов, Г. Г. Бельский, А. И. Ивлев, А. Ф. Сметанников (ВНИИХТ), П. А. Игнатов, А. И. Тютин и др. (МГРИ), Л. В. Хорошилов (ИГЕМ),

Г. В. Милков, В. П. Егоров (ВИРГ) и многие другие под руководством Межведомственного Научно-Координационного Совета во главе с А. А. Смысловым.

В итоге недавно завершено комплексного металлогенического обобщения был составлен комплект карт масштаба 1 : 500 000: структурно-формационная, глубинного строения, метасоматических образований, геохимическая, рудоносности кор выветривания, радиогеохронологическая и металлогеническая. Две из них в схематическом

виде приведены в данной статье (см. рис. 1, 2).

Структурно-формационный анализ СКРП. Металлогеническое районирование проведено на основе структурно-формационного анализа доверхнеюрских образований (см. рис. 1). На представленной карте выделены структурно-формационные комплексы (СФК) и формации в соответствии с их происхождением, возрастной и структурной соподчиненностью. В результате сравнительного анализа вещественных и структурных признаков СФК определены главные периоды развития Кокчетавского срединного массива (таблица).

Достоверно изученный отрезок истории геологического развития в докембрии связан с формированием древнего кратона. Характерные структуры протерозойского фундамента — гранито-гнейсовые купола. СФК эпикратонного чехла слагают вендские, возможно, венд-нижнекембрийские (?) осадочные формации. В течение раннего и среднего палеозоя неоднородный Кокчетавский срединный массив обособился в пределах каледонской складчатой системы как относительно устойчивый геоблок земной коры, являющийся фрагментом гранитизированного ядра кратона с относительно маломощным вулканогенно-осадочным чехлом. Для раннепалеозойских рифтогенных СФК характерны: приуроченность к разломам, наличие щелочно-ультрамафитовых и гипербазитовых, нередко расслоенных интрузий, а также офиолитовых комплексов в протяженных линейных зонах. СФК субгеосинклинальных прогибов свойственны напряженная складчатость, признаки морского режима седиментации, существенно базитовый профиль магматизма.

К числу ведущих признаков орогенных силур-девонских СФК относятся резкая фациальная изменчивость пестроцветных и красноцветных наземных вулканогенных и осадочных образований, интенсивное развитие близсинхронных гранитоидных формаций, наложенный характер сводово-глыбовых структур по отношению к приразломно-складчатым.

Последующий, переходный к платформенному период развития Кокчетавского массива отличается стабилизацией тектонического режима и проявлениями процессов тектоно-магмати-

ческой активизации (ТМА) в позднем палеозое и раннем мезозое в связи с эволюцией смежных герцинских геосинклинальных зон — Тургай—Средне-Тянь-Шаньской и Чингиз-Тарбагатайской. На этом этапе сформировались структуры типа наложенных мульд и сопряженных с ними сводов. Стабилизационные (субплатформенные) верхнепалеозойские формации сложены исключительно осадочными породами.

К отличительным признакам мезозойских СФК тафrogenных впадин относятся приуроченность к пограничным разломам, образование угленосной молассоидной и контрастно дифференцированной трахибазальт-риолитовой формаций.

Кокчетавский массив и его складчатое обрамление имеют слоисто-блоковое строение разреза коры [2]. Отдельные региональные блоки различаются по плотности, степени расслоенности и мощности слоев и коры в целом. Выделяются два главных типа региональных блоковых структур, резко различающихся по плотности в соответствии с характером гранитизации фундамента: 1) разуплотненные гранитизированные полигональные блоки, отвечающие ядерным частям Кокчетавского срединного массива; 2) плотные узкие линейные межблоковые и окружающие массив складчато-разрывные зоны.

Таким образом, проведенный исторический структурно-формационный анализ позволил установить дифференцированный характер тектонического развития Кокчетавского срединного массива и его складчатого обрамления, суть которого состоит в направленном созидании указанных ведущих типов структур (см. рис. 2) с противоположной направленностью геологического развития и химической дифференциацией вещества. Формационные комплексы гранитизированных блоков Кокчетавского срединного массива объединяют метаморфические и магматические образования существенно салического профиля с преимущественно редкометалльной (Sn, W, Mo, TR, U, Th и др.) геохимической специализацией, возникшие в условиях сводово-глыбового тектогенеза континентальной коры с преобладанием к воздыманию. Формационные комплексы межблоковых складчато-разрывных зон включают магматические и осадочно-вулканогенные образования фемического и ультрамафи-

Положение основных рудных формаций в истории тектонического развития Северного Казахстана

Время	Этап тектонического развития	Стадия развития	Рудная провинция	Металлогеническая зона и подзона	Рудная формация	Месторождения	Индекс полезного ископаемого на карте (см. рис. 2)
Т—J	Переходный к платформенному	Тафрогенная	Тургайская	—	Урановая, селен-урановая палеозигенитическая	Карашинское	U
		Активизационная	Цингиз-Табагатайская	—	Сурьмяно-ртутная в кварцевых жилах и пропилитах	Тургайское	Sb
Субплатформенная			Атбасарская меленосная	Медистых песчаников	Кийминское	Cu	
			—	Свинцово-цинковая в карбонатных породах	Кургайское	Pb	
—			Урановая, селен-урановая палеозигенитическая в терригенных породах	Абайское	U		
D ₂ —D ₃		Орогенная (поздне-орогенная)	Ишим-Балкашинская ураноносная	Урановая, молибден-урановая в березитах	Восток Ишимское	U	
			Чаглинско-Маньбайская ураноносная	Урановая, молибден-фосфор-урановая в эйситах	Заозерное Маньбайское		
			Володаровская ураноносная				
		Орогенная (раннеорогенная)		Матсурская золотоносная (подзона)	Полиметаллическая золотоносная в кварц-баритовых жилах и аргиллизитах	Матсор	Au

S—D₁Є₁—O₁

Северо-Казахстанская рудная провинция (СКРП)

—	Золото-мышьяковая в березитах, калишпатитах и турмалинитах	Васильковское
Дальненско-Сырымбетская оловоносная	Редкометаллическая (оловорудная) в грейзенах	Сырымбет
Орлиногорско-Донецкая оловоносная		Sn
Лосевская тантал-ниобиевая	Редкометаллическая в апогранитовых альбитах	Донецкое
—	Молибден-медно-порфировая в березитах	Лосевское
—	Полиметаллическая (колчеданная золотоносная) в березитах	Та—Nb
Атансор-Жолымбетская золотоносная	Золото-теллур-сурьмяная в кварцевых жилах, березитах и лиственитах	Мо
Степняк-Акбейтская золотоносная	Жолымбет	Рb
Джаркаинагацкая марганценоносная	Жаксы	Ау
—	Редкоземельно-редкометаллическая в карбонатах	Мп
—	Урановая, ванадий-урановая в углеродистокремнистых сланцах	TR, Nb
Ванадий-фосфорно-серебряные подзоны	Ванадиевая (с P, Ag, Au, Pt) в черных сланцах	U
		V (P, Ag)

Окончание табл.

Время	Этап тектонического развития	Стадия развития	Рудная провинция	Металлогеническая зона и подзона	Рудная формация	Месторождения	Индекс полезного ископаемого на карте (см. рис. 2)
R—V	Кратонизация Байкальского (формирование протоконтинента)	Кратонизация рифтогенеза и формирования эпиплатформенного чехла		Щучинско-Баянская	Вольфрамовая в скарноидях	Баян	W
				Карашилкская (потенциально вольфрамоносная)		Не выявлено	
PR ₁				—	Алмазная в эклогитах и кристаллических сланцах	Кумдыколь	di

Примечание. di — алмазы.

ческого профиля, геохимически специализированные в отношении Cr, Ni, Co, Ti, V, Cu, Fe, Au, связанные с процессами деструкции (растяжения, разрыва и раздвигания) земной коры и дальнейшего ее поступательного развития. Зоны повышенной фемичности контролируются разломами, глубоко проникающими в подкоровые горизонты.

Заключительный период тектонического развития территории Северного Казахстана в позднем мезозое и кайнозое связан с общей пенепленизацией и накоплением осадочных отложений, принадлежащих южной краевой части Западно-Сибирской плиты.

Металлогения СКРП. Новые данные позволяют по иному подойти к формулировке понятия СКРП. Главный структурный элемент СКРП Кокчетавский срединный массив последовательно и направленно прошел следующие этапы геологического развития: древнего кратона (микроконтинента) — собственно срединного массива — сводово-глыбовой области с чередующимися стадиями относительной стабилизации и ТМА — раздробленного и погруженного массива в роли фундамента краевой части платформы. Блоки Кокчетавского срединного массива и его складчатое обрамление характеризуются разнообразием гидротермальных месторождений и рудопроявлений редких, радиоактивных, благородных и цветных металлов, а также метаморфогенных месторождений алмазов. Феномен рудоносного срединного массива, занимающего особое место в региональных тектонических структурах, обусловил многие металлогенические особенности наложенных депрессионных структур и платформенного чехла, перекрывающего фундамент, ставшим источником урана, олова, золота и других элементов для экзогенных рудных концентраций. Поэтому в пределы СКРП, помимо Кокчетавского докембрийского массива, предлагается включить не только его каледонское складчатое обрамление, но также тафрогенные триас-юрские впадины и относительно маломощный прерывистый мезозойско-кайнозойский платформенный чехол.

При таком подходе СКРП отвечает определению, согласно которому рудные провинции — это крупные аномальные участки континентальной коры древнего заложения со специфическим тектоническим режимом, особенностями

глубинного и приповерхностного строения, с интенсивными проявлениями эндогенных и экзогенных процессов геохимической и металлогенической специализации [4].

Рассматриваемая рудная провинция отличается большим разнообразием типов месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на всех этапах тектонического развития территории (см. таблицу). Определяющий фактор рудоносности СКРП — формирование байкальского протоконтинента. Многократно повторяющиеся процессы метаморфизма, гранитизации и базификации, принимавшие участие в создании гранитогнейсовых куполов и межкупольных структур, обусловили перемещение колоссальных масс подвижных петрогенных, летучих и рудных компонентов, о чем свидетельствуют ареалы кремне-калиевых метасоматитов с рудными концентрациями U, Th и TR, мощные и протяженные зоны скарирования с бороносными жилами и вольфрамовым оруденением, а также зоны динамометаморфизма и плагногранитизации на периферии гнейсовых куполов, сопровождающиеся полиметаллической и золотой минерализацией. Наличие в древних графитосодержащих кристаллических сланцах и эклогитоподобных породах месторождений технических алмазов позволяет предположить глубинное происхождение углерода, мигрировавшего в земную кору вследствие дегазации мантии в межкупольные пространства.

На стадии тектонической стабилизации и формирования эпикратонного чехла докембрийского срединного массива в углисто-терригенно-карбонатных отложениях венда (?) образовались многочисленные геохимические аномалии и экзогенные рудные концентрации Ti, Zr, P, Pb, Mo, V, Ba, Au и других элементов.

В связи с раннепалеозойской деструкцией протоконтинента и последующей сложной эволюцией срединного массива со складчатым обрамлением в средне-позднепалеозойскую эпоху возобновились мощные эндогенные процессы геохимической миграции литофильных и халькофильных элементов. Региональные геохимические аномалии с привносом и выносом этих элементов фиксируются: 1) в зонах глубинных разломов, контролирующих размещение интрузий ультраосновных и основных по-

род с магматогенными проявлениями медно-никелевой минерализации и щелочно-ультраосновных пород с карбонатами, несущими фосфорное, ниобиевое и торий-редкоземельное оруденение; 2) в ареалах гранитоидных массивов с высоко- и средне-низкотемпературными редкометалльными и золоторудными месторождениями; 3) в зонах крупных разломов, служащих структурным контролем орогенных ВТС и наложенных впадин, а также ареалов интенсивного метасоматоза с низкотемпературным гидротермальным урановым, золотым и полиметаллическим оруденением и в иных геологических ситуациях.

Изучение региональных радиогеохимических зон нарушения первично-конституционального распределения урана и некоторых других элементов, во времени и пространстве сопряженных с гидротермальными изменениями окружающих пород на площади СКРП, показало широкие возможности их внутрикоровой мобилизации с последующей миграцией и образованием крупных рудных концентраций в благоприятных геологических условиях. Таким образом, Кокчетавский срединный массив необходимо рассматривать не в качестве слабоизмененного геосинклинального основания или другой «пассивной» структуры с тектоническим режимом, близким к платформенному, а как активно развивающийся крупный рудоносный блок древнего подвижного пояса, отличающийся многократно гранитизированной земной корой с мощно развитым гранитно-метаморфическим слоем, прошедший длительные и сложные этапы тектонического развития. В зонах деструкции и в активизированных блоках рассматриваемый срединный массив характеризовался контрастным тектоническим режимом, разрастанием процессов гранитообразования от древних гранитогнейсовых куполов в складчатое обрамление, проявлением дифференцированного магматизма, разнообразием проявлений метасоматоза и рудогенеза.

В ходе литофильной дифференциации вещества коры в пределах гранитизированных блоков сформировались все редкометалльные (Sn, W, Ta, Nb и др.) месторождения в высокотемпературных метасоматитах (см. рис. 2). Важные рудоконтролирующие структуры блоков срединного массива — сложные гнейсо-

гранитовые купола длительного развития, межкуповольные пространства, зоны эндо- и экзоконтактов гранитных массивов. К главным рудным формациям блоковых структур относятся: редкометалльная (оловорудная) грейзеновая в связи с комплексом лейкогранитов, вольфрамовая в скарноидах в метаморфических породах, тантал-ниобиевая в апогранитных альбититах в связи с комплексом лейкогранитов.

В отличие от собственно Кокчетавского срединного массива, внутренние и окружающие его рифтогенные зоны закладывались на коре океанического типа или на слабогранитизированном основании, что, естественно, повлияло на формирование их изначально существенно фемафильного геохимического поля, а затем рудных концентраций сидеро-халькофильных элементов на разных этапах тектонического развития (формации: медно-никелевая в расчлененных основных и ультраосновных породах, марганцевая в кремнистых породах, ванадиевая с Р и Ag в черных сланцах, медистых песчаников и др.). В складчатом обрамлении срединного массива ведущий контроль эндогенного оруденения в основном принадлежит региональным глубинным разломам, а в более крупном масштабе — структурно-стратиграфическим несогласиям и орогенным ВТС.

Особо следует отметить сквозной характер золотого, уранового и редкометалльного оруденения в нижнем и верхнем структурных ярусах, что на наш взгляд, подчеркивает унаследованность черт геохимической специализации древнего ядра Кокчетавского массива более молодыми структурами. Эстафетный принцип формирования месторождений, вероятно, сочетался с многократным оживлением процессов эндогенного рудогенеза, реализация которых происходила в благоприятной геологической обстановке.

Реальной структурной позицией крупномасштабного оруденения могут оказаться структурно-стратиграфические несогласия, сформированные под влиянием эволюции древней Кокчетавской глыбы, имеющей тенденцию к воздыманию на протяжении протерозойской и фанерозойской истории развития.

Одним из итогов комплексного металлогенического анализа территории СКРП стало выделение латеральных

рядов геологических и, сопряженных с ними, рудных формаций гранитизированных блоков и базальтоидных межкуповольных зон, и, как следствие, заключение о близсинхронном развитии различных типов оруденения, связанного с областями формирования мантийного и корового магматизма.

Сложное и длительное взаимодействие блоков гранитизированного кратона и межкуповольных зон, унаследованных от раздвиговых поясов, представляется важным фактором высокой рудности Кокчетавского срединного массива и его складчатого обрамления. Благодаря совокупному интенсивному проявлению коровых и мантийных тектоно-магматических и метасоматических процессов, развивавшихся в различных структурных обстановках и в положении суперпозиции (наложения), области сочленения гранитизированных блоков и палеорифтогенных щелочно-базальтоидных зон характеризуются специфическим пестрым набором разновозрастных месторождений полезных ископаемых: U, Au, Mo, P, di, TR, Pb и др., как правило, генетически не связанных с конкретными магматическими комплексами [2].

В подобной обстановке размещаются: урановые формации в низкотемпературных метасоматитах (фосфор-урановая в эйситах и молибден-урановая в березитах), золото-мышьяковая в турмалинитах, калишпатитах и березитах, редкоземельная (с ниобием и цирконием) в карбонатитах, алмазная в метаморфо-метасоматических системах и др.

Важной особенностью металлогении СКРП является сочетание линейного (поясного), очагового (узлового) и площадного (ареального) распространения оруденения. Поясное размещение рудных структур более типично для гидротермальных урановых и золоторудных месторождений в региональных зонах долгоживущих разломов. Узловое расположение (на уровне рудных узлов) также характерно для указанного гидротермального оруденения и обусловлено либо взаимопересечениями разломов разного направления, либо контурами апикальных зон (куполов) гранитных массивов и ВТС. Площадное распространение оруденения свойственно грейзеновым и альбититовым редкометалльным месторождениям в ареалах гранитных массивов, полигенным вольфрамовым и алмазо-

вым месторождениям в метаморфических толщах, а также экзогенным рудным концентрациям в депрессионных структурах и корях выветривания. На основе выявленных закономерностей пространственного размещения полезных ископаемых и комплексного формационного анализа геолого-геофизических и других материалов, с учетом данных по изучению и картированию гидротермально-метасоматических образований и рудных формаций выделены металлогенические зоны и рудные узлы, включающие эндогенные и полигенные рудные формации (см. рис. 2).

В пространственном размещении месторождений СКРП отмечается асимметрия относительно древнего ядра Кокчетавского срединного массива. Вдоль западной его границы в основном за пределами рассматриваемой территории располагаются преимущественно скарные, железорудные, серебряные, полиметаллические и марганцевые месторождения в древних раздвиговых структурах и в зонах более молодого рифтогенеза (Валерьяновская зона и др.). Для восточной части провинции, наоборот, характерны коллизионные структуры сжатия. Здесь преобладают гидротермальные золоторудные месторождения, отмечаются рудопроявления сурьмы и ртути, а также медно-молибденовые месторождения порфирового типа.

На юге провинции, в прибортовой части Тенизской наложенной впадины близ границы с флишевой зоной складчатого обрамления срединного массива располагаются многочисленные рудопроявления медистых песчаников.

Достаточно обоснованным представляется объяснение причин металлогенической асимметрии Кокчетавского срединного массива и его складчатого обрамления с позиций плитной тектоники. По мнению Д. В. Рундквиста, рассматривающего динамику блоков срединных массивов: «... принципиаль-

но различные геодинамические условия во фронтальных и тыловых зонах движущихся блоков с условиями раздвигавблизи рифтовых зон и сжатием с противоположной стороны при развитии субдукционных и коллизионных процессов естественно приводят и к принципиально различной металлогении структур обрамления массивов». [5].

Таким образом, большинство известных эндогенных месторождений ведущих полезных ископаемых Северо-Казахстанской уран-золото-редкометалльной алмазоносной рудной провинции пространственно тяготеет к Кокчетавскому срединному массиву, представляющему собой в целом салический блок высокостарой континентальной коры. Высокая рудонасыщенность, большое количество промышленных, наряду с недооцененными рудными объектами свидетельствуют о высоком рудном потенциале изученной провинции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А. А., Шлыгин А. Г.* Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1983.
2. *Глубинное строение и вопросы металлогении Восточного Казахстана/Редколлегия: А. А. Смыслов, М. Г. Харламов, И. Д. Рогозин, Ю. И. Сытин.* — Л.: Недра, 1983.
3. *Металлогенические провинции и пояса Казахстана/Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, В. В. Степанов и др.* — Алма-Ата: Наука, 1983.
4. *Основы прогноза урановорудных провинций и районов/Н. П. Лаверов, Б. Л. Рыбалов, В. И. Величкин и др.* — М.: Недра, 1986.
5. *Рундквист Д. В.* Состояние и пути развития теоретической металлогении//Геология рудных месторождений. М.: Недра, 1990. Т. 32. № 6. С. 91.
6. *Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана/А. А. Абдуллин, М. А. Абдулкабиров, Г. Р. Бекжанов, Л. В. Булыго и др.* — Алма-Ата: Наука, 1988.
7. *Щеглов А. Д.* Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. — Л.: Недра, 1987.

Принята редколлегией 27 января 1991 г.

История формирования колчеданно-полиметаллических руд месторождений Рудного Алтая

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ (ЦИНГРИ)

Появившийся в последние годы большой фактический материал, собранный при разведке и эксплуатации ряда месторождений, позволяет подойти к проблеме геологической истории месторождений Рудного Алтая и последовательности формирования типов руд, представленных различными парагенетическими ассоциациями, на более достоверной фактической основе. Кроме того, использующиеся в последние годы новые методы — исследования температур рудообразования, давлений рудообразующей системы, концентрации солей и газов и др. — позволяют решить проблемы на новом, более современном уровне.

Важное место в вопросах истории формирования руд занимает изучение взаимоотношений между минеральными ассоциациями, которые в данном случае представляют определенные типы руд — серноколчеданный, часто ассоциирующий с процессами окислительных изменений, и более поздние — медно-колчеданный, медно-цинковый, полиметаллический и барит-полиметаллический. Кроме этих ассоциаций следует еще упомянуть о своеобразном парагенезисе, представленном кварцевыми и карбонатно-кварцевыми жилами и прожилками, содержащими крупнозернистые выделения галенита, сфалерита, пирита, иногда и халькопирита. Последняя минеральная ассоциация не представляет практического интереса и, как правило, является пострудной.

Геологический возраст отложений, вмещающих рудные тела колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, эмский ярус нижнего девона (Риддер-Сокольное месторождение) — верхи франского яруса верхнего девона (Николаевское месторождение). Однако большая часть рудных тел месторождений расположена в отложениях эйфельского и живетского ярусов среднего девона.

В настоящей работе мы считаем целесообразным временные отрезки процесса минерализации разделить на этапы с выделенными стадиями минерализации. Под этапами следует понимать

периоды минерализации, разделенные внедрением магматических пород, или процессами динамо- и контактового метаморфизма, а под стадиями — периоды, различающиеся по пересечениям одних минеральных ассоциаций другими, коррозионными отношениями между ассоциациями, цементацией обломков более ранних парагенезисов поздними и т. д.

В качестве объектов исследований мы использовали девять наиболее изученных месторождений (рис. 1, 2) Рудного Алтая, расположенных в сравнительно различных обстановках как в зонах смятия, в которых руды подверглись интенсивному динамометаморфизму (Белоусовское, Тишинское месторождения) в участках, где они испытали контактный метаморфизм под воздействием более поздних интрузий (Корбалихинское, Малеевское месторождения), так и в участках, где эти процессы не играли существенной роли (месторождения Риддер-Сокольное, Зыряновское, Чекмарь). На рис. 1 показаны принципиальные взаимоотношения типов руд и магматических пород, но не отражены условия залегания рудных тел, их морфология и конкретные стратиграфо-литологические уровни локализации. На рис. 2 показана последовательность отложения типов руд и продуктов магматизма и метаморфизма. Для сравнения на рис. 1 и 2 приведены данные по некоторым полиметаллическим миоценовым месторождениям Японии типа Куроко и современным медно-цинковым рудопроявлениям Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП).

Руды месторождений Рудного Алтая, не затронутые процессами метаморфизма, имеют моноциклическую историю. Они были сформированы в несколько последовательных стадий минерализации. В качестве примеров можно привести месторождения Зыряновское и Чекмарь (см. рис. 1 и 2). Процесс минерализации здесь начинается с формирования окислительно-восстановительных пород серицит-хлорит-кварцевого состава, с которыми ассоциирует пиритовая минерализация (Зыряновское место-

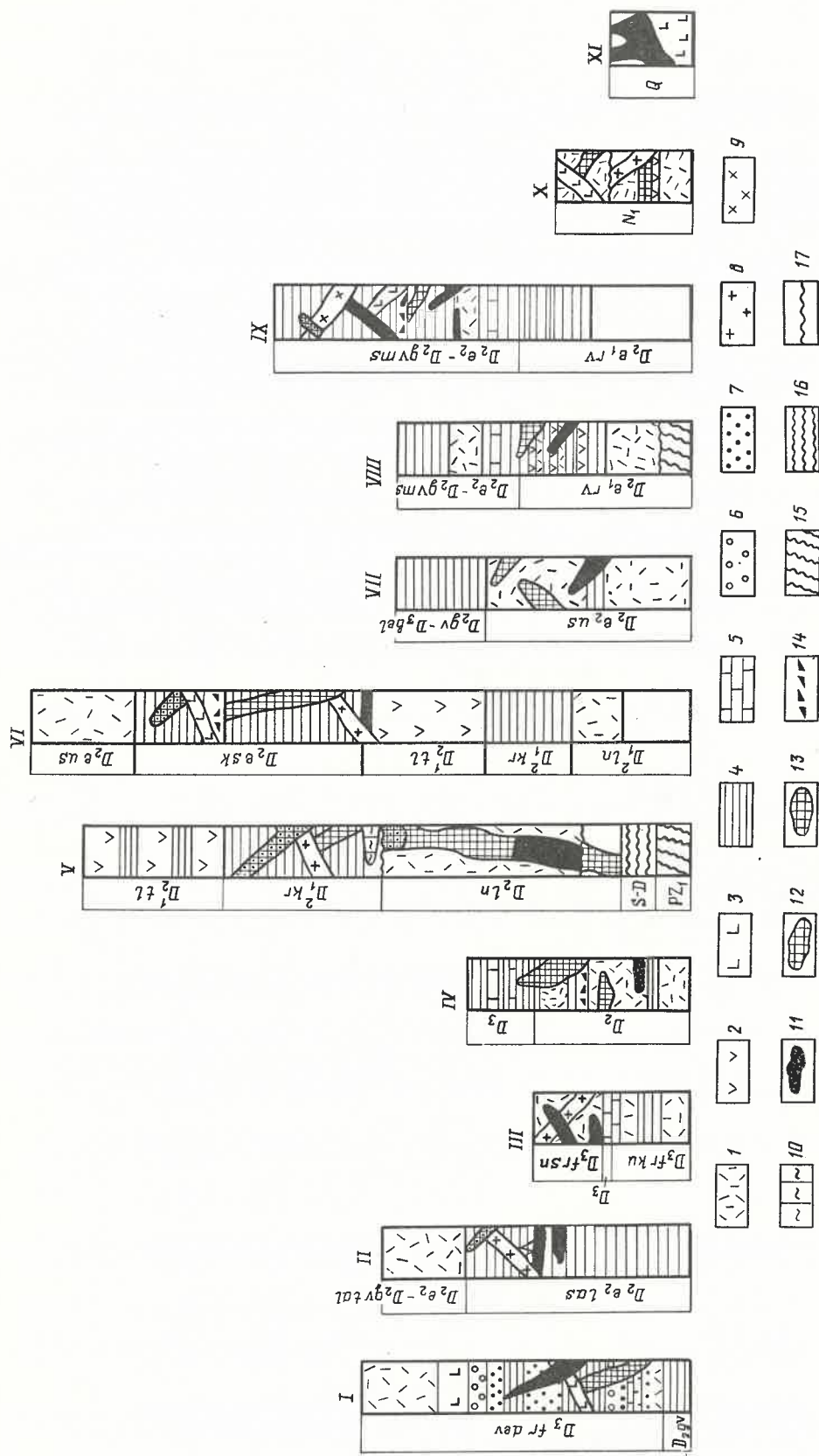


Рис. 1. Геологическая позиция и последовательность образования типов руд и пород:

1 — лавы и туфы риолито-дацитов, 2 — лавы и туфы андезитов, 3 — диабазы и габродиабазы, 4 — алеволиты и песчанники, 5 — известняки и известково-известняковые сланцы, 6 — гравелиты и конгломераты, 7 — песчаники, 8 — субвулканические порфиры и эксплозивные брекчи, 9 — гранитоиды, 10 — хлорит-серпичиновые метасоматыты, руды: 11 — медноколчеданные и медно-цинковые,

12 — полиметаллические, 13 — барито-полиметаллические; 14 — динамометаморфизованные породы; 15 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя, 16 — метаморфизованные силур-девонские породы; 17 — размытые и несогласия; месторождения: I — Корбалышкское, II — Орловское, III — Николаевское, IV — Белоусовское, V — Риддер-Сокольское, VI — Тишинское, VII — Чекарь, VIII — Зыряновское, IX — Малеевское, X — Каминосава (Япония — Куроко), XI — современные рудопроизведения Восточно-Каиокеанского поднятия

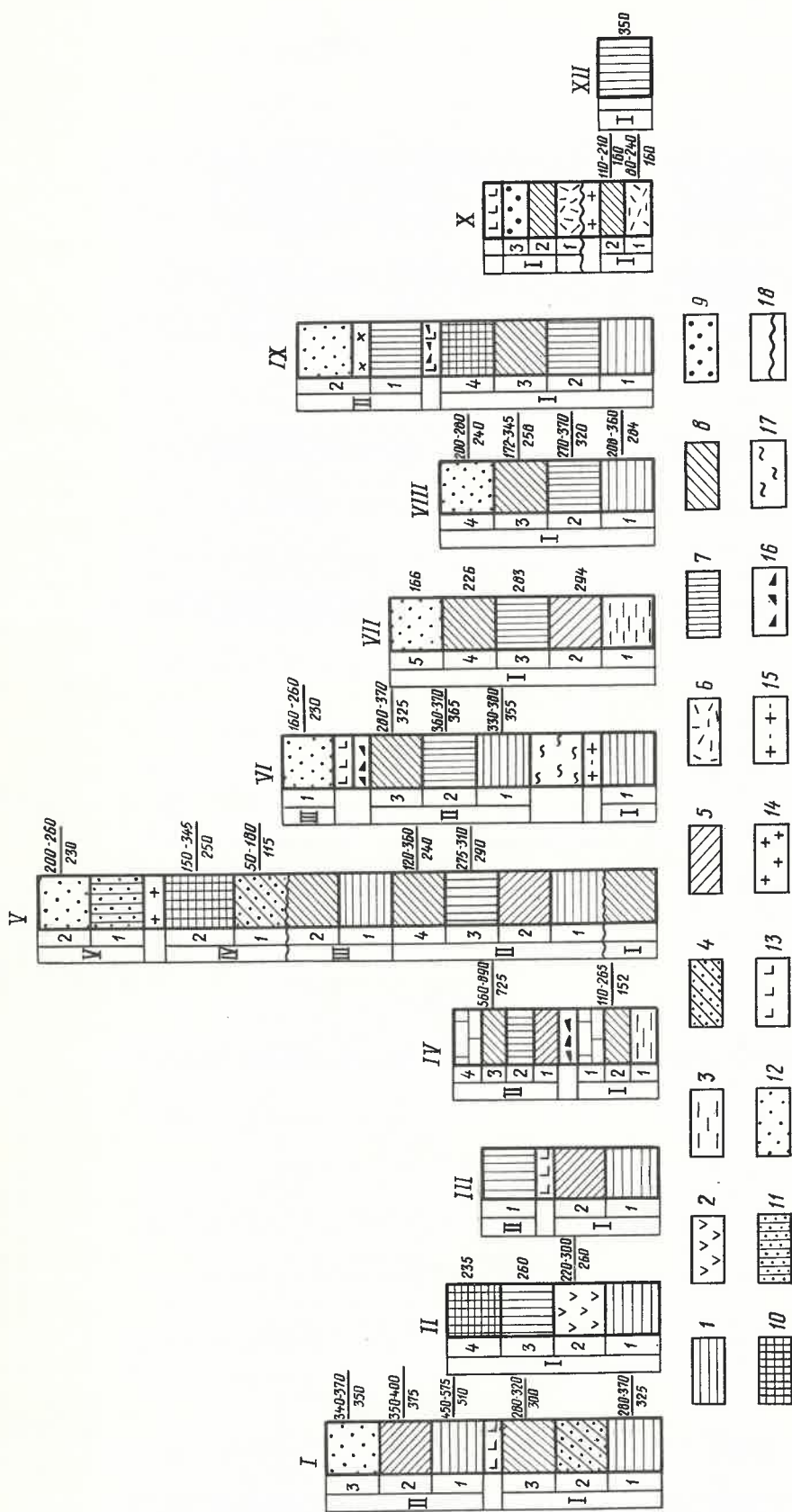


Рис. 2. Последовательность формирования типов руд:

1 — околорудно-измененные породы и серноколчеданные руды; 2 — слоистые медноколчеданные, 3 — слоистые медно-цинковые, 4 — слоистые полиметаллические, 5 — массивные и вкрапленные медноколчеданные, 6 — прожилково-вкрапленные медноколчеданные, 7 — массивные и вкрапленные медно-цинковые и цинковые, 8 — массивные и вкрапленные полиметаллические, 9 — слоистые обломочные полиметаллические, 10 — барито-полиметаллические, 11 — сульфидно-серцитовые, 12 — поздние кварц-карбонатные жилы и прожилки с крупнокристаллическими сульфидами; 13 — дайки порфиров и базов; 14 — эксплозивные брекчии; 15 — субвулканические порфиры; 16 — динамометаморфизованные породы; 17 — продукты контактового метаморфизма и метасоматоза; 18 — следы размывов и несогласий; минерализация: этапы I—V, стадии 1—5; цифры у колонок: соответственно в числителе min—max температура, °C, в знаменателе — средняя

рождение) или сфалерит-пиритовая (Чекмарь). Для руд этого этапа характерны признаки диагенетических преобразований, выраженные в уплотнении, проседании, совместном смятии рудных и нерудных прослоев, наличии элементов ритмичного и асимметричного строения рудных и нерудных слоев и пересечении кремнистых пород этих руд прожилками кварца со сфалеритом [12]. Все это свидетельствует о гидротермально-осадочном генезисе этих руд. В рудах более позднего возраста, как правило, отсутствуют признаки гидротермально-осадочного происхождения; они имеют прожилково-вкрапленную или массивную текстуры, не чередуются с осадочными породами, в них не проявлена полосчатость. Они пересекают зоны околорудно-измененных пород и, по всей вероятности, имеют гидротермально-метасоматический генезис. На месторождении Чекмарь процесс формирования руд начинается с отложения гидротермально-метасоматических руд медноколчеданного (халькопирит-пиритового) и медно-цинкового (халькопирит-сфалерит-пиритового) составов. На Зыряновском месторождении в этот период отмечаются только медно-цинковые руды. Затем формируются полиметаллические (халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовые), прожилки которых пересекают и корродируют медно-цинковые руды. Процесс минерализации на обоих месторождениях завершается формированием жил и прожилков карбонатно-кварцевого состава, содержащих крупнозернистые выделения сфалерита и галенита (редко других сульфидов) и секущих все более ранние типы руд [9, 12].

Более сложная история формирования руд наблюдается на месторождениях, подвергшихся динамотермальному и контактовому метаморфизму. Так, на месторождении Тишинское после отложения серноколчеданных гидротермально-осадочных руд, формировавшихся одновременно с процессами околорудных изменений (см. рис. 1 и 2), произошло внедрение субвулканических порфиров, преобразовавших серицит-кварцевые метасоматиты в биотит-хлорит-доломитовые, а пирит частично в пирротин [8]. Затем вновь проявились процессы околорудных изменений с образованием серицит-кварцевых и карбонат-хлорит-пиритовых метасома-

титов, за которыми последовало формирование сначала медно-цинковых, а затем полиметаллических руд. После этого интенсивно проявились процессы динамометаморфизма и внедрение даек габбродиабазов, что привело к метаморфизму ранее сформированных руд [8]. Завершается процесс минерализации на Тишинском месторождении формированием жил и прожилков карбонатно-кварцевого состава с крупнозернистыми сульфидами, по всей вероятности, как и на других месторождениях, обусловленных переотложением вещества более древних руд в результате процессов метаморфизма.

Сходную картину истории формирования руд можно наблюдать и на Корбалихинском месторождении (см. рис. 1, 2), на котором после формирования околорудно-измененных пород отлагаются слоистые полиметаллические руды гидротермально-осадочного происхождения [13], а затем и гидротермально-метасоматического. Позже происходило внедрение габбродиабазовых интрузий, вновь формировались околорудно-измененные породы, сменившиеся затем существенно медноколчеданными рудами [4]. И здесь процесс минерализации завершился образованием прожилковых и жильных карбонат-кварцевых образований с крупнозернистыми сульфидами.

На Белоусовском месторождении рудообразующий процесс начинается с формирования гидротермально-осадочных медноколчеданных, а затем и полиметаллических руд, завершающих первый цикл. Последующие процессы динамометаморфизма привели к переотложению этих руд [10], причем последовательно формировались медноколчеданные, медно-цинковые и полиметаллические руды. Таким образом, эти параметры иллюстрируют формирование руд в два цикла, разделенных процессами образования метасоматических пород и метаморфизма.

Еще более сложной представляется история формирования руд месторождения Риддер-Сокольное (см. рис. 1 и 2), на котором наиболее древние — прожилково-вкрапленные гидротермально-метасоматические полиметаллические руды, локализованные в Лениногорской свите нижнего девона [8]. На них с размывом залегают околорудно-измененные, по-видимому, гидротермально-осадочные пиритизирован-

ные породы, во времени сменяющиеся сначала медноколчеданными и цинково-колчеданными, а затем полиметаллическими рудами гидротермально-метасоматического происхождения [8]. На этих рудах с размывом залегают слоистые гидротермально-осадочные полиметаллические руды, которые в более позднее время сменяются барито-полиметаллическими; затем следует внедрение explosивных брекчий, содержащих обломки всех более древних руд. Завершается процесс минерализации на месторождении Риддер-Сокольное образованием сульфидно-серицитовой минерализации и кварцево-карбонатными прожилками с крупнозернистыми сульфидами. Таким образом, руды месторождения Риддер-Сокольное можно рассматривать как образования, сформированные в три и четыре этапа минералообразования.

Весьма своеобразными минеральным составом и последовательностью проявления стадий минерализации для месторождений рудноалтайского типа обладают руды Николаевского и Орловского месторождений. Процесс минерализации на Николаевском месторождении начинается с серноколчеданной минерализации, ассоциирующей с околорудными изменениями; затем следуют медноколчеданные руды; последние прорываются интрузией габбродиабазов, после чего формируются медно-цинковые руды [7]. Руды полиметаллического состава практически отсутствуют. Создается впечатление, что здесь мы имеем дело с незавершенным циклом.

На Орловском месторождении на околорудно-измененные породы с пиритовой минерализацией ложатся гидротермально-осадочные медноколчеданные руды, за которыми следуют медно-цинковые. В отличие от Николаевского месторождения этот цикл завершается образованием барито-полиметаллических руд, имеющих ограниченное распространение; затем следует внедрение даек explosивных брекчий и появление медно-цинковых руд [6]. Таким образом, можно предположить, что и на этом месторождении также проявлен незавершенный цикл минерализации, в общем мало характерный для месторождений рудноалтайского типа.

Судя по текстурным особенностям руд и другим геологическим признакам,

руды гидротермально-осадочного происхождения сравнительно широко распространены на месторождениях Рудного Алтая, однако в количественном отношении играют все же подчиненную роль по сравнению с гидротермально-метасоматическими рудами. Гидротермально-осадочное происхождение имеет некоторая часть медноколчеданных и медно-цинковых, а также и полиметаллических руд. Гидротермально-осадочные руды большей частью приурочены к основаниям и нижним частям гидротермальных циклов, однако иногда они встречаются и в средних частях циклов, о чем свидетельствует возрастное положение второй (Риддерской) залежи на месторождении Риддер-Сокольное (см. рис. 1).

Образование околорудно-измененных пород практически всегда предшествовало процессам оруденения, но благодаря цикличности процессов минерализации на ряде месторождений (Риддер-Сокольное, Корбалихинское) проявляется дважды.

В отличие от прежних представлений, в последние годы собран большой фактический материал свидетельствующий о широком проявлении на месторождениях Рудного Алтая внутрирудных магматических пород. Эти породы основного и кислого составов сравнительно разнообразны. Внутрирудные габбро-диабазы распространены на Тишинском, Корбалихинском и Николаевском месторождениях. На Корбалихинском месторождении они внедряются на границе двух циклов (см. рис. 1, 2), а на Николаевском и Тишинском месторождениях — в конце процесса минерализации, не нарушая его общего хода.

Внутрирудные внедрения пород кислого состава представлены субвулканическими порфирами и гранитоидами. Субвулканические порфиры на Тишинском месторождении прорывают и метаморфизуют околорудно-измененные породы с серноколчеданной минерализацией [8], но не оказывают принципиального влияния на цикличность последующего рудного процесса. На Малеевском месторождении гранитоиды нижнекаменноугольного возраста метаморфизуют сформированные ранее медно-цинковые и полиметаллические руды и, вероятно, обуславливают переотложения рудного вещества в виде кварцево-карбонатных прожилков, содержащих крупнозернистые сульфиды (см. рис. 1).

На некоторых месторождениях широко развиты образования, известные под названием взрывных брекчий (Риддер-Сокольное, Орловское, Золотушинское и др.). На двух первых месторождениях взрывные брекчии, содержащие многочисленные обломки колчеданно-полиметаллических руд, внедряются в конце рудного процесса. На Риддер-Сокольном месторождении после внедрения взрывных брекчий формируются сульфидно-серицитовые руды, кварцево-карбонатные жилы и прожилки с крупнозернистыми сульфидами [8]. На Орловском месторождении взрывные брекчии завершают процесс рудообразования [8].

Таким образом, внедрение внутрирудных магматических пород, как правило, не оказывает принципиального влияния на процесс рудообразования, исключением являются лишь руды Корбалихинского месторождения, где внедрение габбродиабазов, по-видимому, приводит к повышению температуры рудообразующего процесса и формированию нового цикла минерализации, выраженного существенно медноколчеданными рудами (см. рис. 2).

Важную роль в рудообразующем процессе месторождений, расположенных в зонах смятия, играют процессы динамометаморфизма. Так, на Белоусовском месторождении наиболее древними являются гидротермально-осадочные руды, девонского возраста, медноколчеданные, полиметаллические и барито-полиметаллические [10, 11], формировавшиеся при сравнительно низких 110—205 °С температурах [10]. По данным Б. Я. Хоревой, эти руды, скорее всего, подверглись интенсивному динамометаморфизму в турнейский век и были переотложены с формированием медноколчеданных, медно-цинковых, полиметаллических и барито-полиметаллических руд. Рудные тела имеют четкие «интрузивные» контакты с вмещающими породами, содержат овальные ксенолиты пород и гидротермально-осадочных руд и округлые («шариковые») выделения пирита и кварца [10, 11]; сформированы они при температуре 560—890 °С [10]. По мнению В. И. Старостина, эти руды имеют метаморфическое происхождение.

Процессы динамометаморфизма руд проявлены также на Тишинском и Малеевском месторождениях; на последнем полиметаллические руды, образова-

нные в додислокационный период, после динамометаморфизма, сменяются медно-цинковыми рудами.

Каждая стадия минерализации того или иного этапа осуществляется в определенных температурных условиях. На месторождениях с моноциклическим развитием рудного процесса (Зыряновское, Чекмарь) отмечается постепенное падение температуры процесса минералообразования, установленное по данным гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, карбонате и сфалерите. Так, на Зыряновском месторождении (см. рис. 2) медно-цинковые руды формируются при температуре 270—370° (средняя 320°), полиметаллические — в интервале 172—345° (средняя 258°), а барито-полиметаллические — при температуре 200—280° (средняя 240°) [2, 9]. Такое же падение температур от стадии формирования медноколчеданных руд к стадиям медно-цинковой, полиметаллической и барито-полиметаллической отмечается и на месторождении Чекмарь.

На бициклических месторождениях первые стадии минерализации второго цикла иногда формируются при более высоких температурах по сравнению с последними стадиями первого цикла. Так, на Корбалихинском месторождении первый цикл завершается формированием полиметаллических руд с температурой образования 280—320° (средняя 306°), в то время как околорудно-измененные породы, образовавшиеся после внедрения габбродиабазов возникли при температурах 450—575° (средняя 510°), а следующие за ними медноколчеданные и полиметаллические руды формировались при температуре 350—400° (средняя 375°) (см. рис. 2). В данном случае можно полагать, что повышение температуры минералообразования было обусловлено внедрением габбродиабазов, однако на других месторождениях, в частности на Тишинском, внедрение таких пород не привело к повышению температуры последующей стадии минерализации.

История формирования руд месторождений типа Кууроко в Японии близка к рудноалтайским (см. рис. 1 и 2). Здесь также иногда можно выделить два цикла рудообразования, разделенных периодом формирования туфобрекчий или взрывных брекчий. Так, на месторождении Каминосава рудные тела локализованы на двух стратигра-

фических уровнях пластов риолитов; в ранних риолитах располагаются пластообразные залежи и прожилково-вкрапленные руды медноколчеданного (месторождение ОКО) и полиметаллического состава (Куроко); в поздних риолитах широко развиты залежи, сложенные обломочными рудами.

Обломки представлены массивными халькопиритовыми, сфалеритовыми и пиритовыми рудами, измененными риолитами и фрагментами прожилково-вкрапленных руд [14]. Формирование обломочных руд М. С. Ли [14] и другие исследователи связывают с разрушением первичных руд эксплозиями поздней стадии риолитового вулканизма. На некоторых месторождениях Куроко в Японии дайки долеритов перескают и метаморфизуют руды ОКО.

Современные колчеданные рудопроявления океанических хребтов резко отличаются от выше охарактеризованных объектов. Отличие заключается, прежде всего, в преобладании здесь цинковых или медных (реже медно-цинковых) руд и в отсутствии существенных содержаний свинца [5]. Содержания последнего в рудопроявлениях океана повышается в океанических бассейнах в двух случаях: 1) в островных дугах, где на базитовой коре океанов располагаются блоки континентальной коры, сложенной кислыми гранитоидного состава породами (Солтон-Си в США, вулкан Менделеева на Кунашире); 2) в случаях когда формирование руд осуществляется в толще осадочных терригенных пород, перекрывающих базальты океанского дна (впадины Гуаймас и Эсканаба в ВТП) [15].

Переходя к рассмотрению возможных генетических причин последовательного отложения перечисленных минеральных ассоциаций, следует ответить, что за исключением агрегатного состояния растворов и их температуры, роль которой рассмотрена выше, остальные данные о составе рудоносных растворов, их концентрации, степени кислотности и щелочности, фугитивности кислорода и т. д. малочислены и разрознены, и сравнивать их для разных месторождений можно только весьма приближенно. Отсутствуют также и экспериментальные исследования, приближенные к условиям образования колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа.

Наиболее вероятными причинами, ко-

торые привели к образованию последовательного отложения описанных выше типов руд могут быть: 1) падение солёности рудоносных растворов, фиксирующееся уменьшением содержания солей при падении температуры; 2) изменение рН и Eh растворов; 3) падение внутреннего давления рудно-магматической системы при формировании тектонических нарушений.

Концентрация солей на Тишинском, Зырянском и Корбалихинском месторождениях колеблется в пределах 6—35 %, т. е. примерно на один порядок выше, чем содержание солей в океанической воде [2]. На Зырянском месторождении содержание солей изменяется от 8 до 18 %, причем с уменьшением температуры гомогенизации ГЖВ содержание солей снижается [9]. Главными составными частями этих солей являются хлориды магния, натрия и калия, при их количественных соотношениях $Mg > Na > K$ (в океанской воде эти соотношения $Na > Mg > K$). Как известно, рассолы обладают высокой растворяющей способностью по отношению к цветным металлам (особенно в условиях сравнительно высоких температур), они выщелачивают их из вмещающих пород по пути движения; по мере снижения температуры концентрация солей в растворе падает [9], уменьшается их растворяющая способность и начинается выпадение сульфидов. Судя по последовательности отложений минеральных ассоциаций в рудноалтайских месторождениях, это выпадение осуществляется в следующем порядке: пирит—пирит + халькопирит — пирит + халькопирит + сфалерит — пирит + халькопирит + сфалерит + галенит.

В процессе рудообразования кислотно-щелочные свойства рудоносных растворов менялись неоднократно, что, возможно, являлось одной из причин перенасыщения растворов рудными компонентами и отложения руд. В начале процесса в ряде месторождений рудоносные растворы, вероятно, имели слабую щелочную реакцию, об этом, в частности, свидетельствует то, что известняки, встречающиеся среди вмещающих пород в виде пластов и линз, слабо затронуты рудной минерализацией, в то время как на многих месторождениях мира других геолого-промышленных типов именно известняки являются наиболее благоприятны-

ми породами для метасоматического замещения их свинцово-цинковыми рудами. На Орловском месторождении наиболее древние халькопирит-пирит-хлоритовые руды формировались из растворов со слабо щелочной реакцией [6]. В дальнейшем при отложении медноколчеданных и медноцинковых руд растворы приобрели кислую реакцию, а при отложении барито-полиметаллических руд вновь отмечается падение степени кислотности рудоносных растворов.

Широкое распространение серноколчеданных руд (иногда содержащих пирротин) в первых стадиях процесса минерализации свидетельствует о высоком паручальном давлении серы, в то же время распространение барита, гематита, борнита и сложных сульфосолей на конечных стадиях рудного процесса говорит о резком увеличении активности кислорода. На Зырянском месторождении летучесть кислорода в процессе рудообразования изменялась от 10^{-31} при $t = 360^\circ$ до 10^{-47} при $t = 170^\circ$ [9], а на Гуслаковском месторождении — от 10^{-25} до 10^{-58} [3].

Важной причиной отложения колчеданно-полиметаллических руд, по всей вероятности, было резкое падение внутреннего давления рудоносной системы, приводившее к дегазации летучих компонентов и резкому повышению концентрации рудных компонентов в остаточных растворах. На Зырянском месторождении давление рудоносной системы в процессе рудообразования изменялось от 3,1 кбара при $t = 330^\circ$ до 1,6 кбара при $t = 280^\circ$ [9], на Тишинском месторождении оно падало от 1,9 кбар до 1 кбара. По термодинамическим расчетам В. Н. Шарапова (1971), критическое давление рудоносной системы Золотушинского месторождения, при котором нарушается сплошность пород, составляет 0,65 кбара. Это давление обусловлено выделившимися газами на глубине 1—2 км. Величина внутреннего давления в определенной степени свидетельствует о глубине формирования руд, а интенсивность ее падения обуславливает величину его температурного градиента. Под последним термином подразумевается изменение температуры гомогенизации ГЖВ в минералах одной и той же стадии минерализации на определенном интервале глубин.

Подводя итоги, хочется подчеркнуть следующее.

1. В отложениях минеральных ассоциаций, слагающих минеральные типы руд колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, обычно наблюдается определенная возрастная последовательность, обусловленная образованием в начале рудного процесса околорудно-измененных пород и серноколчеданных руд, сменяющиеся медноколчеданными и медно-цинковоколчеданными рудами, а затем полиметаллическими и барито-полиметаллическими. Завершается рудный процесс, который можно рассматривать как определенный цикл, формированием кварц-карбонатных жил и прожилков, содержащих крупнозернистые выделения сфалерита, галенита и блеклых руд.

2. Среди рудноалтайских месторождений можно выделить моноциклические (Зырянское, Чекмарь), бициклические (Корбалихинское, Малеевское, Белоусовское) и полициклические (Риддер-Сокольное). Циклы нередко (но не всегда) разделяются внедрением интрузий габбродиабазов и в зонах смятия — процессами динамометаморфизма.

3. На месторождениях Орловское, Николаевское и др. наблюдаются как бы незавершенные циклы, обусловленные резко подчиненным развитием или полным отсутствием полиметаллических руд, содержащих значительное количество галенита.

4. На некоторых месторождениях интрузивные магматические породы представлены эксплозивными брекчиями, содержащими обломки более древних руд. Эти образования однако не оказывают принципиального влияния на последующий ход рудного процесса.

5. На месторождениях с моноциклическими рудами каждая последующая стадия минерализации формируется при более низких температурах, чем предыдущая; на месторождениях, сформированных в два цикла (бициклических), начальная температура второго цикла обычно более высокая по сравнению с конечными стадиями первого.

6. На большинстве колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая присутствуют как гидротермально-осадочные-медноколчеданные, медно-цинково-колчеданные и полиметаллические руды, так и гидротермально-метасоматические. Гидротермально-осадочные руды обладают характерны-

ми структурно-текстурными особенностями и чаще отлагаются в начале циклов, реже на его завершающих стадиях (месторождение Риддер-Сокольное). Гидротермально-метасоматические руды на большинстве месторождений слагают главные объекты руд.

7. Концентрация солей в рудоносных растворах большей частью колеблется в пределах от 35 до 6 % и с понижением температуры падает, что может приводить к перенасыщению растворов рудным веществом и выпадению руд.

8. К концу каждого цикла увеличивается активность кислорода, что обуславливает широкое распространение в минеральных ассоциациях этих стадий — барита, гематита, борнита и блеклых руд, нехарактерных для минеральных ассоциаций более ранних стадий цикла.

Таким образом, наряду с общими чертами минерального состава текстур и структур руд, среди колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая можно выделить несколько генетических групп, каждой из которых присущи свои последовательные ряды минеральных ассоциаций, слагающих определенные типы колчеданно-полиметаллических руд. Это обстоятельство следует учитывать при построении минералого-геохимических моделей колчеданно-полиметаллических месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викентьев И. В., Карманов А. П. Два структурно-геохимических типа полиметаллических месторождений в Лениногорском районе // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1989. № 8. С. 48—56.
2. Гибшер Н. А. Физико-химические условия формирования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: Авто-реф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1978.
3. Золотарев В. Г. Закономерности образования и локализации колчеданно-полиметаллических руд на месторождениях Белоушинского син-клиория (Рудный Алтай). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 1975.
4. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая/Гаськов И. В., Дистанов Э. Г., Миронова Н. Ю., Чекалин В. М. — Новосибирск: Наука, 1991.
5. Кривцов А. И. Обстановки и условия древнего и современного колчеданообразования // Геология рудных месторождений. 1987. № 3. С. 3—17.
6. Мукосеев В. В. Геологические условия образования Орловского месторождения (Рудный Алтай) // Вест. МГУ. Сер. геол. № 4. С. 64—67.
7. Наумов В. А. Геолого-структурные особенности и закономерности локализации оруденения Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Алма-Ата, 1973.
8. Покровская И. В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Рудный Алтай). — Алма-Ата: Наука, 1982.
9. Прокофьев В. Ю., Наумов В. Б. Геохимические особенности рудообразующих растворов Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геохимия, № 3. С. 375—385.
10. Старостин В. И., Дороговин Б. А., Лычков В. А. Роль сульфидных расплавов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Докл. ДАН СССР, Т. 245. 1979, № 4.
11. Старостин В. И., Дергачев А. Л. Тектоно-физические условия колчеданообразования и структурные парагенезисы рудных районов. Рудообразующие процессы и системы. — Москва: Наука, 1989.
12. Трофимов А. П., Гончарова Т. Я. Геолого-геохимические особенности месторождения Чекмарь на Рудном Алтае // Вест. МГУ, Сер. геол. № 2. 1982.
13. Филатов Е. И., Пугачева И. П., Крейтер И. В. и др. Геологические условия размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1981. № 4. С. 78—83.
14. *Geology of Kuroko deposits.* — Tokio, 1974.
15. Roski R. A. Skassive sulfides in Escanabe Trogh. Southern gorde Ridge. Analogs to Besski—type Deposits in Yapan 28, 1989. Vol. 2, P. 2—215. Yrtervotvional geological Congress Washington USA 1989, Vol. 2, P. 215.

Принята редколлегией 26 июня 1992 г.

Гомологический ряд месторождений асбеста и их связь с другими месторождениями

Н. Н. ВЕДЕРНИКОВ (ЦНИИгеолнеруд)

При прогнозе месторождений асбеста наряду с методом аналогии, на основе которого сравниваются признаки благоприятные для образования месторождений определенного геолого-промышленного типа, используется и метод гомологии, при котором устанавливается сходство месторождений асбеста различных геолого-промышленных типов и различных разновидностей [6]. Это обусловлено тем, что все крупные месторождения асбеста (хризотила, антофиллита, родусита) ведущих геолого-промышленных типов образуются в единой геолого-генетической системе с общими источниками рудоносных растворов, одинаковым механизмом поступления и отложения рудных компонентов, одновременно активизации и начала процесса значительной асбестизации. Геологические обстановки асбестообразования благоприятны и для других промышленных месторождений полезных ископаемых, с которыми месторождения асбеста находятся в генетических и парагенетических отношениях (связях). Все это определяет минерагенические предпосылки (минерагенический фактор) оценки «полной» рудоносности отдельных регионов, вопросы которой рассматривались в геодинамическом плане [11, 8].

В настоящей статье сделана попытка обосновать связи всех крупных месторождений хризотил-антофиллит-родусит-асбеста, образующих гомологический ряд, и стратиформных месторождений металлов.

Остановимся сначала на парагенезисе (уровне складчатых зон и минерагенических провинций) месторождений асбеста различных разновидностей, сразу обратив внимание на корректность таких взаимосвязей только для крупных месторождений асбеста. Геолого-промышленные типы крупных месторождений асбеста неоднократно описывались [1, 6, 13].

Отметим только, что для хризотил-асбеста это баженковский тип, антофиллит-асбеста — сысертско-бугетысайский, родусит-асбеста — джезказган-

ский. Геологические характеристики последнего (исключая возраст вмещающих отложений) сходны с другими щелочными амфибол-асбестами в осадочных толщах. Отличительной особенностью складчатых зон с крупными месторождениями асбеста (асбестовые провинции) является присутствие (или геологическая обоснованность присутствия) всех крупных месторождений ведущих геолого-промышленных типов. Модель провинции с непрерывным рядом месторождений асбеста различных разновидностей (хризотила, антофиллита и родусита) показана на рис. 1. Она представляет собой складчатую систему (или ее часть), характеризующуюся всеми геологическими особенностями (признаками), свойственными системам с месторождениями асбеста ведущих геолого-промышленных типов, а также полным и завершенным развитием. В их строении участвуют офиолитовые (океанические) комплексы или комплексы ранних стадий, отличающиеся мощным развитием осадочно-эффузивных формаций, включающих альпинотипные ультрамафиты и мафиты. Общим для всех регионов с промышленными месторождениями асбеста является то, что они относятся к орогенным областям, испытавшим тектоническую активизацию, и в них развивается особый тип структур — орогенные наложенные впадины.

Для месторождений асбеста можно считать справедливым, как отмечает В. И. Смирнов, что полное развитие офиолитовых, равно как и орогенных, комплексов (в противоположность комплексам ограниченного развития) обеспечивает всестороннее мощное рудообразование. Отличительная особенность складчатых систем с месторождениями асбеста основных геолого-промышленных типов — наличие среди образований океанического, геосинклинального и орогенного этапов гнейсово-сланцевых блоков или массивов пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и более высоких фаций. Эти блоки и массивы (микроконтиненты или срединные массивы), вовлеченные в

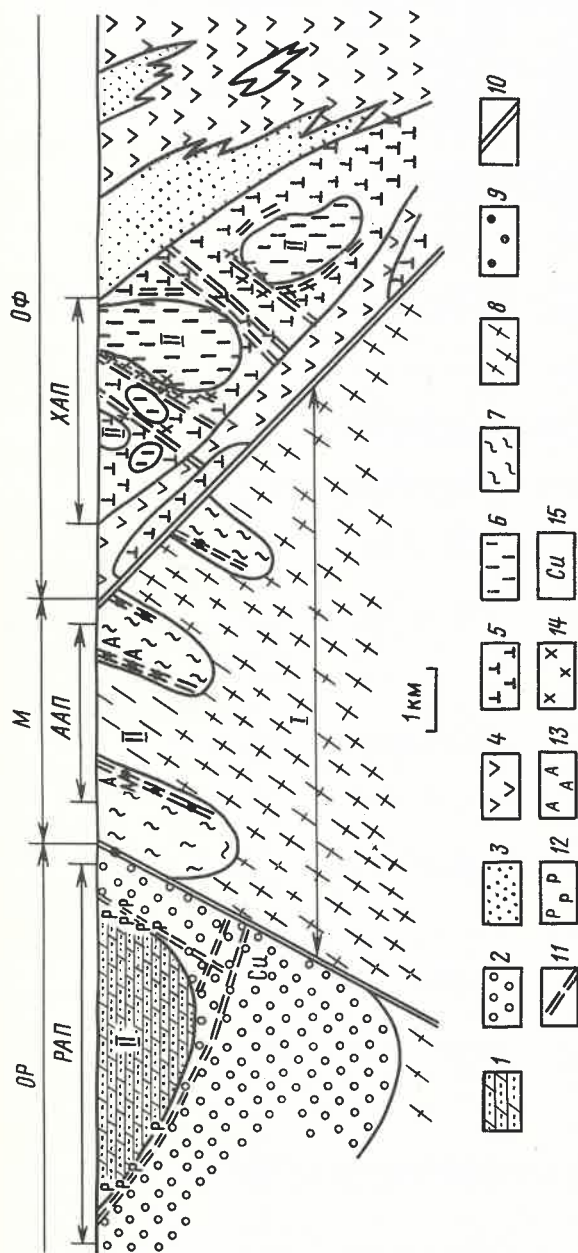


Рис. 1. Геологические модели обстановок формирования крупных месторождений асбеста в виде разреза-совмещения (ряд моделей-аналогов).
Комплекс орогенной впадины (ОР):

1 — сероцветная лагуна и лагуно-морская формация, 2 — пестроцветная и красноватая лагуно-континентальная и континентальная формация; комплекс офиолитов (ОФ): 3 — песчаники и другие осадочные породы, 4 — вулканиты, 5 — серпентиниты и мафиты, 6 — гарцбургиты и дуниты несерпентинизированные или не полностью серпентинизированные (ядра в массивах серпентинитов); комплекс микроконтинента — срединного массива (М): 7 — гнейсо-сланцевые образования, 8 — гранито-гнейсовые и гнейсо-амфиболитовые образования, 9 — тела будинированных ультрамафитов, 10 — разрывы первого порядка, 11 — разрывы второго порядка и зоны нарушений (смятия, будинажа, расщепления, малоамплитудных разрывов); крупные залежи и месторождения: 12 — родусит-асбеста, 13 — антофилит-асбеста, 14 — хризотил-асбеста, 15 — месторождения формации мелистых песчаников; асбестовые (рудные) поля (сочетание относительно жестких и пластичных рудоуправляющих блоков пород): РАП — родуситовые, ААП — антофилитовые, ХАП — хризотилитовые; относительно жесткие блоки пород: I (рудоопределяющие) и II (рудоуправляющие) порядков

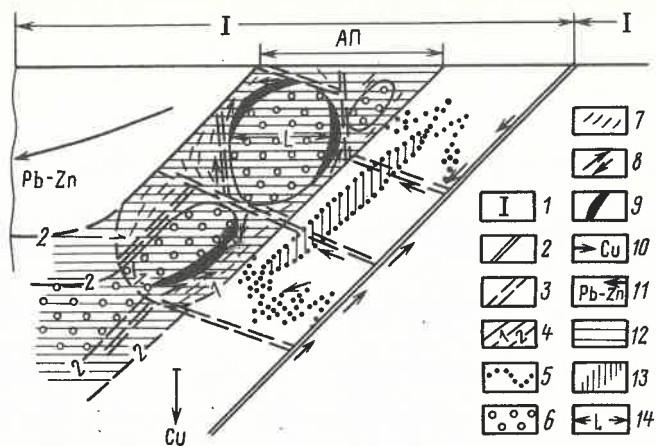


Рис. 2. Геологическая модель ряда обстановок формирования крупных месторождений асбестов в виде разреза-обобщения (модель ряда-гомолога). Геологическая часть модели (основной и облегающий элементы):

1 — рудоопределяющий блок I порядка (продуктивный комплекс тех или иных геологических формаций, сопряженный с другим асбестоносным или потенциально асбестоносным комплексом); 2 — разлом (взброс, надвиг), разделяющий комплексы (структуры первого порядка) в складчатой зоне; 3 — оперяющие его разрывы (сдвиги, сдвига-взбросы, надвиги, сбросы); границы: 4 — геологических формаций и структур и варианты (1, 2) их оконтуривания; 5 — фациальных переходов пород вне рудоконтролирующих (асбестоносных) блоков; 6 — рудоконтролирующий относительно жесткий (основной элемент) блок пород, 7 — рудоконтролирующий относительно пластичный (облегающий элемент) блок пород, нарушенных мелкими складками и разрывами, более сланцеватых, трещиноватых, ха-

рактеризующихся зонами выщелачивания и гидратации; рудообразующие (наложенные) элементы модели; 8 — зоны циркуляции и нагнетания вод метеорного, метаморфогенного и ювенильного происхождения в пределах рудоконтролирующих блоков, формирующих асбестообразующие растворы; 9 — крупные скопления асбеста (зоны асбестизации); положение месторождений: 10 — меди — генетических аналогов асбестовым месторождениям относительно последних, 11 — свинца и цинка: некоторые игровые элементы модели; 12 — горные породы, состав и метаморфизм которых определяет минеральный вид асбеста и его количество (в зависимости от близости состава пород и асбеста), 13 — горные породы, которые могут влиять на состав асбеста (существенно состоящие из одного асбестообразующего компонента); 14 — размер блоков (от сотен метров до нескольких километров), число которых влияет на сортность волокна, АП — асбестоносное поле: геофизические особенности — разуплотненность пород, геохимические — повышенный фон свинца, цинка, молибдена

геосинклинальную переработку, представляют собой отторженцы от сооружений более ранних этапов — комплексы сналического основания (докембрийского для фанерозойских систем и архейского для протерозойских).

Таким образом, моделью асбестоносной провинции служит обстановка: срединный массив (микроконтинент или край континента) — океанический комплекс — орогенная впадина (прогиб). Месторождения асбеста локализируются в зоне их сонахождения (сближения). При этом от самой границы данных комплексов месторождения амфибол-асбеста несколько удалены в сторону микроконтинента (от первых до десятков километров), что можно видеть на рис. 1.

На рис. 1 показан совмещенный ряд моделей обстановок формирования крупных месторождений асбеста (аналогов), а на рис. 2 обобщенная их

модель или геологическая модель ряда обстановок формирования крупных месторождений асбеста (модель гомолога). По ряду моделей (см. рис. 1) в той или иной складчатой зоне можно прогнозировать месторождения неизвестных в ней разновидностей асбеста. В частности, в складчатых зонах Алтае-Саянской складчатой системы, где известны крупные месторождения хризотил- и родусит-асбеста, следует ожидать выявления месторождений антофиллит-асбеста. В Предуралье можно обнаружить месторождения родусит-асбеста — в складчатых зонах Урала есть крупные месторождения хризотил- и антофиллит-асбеста. Прогноз крупных месторождений асбеста обоснован для зон юго-восточной Австралии и Африки, Канады и других регионов, где имеется «набор» месторождений двух из трех ведущих геолого-промышленных типов.

Рассматривая модель гомолога об-

1. Иерархическая схема структурной неоднородности асбестоносных объектов

Объект		Элементы модели			
геологический	асбестоносный	$\mathcal{E}_{осн}$	$\mathcal{E}_{обл}$	$\mathcal{E}_{нал}$	
Складчатая зона, геологический комплекс	Зона, район	Микроконтинентальный $\mathcal{E}_{осн}^{компл}$	Офиолитов $\mathcal{E}_{обл}^{компл}$	Орогенных впадин $\mathcal{E}_{нал}^{компл}$	
Геологический комплекс, геологическая формация	Район, площадь	Синклинали 1—2 порядка, породы рамы, ядра массивных ультрамафитов, гранито-гнейсовые купола $\mathcal{E}_{осн}^1$	Породы, примыкающие к жестким блокам (внутренним и внешним) $\mathcal{E}_{обл}^1$	Надвиги, сдвиги, сбросы по границам блоков $\mathcal{E}_{нал}^1$	
Структурно-фациальная площадь	Площадь, месторождение	Ядра, пачки и толщи участки пород, объединяемые фациально, по структурным особенностям, наложенным процессам $\mathcal{E}_{осн}^2$	Пластичные породы в обрамлении жестких блоков $\mathcal{E}_{обл}^2$	Мелкие нарушения (складки, разрывы) 3—4 порядков в приконтактной межблоковой зоне, будинаж — структуры $\mathcal{E}_{нал}^2$	
Пачка, пласт, зона (пород, метасоматическая и т. п.)	Тело	Ядра, пласты, линзы бу- дины $\mathcal{E}_{осн}^3$	Пластичные породы в обрамлении жестких блоков $\mathcal{E}_{обл}^3$	Трещины, сплошность, пустоты выщелачивания, отслоения и т. п. с минерализацией асбеста $\mathcal{E}_{нал}^3$	

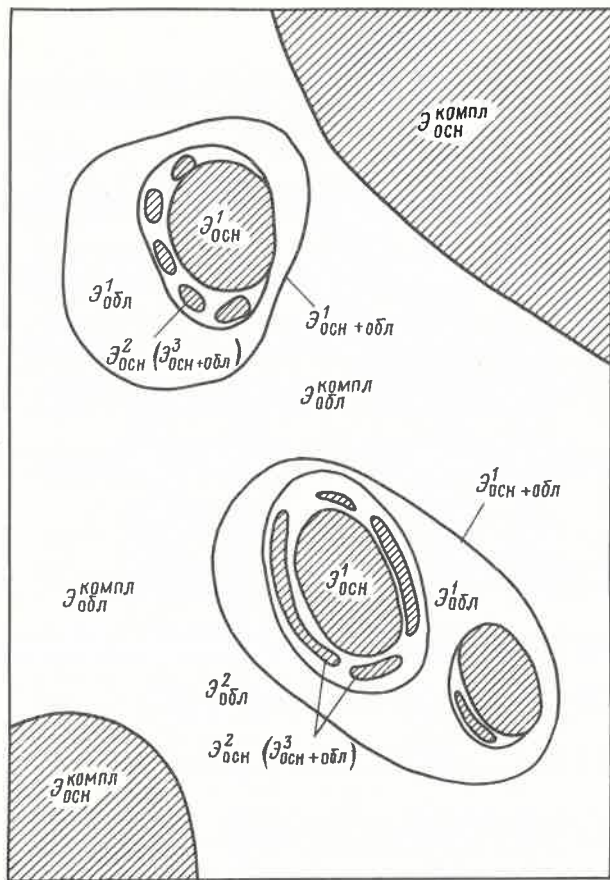


Рис. 3. Иерархическая модель структурной неоднородности асбестоносных объектов (асбестоносного геологического пространства). Условные обозначения см. в табл. 1

становок (см. рис. 2), надо отметить ее возможности как для экстраполяции на сходные геологические обстановки по главному признаку, так и определенного качественного прогноза. Эта модель отражает характерный для всех обстановок формирования месторождений асбеста генерализованный общий признак (стержневой) — структурную неоднородность геологического пространства. Она выражена сочетанием трех блоков-элементов: основания $\mathcal{E}_{осн}$, облегающих его $\mathcal{E}_{обл}$ и наложенных $\mathcal{E}_{нал}$. В складчатой зоне эти элементы соответственно представлены комплексами микроконтинентов $\mathcal{E}_{осн}^{компл}$, офиолитов $\mathcal{E}_{обл}^{компл}$ и орогенных структур $\mathcal{E}_{нал}^{компл}$. Подобная триада элементов выделяется и на более высоких уровнях организации асбестоносного геологического пространства (табл. 1, рис. 3).

В целом для образования значительных скоплений асбеста необходима структурная неоднородность блоков-элементов при их вещественном составе, близком к составу асбеста.

С учетом особенностей модели ряда

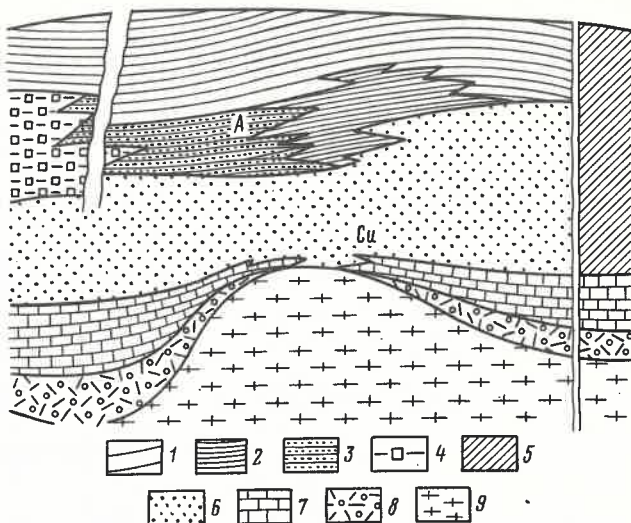
можно прогнозировать крупные месторождения асбеста новых минеральных видов: в орогенных комплексах основных эффузивов — актинолит-асбест, габброидных массивах то же актинолит-асбест, щелочных комплексах — щелочные амфибол-асбесты.

Качество сырья (длина волокна) для месторождений определяется размерами элементов модели (см. рис. 2, табл. 1). Оно выше для месторождений, где размеры $\mathcal{E}_{осн}^{компл}$ больше и они более сближены, но чаще обратно пропорциональны размерам блока $\mathcal{E}_{осн}^1$, лучшее качество асбеста по сортности отвечает оптимальному соотношению $\mathcal{E}_{осн}^1$ и $\mathcal{E}_{обл}^1$ и взаимоотношению (сближению или удаленности, количеству на единицу площади) $\mathcal{E}_{осн}^2$ ($\mathcal{E}_{осн+обл}^3$). Хорошим качеством волокна обладают рудные тела в обособленных структурах $\mathcal{E}_{осн+обл}^2$, но не очень удаленных от $\mathcal{E}_{осн}^1$ и $\mathcal{E}_{осн}^{компл}$.

Так, например, в хризотил-асбестоносных массивах ультрамафитов на качество волокна оказывает влияние удаленность асбестоносных ультрамафитов от микроконтинентов, а также их

Рис. 4. Геолого-формационная модель орогенного асбестоносного комплекса:

Геологические формации орогенного комплекса: 1 — карбонатно-терригенная лагунно-морская (сероцветная); карбонатно-терригенная местами битуминозная, с вулканитами (пестроцветная); 2 — существенно лагунных; 3 — лагунно-континентальных отложений; 4 — песчано-глинистая эвапоритовая (пестроцветная); 5 — углисто-песчано-карбонатно-глинистая (пестроцветная и сероцветная); 6 — карбонатно-терригенная и терригенная местами с вулканитами континентальная (красноцветная и сероцветная); 7 — карбонатно-терригенная местами битуминозная лагунная (сероцветная); 8 — вулканогенно-терригенная континентальная (красноцветная); 9 — породы фундамента; стратиформные месторождения: А — асбест, Си — медь



размер: чем крупнее блоки микроконтинентов и более приближены к асбестоносным ультрамафитам, тем больший процент длинного волокна содержится в них. Этот фактор, относится к первому порядку — влиянию в целом на асбестоносность массива. В самих же массивах количество длинного волокна зависит от размеров и от густоты ядер. На месторождениях родусит-асбеста чем меньше складки (и, следовательно, жесткие ядра-синклинали), тем больше волокна высоких сортов в продуктивном горизонте. Так же как и для хризотил-асбеста в ультрамафитах, так и для амфибол-асбеста в осадочных породах месторождения в более древних складчатых системах содержат большее количество длинного волокна.

Переходя к рассмотрению парагенезиса месторождений асбеста с месторождениями металлов, прежде всего необходимо обратить внимание на практически повсеместное сонахождение стратиформных месторождений меди [9] и родусит-асбеста или других щелочных амфибол-асбестов, причем, как правило, отмечается прямая зависимость между масштабами асбестизации и меденосности отложений (Джезказган, Южная Африка и Южная Австралия и др.). Поэтому широкое развитие щелочно-амфиболовой минерализации в осадочных толщах служит показателем развития медных руд в отложениях более низкого (но близкого) стратиграфического уровня (рис. 4).

Очевидные связи крупных месторождений асбеста существуют и с другими

месторождениями и в целом можно говорить о единой геолого-минералогической провинции асбестового профиля и определенного набора других полезных ископаемых (рис. 5).

Говоря о связях между месторождениями полезных ископаемых надо выделить четыре типа: 1) формационные (вещественные); 2) структурные; 3) генетические; 4) геодинамические.

Формационный тип приурочен к одной дунит-гарцбургитовой формации месторождений хризотил-асбеста и хромитов. Однако тектоническая локализация (и, следовательно, структурные особенности рудовмещающих массивов) принципиально отличны: массивы с хромитами залегают непосредственно в разломах первого порядка и имеют протрузивное залегание, асбестоносные массивы тесно связаны со всеми членами офиолитовой ассоциации. Месторождения асбеста и хромитов принадлежат к принципиально разным генетическим системам: первые к гидrogenной, вторые — собственно плутогенной [10]. В то же время, естественно, месторождения связаны и единой геодинамической обстановкой (орогенной — столкновения континентов).

В последнее время широко обсуждается проблема парагенезиса нефтяных и соляных залежей с рудными провинциями и месторождениями [3, 12 и др.]. Безусловно о генетическом единстве месторождений металлов с соляными и нефтегазоносными отложениями утверждать не следует. Роль последних заключается во влиянии на повышение



Рис. 5. Модель геолого-минералогической провинции с крупными месторождениями асбеста.

Отложения: 1 — преимущественно песчаные, 2 — глинистые, 3 — карбонатно-терригенные, 4 — карбонатные; 5 — соляные залежи; 6 — комплекс офиолитов (симатический), 7 — комплекс гранито-гнейсо-сланцевый — микроконтинентов, 8 — ультрамафиты, 9 — региональный разрыв; крупные месторождения асбеста: РА — родусит,

АА — антофиллит, ХА — хризотил, Pb — Zn(Ba) — свинцово-цинковые, (и баритовые), Cu₂ — медистые песчаники, Cr₂ — хромистые песчаники (промышленное значение не установлено), Cr₁ — хромиты, CaF₂, Mo, W, Sn — наиболее вероятное формирование и локализация месторождений флюорита, молибдена, вольфрама и олова; ПО — прогиб, выполненный существенно осадочными отложениями, ПВО — прогиб с вулканогенно-осадочными образованиями, НГЗ — нефтегазоносные залежи

агрессивности, растворяющей способности и металлоносность вод, формирующих месторождения, источником металла для которых служат главным образом породы основания. Наличие соляных и нефтегазоносных залежей и связанных с ними зон циркуляции вод способствуют увеличению масштабов металлоносности в рудных районах как, например, Каратау-Чу-Сырысу—Джезказганском районе, и развитию металлопроявлений (мелких месторождений) в слабо перспективных образованиях, например, отложениях платформенного чехла, удаленных от пород комплекса основания. В то же время намечаются генетические связи месторождений асбеста со стратиформными медными и свинцово-цинковыми месторождениями. В складчатых системах асбестового профиля отмечаются месторождения вольфрама, молибдена, олова, флюорита, связи с которыми асбестовых залежей более отдаленные (геодинамические). Типы связей месторождений асбестов и металлов показаны в табл. 2. Как видно, месторождения асбеста всех типов объединены геодинамическими, генетическими и структурными связями, последняя из которых проявляется в общем (стержневом) признаке всех асбестовых объектов — их структурной неоднородности (см. рис. 3, табл. 1). Связи месторождений одного геолого-промышленного типа дополняются единством их вещественного состава.

Остановимся на обосновании гидрогенного происхождения месторождений

асбеста, не рассматривая генетические особенности стратиформных месторождений металлов [10] и генетически связанные с первыми.

В ряде работ [5 и др.] показано и в настоящее время это признано большинством исследователей: 1) образование всех месторождений асбеста в орогенный этап; 2) формирование залежей и жил асбеста за счет вадозных (вадозно-«телетермальных») вод и извлекаемых ими компонентов асбестизации из вмещающих пород; 3) связь асбестообразования во времени и пространстве с зонами интенсивных тектонических нарушений (складчатость, разрывы, будинаж, трещиноватость), возникающих в орогенный этап. Если подобная трактовка для типичных стратиформных месторождений родусит-асбеста возражений не вызывала, то в части месторождений хризотил-асбеста и антофиллит-асбеста в ультрамафитах и метаультрамафитах для ее признания понадобился длительный период. В частности, предположение о не магматическом, а метеорном (вадозном) характере хризотил-асбестизирующих растворов впервые было высказано А. И. Германовым (1953).

Установленные и показанные связи между всеми месторождениями асбеста приводят к выводу, что все они имеют одинаковые «пусковой» механизм рудообразования (тектоническая активизация в орогенный этап), механизм извлечения вещества и характер рудообразующих процессов. Это подтверждается и другими данными.

Связь между месторождениями	Месторождения			
	Крупные одного из видов асбеста (хризотил-, антофиллит-, родусит)	Крупные асбеста всех известных и прогнозируемых типов	Асбеста, медистых песчаников, стратиформных свинцово-цинковых	Асбеста, меди, свинца, и цинка, молибдена, вольфрама, олова, флюорита
Уровень	Геологическая формация	Геологический комплекс	Складчатая зона	Складчатая система
Вид	Массив пород по вещественному составу близкий составу асбеста	Сочетание блоков-элементов основания, облегания и наложения (наличие структурной триады)	Вадозные и другие воды вмещающих пород с извлекаемыми из последних компонентами и «стартовый» механизм рудообразования	Сближение (столкновение) фрагментов земной коры протерозойского возраста в виде комплексов микроконтинентов и офиолитов
Характер	Вещественные, структурные, генетические, геодинамические	Структурные, генетические, геодинамические	Генетические, геодинамические	Геодинамические

Изотопными исследованиями Б. Веннера и Г. Тейлора (1973) показано, что хризотилизация в ультрамафитах производится метеорными водами. Ю. А. Борщевский, О. З. Алиева, С. Л. Борисов и др. на основе изотопно-кислородных данных сделали вывод о связи хризотил-асбестизации с изотопно-легкими гидротермами, причем температуры образования хризотил-асбеста Баженовского, Актотвского и Саянского месторождений, рассчитанные с помощью геотермометра Веннера—Тейлора, оказались равными 190—200 °С. Л. В. Халепп и Г. И. Бурд [14] определили температуры серпентинизации на месторождениях Баженовском и Джетыгаринском, которые укладываются в интервал 150—210 °С. При этом хризотил-асбест Джетыгары образовался при 165 °С. И. В. Егорова [7] для Джетыгаринского месторождения по изотопным данным образование серпентинитов устанавливает при температуре от 100° до 200—250 °С, а значительной стадии 50 °С. Температуры образования хризотил-асбеста Ешкеульмесского [2] месторождения, установленные О. Б. Бейсеевым методом декрепитации и гомогенизации, укладываются в интервалы 60—80 °С. В то же время этими же методами выявлены температуры образования антофиллит-асбеста Мугоджар 60—120 °С, а родусит-асбеста Джезказганского месторождения 40—120 °С.

Судя по приведенным данным, температуры образования асбестов характеризуются достаточно низкими значениями и связаны с активизированными в орогенный этап вадозными водами. С учетом имеющихся факторов, формирование крупных месторождений асбеста происходило в гидрогенной (активизационно-гидрогенной) системе, накопление рудообразующих вод в которой осуществляется в бассейнах и массивах горных пород, а интенсивная циркуляция — по зонам тектонических нарушений (см. рис. 2, 5, табл. 2).

На основании изложенного, следует сделать вывод.

Месторождения асбеста одного геолого-промышленного типа имеют между собой вещественные, структурные, генетические и геодинамические связи. Для месторождений асбеста различных геолого-промышленных типов устанавливаются все перечисленные связи, кроме вещественной. При этом структур-

ный признак является общим на всех уровнях организации асбестовых объектов. Геолого-промышленные типы крупных месторождений асбеста образуют гомологический ряд, экстраполяция которого позволяет на основе структурного (стержневого) признака прогнозировать новые формационные и геолого-промышленные типы.

Складчатые зоны и системы с крупными месторождениями асбеста характеризуются полнотой геологических формаций и комплексов и специфичным сонахождением с месторождениями асбеста металлических полезных ископаемых, имеющих с ними генетические и геодинамические связи. Генетически крупные месторождения асбеста следует относить к гидrogenной (активизационно-гидrogenной) генетической системе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженовское месторождение хризотил-асбеста./Под ред. К. К. Золоева, Б. А. Попова, — М.: Недра, 1985.
2. Бейсеев О. Б. Амфиболовые и продольноволокнистый хризотил-асбесты: условия формирования, пути комплексного использования руд и перспективы промышленного освоения (на примере Казахстана). Авт. дисс. докт. г.-м. н. Алма-Ата, 1990.
3. Беленицкая Г. А. Фациальные и палеотектонические модели галогенных систем и некоторые вопросы их рудоносности.//Рудонос-

ность осадочных комплексов. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 30—40.

4. Борщевский Ю. А., Алиева О. З., Борисова С. Л. Температуры образования и генезис хризотил-асбеста по изотопно-кислородным данным.//Геохимия, 1979, № 2. С. 298—302.
5. Ведерников Н. Н. Геологические условия образования месторождений асбеста.//Геология рудных месторождений, 1981, № 2. С. 107—112.
6. Ведерников Н. Н., Аксенов Е. М. Промышленно-генетические типы асбестовых месторождений./Высокомagneзиальное минеральное сырье. М.: Наука, 1991. С. 247—253.
7. Егорова И. В. Условия локализации залежей хризотил-асбеста Джетыгаринского месторождения./Авт. дисс. канд. геол. минер. наук, М., 1990.
8. Есенов Ш. Е., Ведерников Н. Н. Некоторые вопросы минерогенетического анализа в связи с неметаллическими полезными ископаемыми.// Вестник АН Каз. ССР, 1984, № 5. С. 13—22.
9. Кривцов А. И. Меднорудные месторождения — типы и условия образования. — М.: Недра, 1987.
10. Кривцов А. И. Прикладная металлогения. — М., Недра, 1989.
11. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
12. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов./Под ред. Д. И. Горжевского, Д. И. Павлова. — М.: Недра, 1990.
13. Прогнозно-поисковые комплексы геолого-промышленных типов неметаллических полезных ископаемых./Под ред. Н. Н. Ведерникова, А. С. Филько. — М.: Недра, 1989.
14. Халепп Л. В., Бурд Г. И. Температуры образования серпентиновых минералов.//Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 8. С. 125—129.

УДК 553.4(73)

© А. П. Лихачев, 1993

Рудоносность магматического комплекса Стиллутер

А. П. ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

В рамках меморандума о сотрудничестве между Министерством геологии СССР и Геологической службой США, подписанного в мае 1989 г., специалисты ЦНИГРИ и Геологической службы США реализуют научный проект разработки геолого-генетических моделей комплексных медно-никелевых месторождений, связанных с дифференцированными интрузивами.

В проекте предусмотрено взаимное посещение медно-никелевых месторождений Норильского района (Россия), платиноносного комплекса Стиллутер и никеленосного интрузива Дулут (США) с отбором образцов пород и руд и последующим их изучением прецизионными методами.

В 1990 г. группа специалистов Геологической службы США в составе Майкла Фуза, Джеральда Шемански, Нормана Пейджа и Майкла Зентека посетила Роджю и ознакомилась с материалами по геологии медно-никелевых месторождений Норильского района. Ими просмотрены, задокументированы и опробованы разрезы вмещающих пород, рудоносных и безрудных интрузий и основных типов руд в пределах месторождений Норильск 1 и Октябрьского.

Первые данные, полученные при изучении образцов и проб, были приведены в совместном докладе на 6-ом Международном платиновом симпозиуме (г. Перт, Западная Австралия,

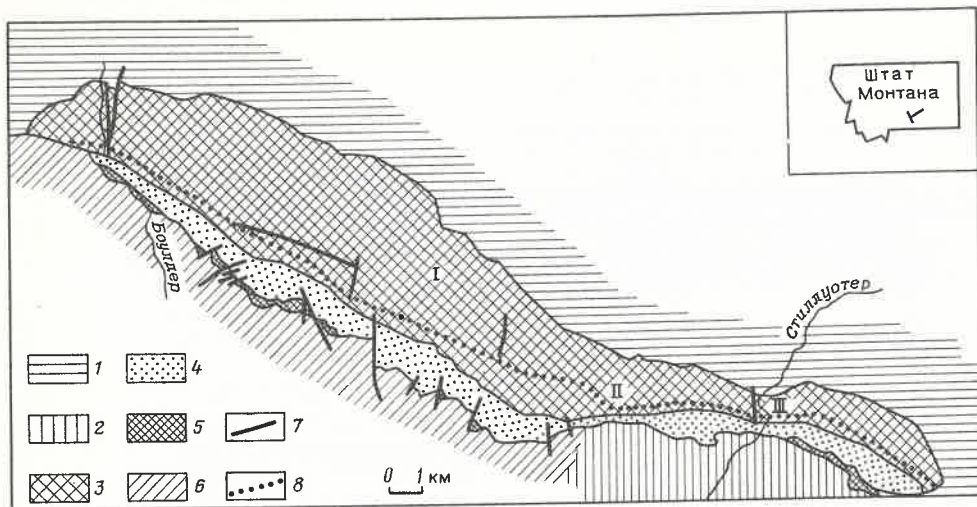


Рис. 1. Геологическая карта комплекса Стиллутер (Материалы компании Стиллутер Майнинг):

1 — палеозойские и мезозойские осадочные породы; 2 — гранитные интрузии; серии пород

комплекса Стиллутер: 3 — полосчатые, 4 — ультрамафическая, 5 — базальная; 6 — архейские метасадочные породы; 7 — разрывные нарушения; 8 — Риф Джей-М; площади работ: I — Пикет-Пин, II — Вест Фок, III — Минеаполис; на врезке местоположения интрузива

1991 г.). Они касались распределения металлов платиновой группы в различных типах руд Норильских месторождений.

В 1991 г. в США с ответным визитом находилась группа советских специалистов. Поездка была организована Геологической службой США и выполнялась под руководством докторов М. Фуза, М. Зентека и Дж. Шемански. В ней, как и планировалось, осуществлено посещение магматических комплексов Стиллутер и Дулут. На комплексе Стиллутер произведено поперечное пересечение интрузива с отбором проб и образцов, а также опробование подземных горных выработок действующего платино-палладиевого и закрытого хромитового рудников. Полученные при этом сведения и литературные данные [1—4] составляют основу излагаемого материала.

Комплекс Стиллутер находится в северо-западной части США, на юге шт. Монтана (рис. 1), в пределах северной окраины гор Беатус, граничащей с широкой долиной, выполненной четвертичными отложениями. Крутопадающий на северо-восток (под углами 70—90°) расслоенный массив прослеживается в северо-западном направлении на протяжении 48 км при максимальной ширине выхода на поверхность 7,4 км. Возраст комплекса оценивается в 2,7 млрд лет. В лежащем

боку он контактирует с архейскими (>3,4 млрд лет) метасадочными породами, превращенными в роговики под воздействием интрузива. В юго-восточной части — соприкасается с интрузией кварцевых монцонитов более молодого (позднеархейского) возраста. Верхняя часть комплекса перекрыта палеозойскими и мезозойскими песчаниками, вследствие чего полная его мощность остается неизвестной.

Изучение комплекса началось в 1930 г. А. Хоулэндом и Дж. Пипелзем. В 1935 г. к детальным исследованиям приступили Х. Хесс, а затем Е. Джейксон и В. Джейксон. Ими была разработана классификация пород, составлены петрографические разрезы и заложены петролого-генетические основы формирования комплекса.

В настоящее время в его разрезе выделяются (рис. 2) базальная серия норита, габбро и бронзитита; ультрамафическая серия с перидотитовой (гарцбургитовой) зоной внизу (в 15 ритмах которой содержится 13 хромититовых слоев) и бронзититовой сверху; габброидные полосчатые серии: нижняя, включающая сульфидсодержащий платиноносный горизонт — риф Джей-М, средняя и верхняя.

Выделяемые серии, зоны и горизонты не всегда выдержаны по простиранию (см. рис. 1). Базальная серия пре-

ными средними и кислыми дайковыми и штокообразными телами.

Стиллаутерский комплекс пересекается рядом северных или северо-восточных разломов и запад-северо-западного направления надвигами и сбросами, большинство которых образовалось во время ларамийской складчатости, в период, когда интрузив был выведен из первоначального субгоризонтального в субвертикальное положение. Сквозные тектонические нарушения (разрывы по всему разрезу интрузива) сравнительно редки. Больше выделяются блочные смещения, охватывающие отдельные горизонты, особенно базальную и ультрамафическую серии.

С комплексом Стиллаутер связан ряд крупных проявлений и месторождений, среди которых находятся медно-никелевые, хромитовые и платинопалладиевые.

Медно-никелевое оруденение, приуроченное в основном к норитовой зоне базальной серии, представлено разноориентированными халькопирит-пентландит-пирротиновыми жилами мощностью до 20—30 см и окружающей их вкрапленностью того же состава. Кроме того, медно-никелевая вкрапленная минерализация проявлена в ряде участков ультрамафической серии. Ресурсы и состав медно-никелевых руд отражены ниже. Эти материалы, а также данные для таблиц 1 и 2 пре доставлены компанией Стиллаутер Майнинг.

Объект	Оценка
Базальная серия	Исследованиями компании Анаконда определено 137,7 млн т руды с 0,25 % Ni, и 0,25 % Cu при бортовом содержании 0,1 % Ni или 33,9 млн т руды с 0,38 % Ni и 0,38 % Cu при бортовом содержании Ni 0,3 %. При бортовом содержании Ni 0,1 % Моат сектор содержит 108,1 млн т с 0,26 % Ni и 0,26 % Cu. Сектор Ней-Бейсин — 19,4 млн т при 0,22 % Ni и 0,25 % Cu. Бенбоу сектор — 9,26 млн т с 0,25 % Ni и 0,26 % Cu. Сектор Крисцент Крик — 0,36 млн т при 0,23 % Ni и 0,16 % Cu. Исследования компании Купрус в районе Хромитового озера определили 30,8 млн т с 0,523 % Cu + Ni или 5,45 млн т при 0,874 % Ni + Cu.
Ультрамафическая серия	Исследованиями компании Эмэкс в районе Айрон Маунтин установлена сульфидная минерализация на двух площадях: Месторождение Кэмп, запад Айрон Маунтин с доказанными резервами 4,1 млн т руды при 0,45 % Ni и 0,25 % Cu и

возможными резервами 8,6 млн т с 0,4 % Ni и 0,23 % Cu. Район Айрон Крик, запад Айрон Маунтин с вероятными ресурсами 6,8 млн т руды при 0,42 % Ni и 0,23 % Cu.

Джей-М Риф Геологические ресурсы определяются в интервале от 12,1 млн т руды при 4,25 ppm Pt и 14,89 ppm Pd (19,14 ppm Pt + Pd) до 130 млн т руды при 20 ppm Pt + Pd.

В-Хромитит На площади Вест Фок ресурсы определяются в пределах от 3,8 до 5,6 млн т с 2,06 ppm Pt + Pd с Pt/Pd = 1 : 2,2 и сверхноминальной мощностью 1,2 м

Г и Н-Хромитит Моат — 16,65 млн т при 22,6 % Cr₂O₃. Бенбоу — 31,98 млн т при 21,9 % Cr₂O₃. Ней Бейзин — 9,4 млн т с 22,2 % Cr₂O₃. Гиш Майн (только Г) — 0,94 млн т при 15 % Cr₂O₃

Хромитовые месторождения связаны с хромитовыми слоями в ультрамафитовой серии. Наиболее крупные ресурсы хромитовых руд находятся в слоях В, G, Н.

Первые сведения о повышенных содержаниях металлов платиновой группы (МППГ) известны с 1935 г., когда А. Хоулэндом и Дж. Пипелзем были обнаружены два интервала медно-никелевой сульфидной минерализации в верхней части средней полосчатой серии на площади Пикет Пен (см. рис. 1). Образцы из верхнего интервала содержали 0,58 % Cu, 0,21 % Ni, 2,3 г/т Pt, 2,3 г/т Pd и 0,2 г/т Au. На основании полученных данных А. Хоулэнд высказал предположение, что выявленная минерализация родственна по происхождению минерализации рифа Меренского в Бушвельдском комплексе. Эти сведения оставались в тени до начала 60-х годов, пока на мировом рынке не повысился спрос на МППГ.

Вопрос о перспективности Стиллаутерского комплекса на МППГ был поднят Геологической службой США и корпорацией Джейнс-Менвилл в 1962 г. В 1962—1966 гг. проводился литературный поиск обоснований. На его базе была разработана долгосрочная программа поисковых работ, реализация которой в течение 10 лет (1967—1977 гг.) привела к открытию в 1973 г. платиноносного горизонта, названного впоследствии рифом Джей-М.

Применялся широкий комплекс работ, в т. ч. геологическое картирование, почвенная и пылевая геохимия, магнитометрические способы, метод индуктивной поляризации IP, низко-

частотные магнитные исследования *VLFEM*, канавные работы, алмазное бурение и подземные выработки. Одним из принципиальных моментов для успешного выполнения программы была разработка в 1968 г. фирмой Боундер — Клегг Компании оф Оттава чувствительных методов анализа платины и палладия в почвах.

В ходе выполнения этих работ, а также исследованиями последующих лет, в т. ч. выполняемыми компанией Анаконда, установлены многочисленные участки и горизонты с повышенным содержанием металлов платиновой группы. Все они связаны с проявлением медно-никелевой минерализации, но не каждое проявление медно-никелевых сульфидов платиноносно.

В верхних горизонтах комплекса, в районе горы Пикет Пин и на прилегающих площадях (см. рис. 1), медно-никелевая минерализация с повышенным содержанием МПГ прослежена на расстоянии 12 км. Она приурочена к верхней части средней полосчатой серии, локализуясь преимущественно в пределах и ниже контакта среднезернистого анортозита с крупнозернистым. Обычно минерализация представлена в виде линзообразных, реже лентовидных тел с концентрацией сульфидов от 1 до 5 %, которые находятся в интерстициях плагиоклаза. Размер минерализованных участков изменяется от 5 см до нескольких метров; максимальная мощность минерализованных тел 1,5 м, при максимальной длине от 20 до 30 см. Минерализация изменяется по латерали на расстоянии 10 м, интенсивно минерализованные участки разделяются интервалами практически неминерализованных пород.

Минерализация в пределах крупнозернистого анортозита ассоциирует преимущественно с беспироксеновой кварцсодержащей частью анортозита. Постоянно присутствуют амфибол, биотит и апатит в виде позднекристаллизующейся минеральной ассоциации. Относительно состава неминерализованного анортозита сульфидсодержащие породы обогащены несовместимыми примесными компонентами. Сульфидная минерализация представлена пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциацией. Установлено присутствие сперрилита и стибипалладинита, отмеченных еще А. Хоулэндом.

Линзообразные и трубковидные «трансгрессивные» тела платиносодержащей сульфидной минерализации встречаются на 150 м ниже стратифицированной минерализации в крупнозернистом анортозите. Трубки пересекают петрографические горизонты на протяжении более 50 м. Трубкоподобные минерализованные тела рассматриваются как ископаемые фумаролы, аналогичные по происхождению никеленосным и платиноносным трубкам, а также углублениям в лежащем боку рифа Меренского Бушвелдского комплекса. Допускается, что платиносодержащие сульфиды концентрировались путем миграции из остаточного расплава или флюида через неконсолидированную часть анортозита. Эта расплавная или флюидная фаза перемещалась вниз среднезернистого анортозитового горизонта из троктолитовой субфазы вследствие более высокого солидуса этой породы.

Ниже по разрезу отмечается несколько уровней проявления медно-никелевой минерализации. Ряд из них содержит повышенное количество МПГ (см. рис. 2). Необычна минерализация, находящаяся ниже площади Пикет Пин, в верхней части нижней полосчатой серии. Она приурочена к контакту габброидных пород с более молодым гранитным штоком. На участке минерализации установлены содержания Pt 5,1 г/т, Pd 3,4 г/т, Rh 0,4 г/т, Ni 0,24 %, Cu 0,09 %, Cr_2O_3 5 %.

Многочисленные проявления сульфидной минерализации с повышенным содержанием МПГ характерны для ультрамафической серии. Многие из них тяготеют к хромититовым слоям с наиболее высоким содержанием в слое А.

Сравнительно высокие содержания МПГ свойственны верхней части бронзититовой зоны ультрамафической серии (см. рис. 2). Опробование на участке размером 30×50 м, находящемся в 1 км на северо-восток от горы Айен Маунтин, показало средние содержания Ni+Cu 0,24 %, Pt+Pd 2,7 г/т с Pt/Pd=1:2. Главные рудные минералы в этой пробе представлены пирротинном, пентландитом и пиритом с небольшим количеством халькопирита и второстепенных галенита, сфалерита, виоларита, арсенопирита, магнетита, золота, меренскиита, котульскита, мон-

чета, сперрилита, графита, серебра и сурьмы. Имеются включения минералов платиновой группы в пирротине. Палладий устанавливается в твердом растворе в пентландите.

Выше бронзититовой зоны в нижней части полосчатой серии (см. рис. 2) проявлена платиноносная сульфидная минерализация, связанная с ксеногенными линзами бронзита. По составу она подобна предыдущей минерализации, но дополнительно здесь содержатся платино-родиевые и железо-платиновые сплавы, бреггит, арсениды палладия, включая стиллуотерит. На участке мощностью 1,5—3 м содержание $Pt + Pd$ составляет 7,2 г/т.

Наиболее важным местом локализации платиноносной сульфидной минерализации является горизонт в нижней части полосчатой серии, расположенный в 325—425 м выше верхнего контакта бронзититовой зоны ультрамафической серии (см. рис. 2). Он открыт в 1973 г. и назван впоследствии рифом Джей-М в честь корпорации Джейс-Менвилл; прослежен на протяжении 38,6 км при средней мощности 1,8 м. На площади Вест Фок (см. рис. 1) производилась разведка горизонта на глубину с проходкой штольни и буровыми работами. В штольне отобрана технологическая проба массой 110 т, испытания которой показали достаточно хорошие результаты — извлечение Pt и Pd превышало 85, Ni 68, Cu 75 %. На этом в 1977 г. корпорацией Джейс-Менвилл было завершено выполнение десятилетней программы работ на металлы платиновой группы.

В целом риф Джей-М представляет собой зону минерализованных медно-никелевыми сульфидами и платиноидами крупно-среднезернистых пород, изменяющихся по составу от плагио-перидотита через пироксенит, габбро и норит до троктолита и анортозита. Оливинсодержащие разности состоят из крупных (до 5 см и более) ойкикристаллов бронзита и моноклинного пироксена, кумулусных идиоморфных зерен оливина размером до 3 см и более (форстерит — 80 и более) и интерстиционных выделений плагиоклаза (анортит 50—90 см). Сульфиды и сопутствующие рудные минералы находятся в ассоциации с плагиоклазом в основном в виде мелкокристаллических выделений, а также глобулей

(шлиров) размером до нескольких сантиметров в диаметре и тонких интерстиционных прожилков. Преобладающие сульфидные минералы — пентландит, халькопирит и пирротин. Встречаются кубанит, троилит, сфалерит, галенит, миллерит, марказит и др. Обычными являются самородная медь, стибнит, аргентит, тетрагедрит, магнетит, графит, золото и палладистое золото.

К основным минералам платиноидов относятся (в порядке уменьшения): бреггит, высокоцит, мончеит и железо-платиновые сплавы с второстепенным или редким количеством куперита, стиллуотерита, арсенопалладинита, палладобисмутарсенида, котульскита, звягинцевита, палладотеллуридов, меренскита и сперрилита. Значительное количество палладия находится в виде твердого раствора в пентландите.

Содержания Pt и Pd для всего рифа Джей-М оцениваются от 14,7 до 22,3 г/т при содержании $Ni + Cu$ 0,15 % и $Pt/Pd = 1 : 3,5$.

Промышленное освоение рифа начато в 1986 г. в левом и правом бортах реки Стиллуотер компанией Стиллуотер Майнинг. Отрабатывается крутопадающий рудный горизонт мощностью 0—12 м, рудная минерализация в котором приурочена к основанию оливинсодержащей анортозит-троктолитовой породы (пачка Риф), находящейся в секущем отношении с подстилающими горизонтами норит-I и габбро-I. Минерализация отклоняется от контакта пачки Риф с подстилающими породами вверх и вниз на расстояние до 10 м с образованием оруденелых впадин (карманов) в нижележащих породах. Среднее содержание $Pt + Pd$ в отрабатываемых рудах — 26 г/т при бортовом содержании 0,3 г/т. Большая часть палладия находится в твердом растворе пентландита, платины — в виде бреггита и сплавов платины с железом. Пентландит в сульфидной массе составляет около 30 %.

Эксплуатационная разведка проводится буровыми скважинами по сетке 15×15 м с опережением на 1—2 года.

Отработка рудного горизонта ведется девятью штольнями, врезанными одна над другой через 60 м в западный и восточный борта р. Стиллуотер с камерной выемкой руд заходками снизу вверх высотой 2,4 м. Отрабатываемое пространство заполняется хвостами обога-

тительной фабрики. Среднесуточная добыча — 1000 т руды при работе в две смены 5 дней в неделю.

Откатка руды производится электровозом и автомобильным транспортом с доставкой на рудный двор в дробильный цех. После измельчения руда поступает на работающую круглосуточно обогатительную (флотационную) фабрику, выпускающую концентрат, измельченный до 325 меш с содержанием $Pt+Pd$ 3,2 кг/т и $Pt/Pd=1:3$. Извлечение металлов платиновой группы составляет 97 %.

Конечный концентрат флотационной фабрики поступает в плавильный цех, находящийся в 60 км от рудника и фабрики. Цех включает электрическую (табл. 1) и конвертерную печи (табл. 2). После конвертерной плавки получают штейн с содержанием платиноидов 2,4 % при $Pt/Pd=1:3,4$, который направляется в Бельгию для дальнейшей переработки.

Печной (плавильный) газ с помощью гидроксидов натрия и извести очищается до 99 % от диоксида серы с получением гипса. Цех перерабатывает 15 т в сутки концентрата, производя от 8 до 10 т гипса. Затраты на очистку от диоксида серы составляют 20 % от общих расходов. Трудозатраты — 40 % от себестоимости продукции.

Всего в компании занято 350 чел. Из них 250 работают под землей. Остальные на обогатительной фабрике (20 чел.), в пробирной лаборатории (15 чел.) и плавильном заводе. Работа рудника рассчитана на 30—40 лет.

Владельцами рудника и компании Стиллаутер Майнинг являются фирмы Шеврон и Менвилл, отчисления которых составляют 50 % от прибыли с распределением доходов поровну. Налог с прибыли меняется от 30 до 40 %.

Общие ресурсы полезных ископаемых магматического комплекса Стиллаутер отражены выше.

Среди наиболее примечательных особенностей комплекса Стиллаутер следует отметить исключительную неоднородность его строения и состава, крупную зернистость пород, отсутствие дифференциации в сульфидных обособлениях и чрезвычайно высокие содержания МПГ в рифе Джей-М.

Неоднородность подразделяется на закономерную и случайную (ксеногенную). Первая связана с глубокой дифференциацией вещества, обусловленной

1. Продукты плавки в электрической печи, %

Компоненты	Штейн	Шлак
МПГ, г/т	7300	15
Cu	11,8	0,09
Ni	17,1	0,12
Fe	42,8	17,4
S	27,4	0,5
SiO ₂	—	45,0
MgO	—	14,8
CaO	—	4,2

2. Продукты плавки в конвертерной печи, %

Компоненты	Штейн	Шлак
МПГ, г/т	24000	260
Cu	30,5	1,8
Ni	44,0	2,8
Fe	1,7	48,0
S	21,8	2,0
SiO ₂	—	18,0

большой длительностью остывания и кристаллизацией огромного объема магмы, приведших к образованию тонкой расслоенности пород. Вторая — с магматическими течениями и тектоническими нарушениями, вызвавшими проявление кривой слоистости, ксеногенных включений одних пород в другие.

Наблюдаются многочисленные факты, указывающие на то, что платино-медно-никелевые сульфиды комплекса отлагались в самую позднюю стадию кристаллизации вмещающих их пород в ассоциации с большим количеством флюидной фазы. Кроме постоянного сонахождения сульфидов с водосодержащими силикатами, это подтверждается обнаруженными нами в привезенном образце сплошных сульфидов двумя параллельно вытянутыми округлыми нишами размером 27×6 мм, проявляющими признаки заполнения их газовой (флюидной) фазой в период кристаллизации сульфидной жидкости.

Сульфидная жидкость, по всей вероятности, выполняла роль королька в пробирной плавке, собирая МПГ. И чем больший объем окисно-силикатного расплава контактировал с сульфидной жидкостью, тем в большей степени она обогащалась МПГ.

Сульфосодержащие горизонты комплекса Стиллаутер, с одной стороны,

фиксируют дно камеры на период отложения сульфидов, а с другой — поступление в магматический резервуар новых порций магмы. Дно камеры было неровным. Его уровень нарушался тектоническими подвижками и магматическими течениями. В результате сульфидсодержащие горизонты, отражающие этапы накопления кумулятивных фаз новых порций магмы, находились в трансгрессивных соотношениях с нижележащими в основном консолидированными слоями. Тонкая ритмичность, выраженная как частым чередованием темных, обогащенных пироксеном и светлых преимущественно плагиоклазовых слоев, так и существенно оливиновых и хромитовых слоев, могла возникнуть вследствие нахождения точки состава системы около соответствующих котектических линий и частой ее миграции из одного монофазного объема в другой при кристаллизации каждой из фаз.

Обнажение и доступность для наблюдения комплекса Стиллутер во многом случайны. Случайно он был выведен в субвертикальное положение в ларамийскую складчатость и также случайно сохранился от эрозионного среза и захоронения под четвертичными отложениями рядом расположенной долины. По-видимому, образование подобных крупных стратифицированных комплексов в пределах земной коры, служащих промежуточными магматическими очагами наземного вулканизма,

не столь редкое явление. Не исключено, что существуют скрытые близповерхностные магматические комплексы, доступные для обнаружения и опосредования на металлы платиновой группы. Выявление таких комплексов составляет одну из главных задач в решении проблемы новых источников МПГ.

Все участники поездки выражают глубокую благодарность сотрудникам и организациям Геологической службы США, компании Стиллутер Майнинг, Миннесотского университета и других учреждений за предоставление широких возможностей для ознакомления с уникальными геологическими объектами, отправку и оплату перевоза в Россию большого количества каменного материала, а также за теплый прием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barnes S. J. and Naldrett A. J. Geochemistry of the J—M (Howland) Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis adit area. I. Sulfide chemistry and sulfide—olivine equilibrium// *Econ. Geol.* 1985. Vol. 80. P. 627—645.
2. Barnes S. J. and Naldrett A. J. Geochemistry of J—M Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis adit area. II. Silicate mineral chemistry and paragenesis// *J. Petrol.* 1986. Vol. 27. P. 791—825.
3. Conn H. K. The Johns—Manville platinum—palladium prospect, Stillwater Complex, Montana, U. S. A.// *Can. mineral.* 1979. Vol. 17, P. 463—468.
4. *Stillwater Complex. Special Publication 92.* — Montana: Geology and Guide, 1985.

Принята редколлегией 15 июня 1992 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.311+552.5+553.881

© Коллектив авторов, 1993

Находки фораминифер в среднекаменноугольных алмазоносных отложениях Тунгусской синеклизы

В. Н. УСТИНОВ (ВСЕГЕИ), Н. В. УСТИНОВА (Санкт-Петербургский горный институт), О. Г. САЛТЫКОВ (ВСЕГЕИ), С. В. СОМОВ (ЯКУТАЛМАЗ)

На восточном борту Тунгусской синеклизы в пределах Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов широко развиты верхнепалеозойские терригенные отложения с продуктами разрушения среднепалеозойских кимберлитов. Наибольший интерес в отношении перспектив россыпной алмазности и поисков коренных мес-

торождений представляет нижняя часть верхнепалеозойского разреза, формирование которой началось в начале среднего карбона. Однако условия образования и генезис этой части толщи, содержащей в наиболее значительных концентрациях переотложенные кимберлитовые минералы, не определены однозначно, что снижает достоверность

прогнозных построений и осложняет поиски новых погребенных кимберлитовых тел. Подобная неопределенность во многом обусловлена недостатком палеонтологических данных. Лишь в последние годы в нижней, среднекаменноугольной, части разреза обнаружены остатки ихтиофауны [6]. Дальнейшее изучение среднекаменноугольных пород позволило выявить в них несколько уровней с довольно крупными скоплениями фораминифер, свидетельствующих о существенной роли бассейновых обстановок в период древнего осадконакопления, что значительно изменяет традиционные для региона подходы к прогнозированию, базирующимся на взаимосвязи распределения кимберлитовых минералов и фациального состава вмещающих их осадков.

Среднекаменноугольный разрез Далдыно-Алакитского района представлен породами конекской свиты и нижней айхальской подсвиты, параллелизирующихся с лапчанской и нижней пачкой ботуобинской свит Мало-Ботуобинского района [2]. В соответствии с Решениями МСК (1979 г.) начало формирования отложений лапчанской свиты относится к среднему карбону. Работы последних лет [1, 4] позволили сопоставить отложения лапчанской свиты (C_1^2) соответственно с янготойским и каезовским горизонтами, а нижней пачки ботуобинской свиты (C_2^2) — с нижнекатским подгоризонтом Сибири и мазуровским горизонтом Кузбасса.

Разрез среднекаменноугольных отложений восточного борта Тунгусской синеклизы состоит из четырех циклитов I порядка [7], сложенных относительно грубообломочными песчаными, песчано-гравийными, реже галечными образованиями в нижних частях, постепенно сменяющимися в верхах алеврито-песчаными и глинисто-алевритовыми осадками. Мощность циклично построенной толщи, выполняющей отрицательные формы погребенного рельефа, 45—50 м.

В послойно отобранных образцах из среднекаменноугольных отложений, вскрытых эксплуатационным карьером кимберлитовой трубки Юбилейная и семью скважинами, пробуренными геологами Амакинской и Чернышевской экспедиций Объединения «Якуталмаз» (рис. 1), установлены фораминиферы (от единичных до нескольких сотен форм на образец), прослеженные в нескольких горизонтах. Раковины концент-

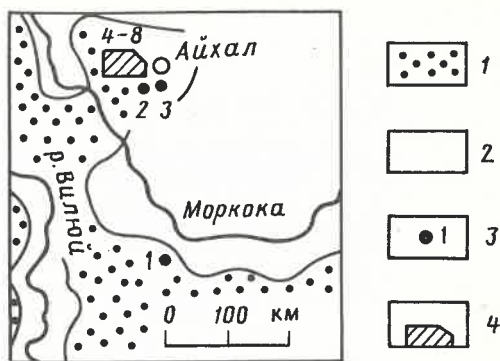


Рис. 1. Размещение разрезов с фораминиферами в среднекаменноугольных алмазоносных отложениях:

1 — терригенные среднекаменноугольные отложения; 2 — постсреднекаменноугольные породы на нижнем палеозое; места находок фораминифер в разрезах горных выработок: 3 — отдельные выработки (1 — скв. 230/990, 2 — скв. 92152, 3 — скв. 10172), 4 — группы выработок (4 — скв. 0504, 5 — скв. 0907, 6 — скв. 0701, 7 — скв. 0602, 8 — карьер трубки Юбилейная)

рируются преимущественно в слоях, сложенных алевролитами, реже песчаниками. Мощность прослоев с фораминиферами 0,5—10 м. Содержащие микрофауну интервалы чаще всего имеют линзовидное строение и лишь алевритовые слои, венчающие разрезы лапчанской (конекской) и нижней пачки ботуобинской (айхальской) свит, отличаются выдержанностью на значительной площади, образуя маркирующие горизонты (рис. 2). В них интервалы с фораминиферами также образуют наиболее выдержанные по простиранию уровни. Выявленные сообщества микрофауны крайне бедны по родовому и видовому составу. Обычно устанавливаются один—два доминирующих вида, встречающихся в количестве 100—200 и более экземпляров на образец. Роль прочих форм (два—четыре вида) невелика, и содержание их обычно невысокое. В результате анализа распределения раковин по разрезу выделены два комплекса фораминифер: мелких однокамерных фораминифер в нижней части разреза и мелких гипераммин в верхней части (рис. 3).

В ряде интервалов лапчанской и конекской свит прослежены микрофаунистические остатки первого комплекса. Они представлены примитивными, нередко имеющими разрушенные стенки однокамерными фораминиферами сем. Parathuramminidae и Saccamminidae, содержащимися в количестве до 200—

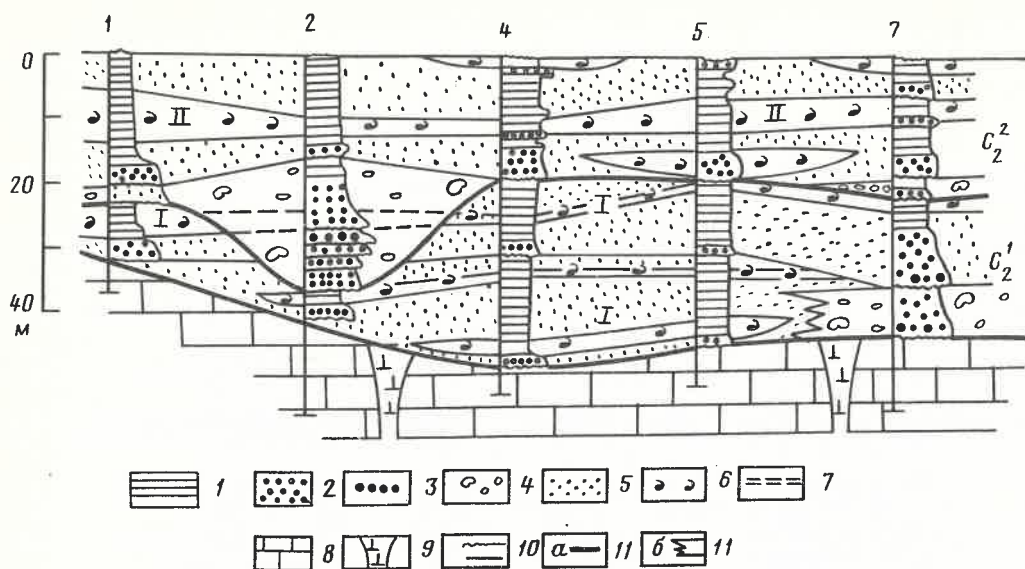


Рис. 2. Литолого-фациальный разрез среднекаменноугольных алмазоносных отложений:

литологический состав: 1 — алевролиты мелко- и крупнозернистые, 2 — песчаники тонко-, мелко-, средне-, крупно- и грубозернистые, 3 — гравелисты и конгломераты; фациальные группы: 4 — континентальная, 5 — бассейновая; 6 — фораминиферовые горизонты с комплексами мелких однокамерных фораминифер (I) в породах конек-

ской и лапчанской свит (C_1^1) и мелких гипераммин (II) в породах нижних пачек айхальской и ботубинской свит (C_2^2); 7 — участки предполагаемых локальных размывов фораминиферовых горизонтов; 8 — нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы; 9 — среднепалеозойские кимберлитовые трубки; 10 — несогласное с размывом (а) и согласное (б) залегание пород; 11 — границы (а — свит, циклитов II порядка, б — фациальных замещений)

300 и более форм на образце. По данным Е. В. Быковой (1955), Т. В. Прониной и Б. И. Чувашова (1965), расцвет паратурамминид приходится на девон—ранний карбон, когда были широко распространены палеозойские морские бассейны. К концу раннего карбона на фоне общего сокращения площади морских бассейнов происходит постепенное вымирание подавляющего большинства представителей этого семейства. Вероятно, находки паратурамминид в низах среднекаменноугольного разреза объясняются местными палеогеографическими особенностями территории восточного борта Тунгусской синеклизы в янготойское время. Фораминиферы другого семейства встречаются в отложениях широкого возрастного диапозона.

Комплекс мелких гипераммин характеризует отложения нижних пачек ботубинской и айхальской свит. В его составе доминируют представители рода *Hyperammina* и, в первую очередь, мелкая разновидность *Hyperammina borealis* Gerke var. *delicatula* Gerke, часто встречающаяся в значительных количествах (100—200 и более раковин на образец). Наряду с этой

формой отмечаются и более крупные фораминиферы *H. borealis* Gerke var. *borealis* Gerke и *H. borealis* Gerke var. *subtilensis* V o g o n o v. Кроме того, присутствуют единичные экземпляры *Saccammina* sp., *Hyperamminoides* sp., *H. proteus* (C u s h m a n et Waters), *Glomospira* ex. gr. *gordialis* (P a r k e r et Jones).

Комплекс мелких гипераммин имеет сходство с рядом позднепалеозойских комплексов песчаных фораминифер различных регионов мира. Однако идентичные комплексы не известны. Некоторую аналогию можно провести с комплексом песчаных фораминифер, выделенным А. А. Герке (1961) в нижнепермских морских отложениях Нордвикского района. Но в отличие от последнего выделенный нами комплекс намного беднее и однообразнее, к тому же занимавшая подчиненное место в упомянутом комплексе *Hyperammina borealis* Gerke var. *delicatula* Gerke здесь доминирует. В целом описанный нами комплекс мелких гипераммин обладает чертами более древней, чем пермская, фауны.

Определенное сходство рассматриваемый комплекс обнаруживает с фау-

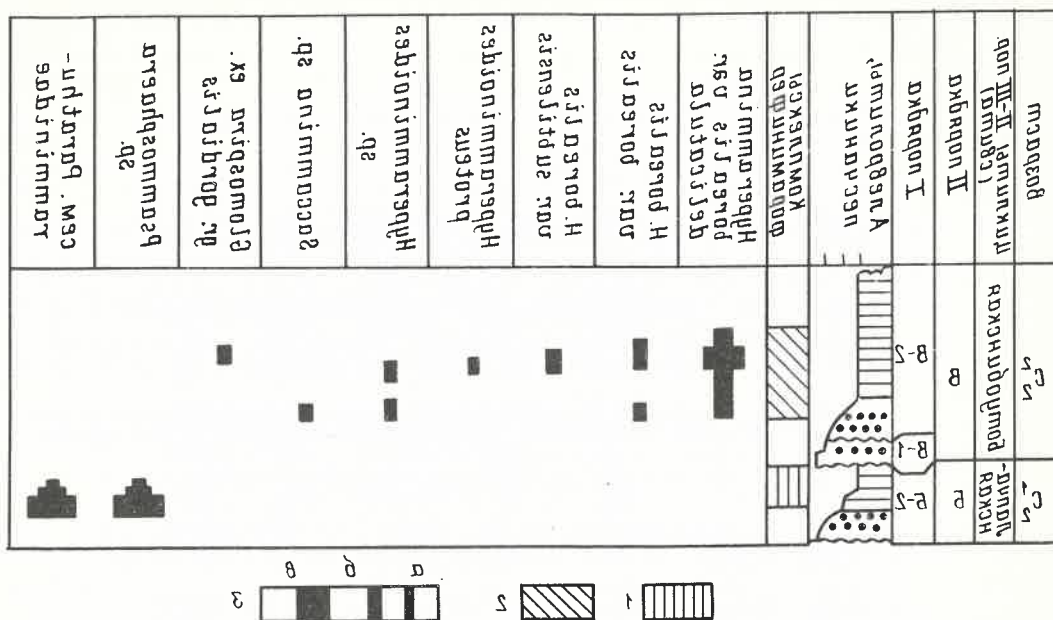


Рис. 3. Состав фораминифер в среднекаменноугольных алмазоносных отложениях (скв. 1): комплексы фораминифер: 1 — мелких однокамер-

ных фораминифер, 2 — мелких гипераммин; 3 — частота находок фораминифер: а — единичные (менее 10 форм), б — частные (10—100), в — скопления фораминифер (более 100)

ной Рурского бассейна [11, 12], где тысячи раковин гипераммин выявлены в угленосной толще, сформировавшейся в период от намюра до вестфала (горизонт «С») в условиях солонатоводного бассейна. Род *Hyperammina* широко распространен также в верхнекаменноугольных отложениях Верхней Силезии [9, 10], содержащих близкий по составу комплекс песчаных фораминифер.

Выявленные в среднекаменноугольных отложениях восточного борта Тунгусской синеклизы комплексы фораминифер, отличающиеся значительным скоплением раковин, характеризуются крайне обедненным видовым составом, что связано, скорее всего, с неблагоприятными условиями обитания, возникающими в результате нарушения нормального гидрохимического режима морского водоема за счет опреснения его в прибрежной зоне. Возможно, имело место и изменение теплового режима мелководного морского бассейна вследствие нарушения свободного водообмена с открытым морем.

Таким образом, находки значительных скоплений фораминифер на нескольких уровнях алмазоносной толщи среднего карбона свидетельствуют о формировании ряда горизонтов в условиях широкого развития фаций, свя-

занных с существованием эпиконтинентального, вероятно, сильно опресненного морского бассейна как в янготское (башкирское), так и в раннекатское (московское) время. Исходя из литолого-фациального анализа, слагающие фораминиферовые слои осадки накапливались в дельтах, эстуариях, лагунах и заливах, а также в открытом бассейне. Незначительные мощности собственно бассейновых (сформировавшихся в мелководном эпиконтинентальном сильно опресненном морском бассейне) отложений указывают на наличие относительно кратковременных этапов малоамплитудных трансгрессий, сменявшихся эпохами более длительного континентального развития, когда накапливались аллювиальные, дельтовые и другие образования. При этом бассейновые палеообстановки были наиболее распространены в позднеалапчанское (позднеконекское) время и в конце формирования нижней пачки ботубинской (айхальской) свиты.

Периодически повторяющееся проникновения морских вод в глубь древнего материка обусловлено, вероятно, неоднократными колебаниями уровня омывавших древнюю Ангариду морей [3, 5]. В результате формировались хорошо прослеживаемые по площади, содержащие мелкие фораминиферы ло-

кальные и региональные маркирующие горизонты. В периоды отступления бассейна накапливались континентальные осадки. Наиболее четко чередование слоев бассейнового и континентального происхождения прослеживается вдоль борта Тунгусской синеклизы, в пределах Восточно-Тунгусской структурно-фациальной зоны [8]. Здесь переотложенные кимберлитовые минералы образуют богатые ореолы как в континентальных, так и бассейновых отложениях, что необходимо учитывать при поисках новых погребенных месторождений алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верхний палеозой Ангарида. Фауна и флора*/О. А. Бетехтина, С. Г. Горелова, Л. Л. Дрягина и др. — Новосибирск: Наука, 1988.
2. *Геология алмазосных отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы*/Е. П. Акульшина, О. А. Бетехтина, Е. М. Ващенко и др. — Новосибирск: Наука, 1986.
3. *Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири)*. — Л.: Недра, 1973.
4. *Детальное литолого-стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы*/О. Г. Салтыков, Ю. М. Эринчек, Е. Д. Мильштейн, В. Н. Устинов//Стратиграфия и литолого-фациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. — Новосибирск, 1992. С. 44—55.
5. *Палеогеография СССР*. Объяснительная записка к атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2. Девонский, каменноугольный, пермский периоды/Под ред. В. Д. Наливкина, В. М. Познера. — М.: Недра, 1975.
6. *Первые находки ихтиофауны в среднекаменноугольных отложениях Тунгусской синеклизы*/Д. Н. Есин, В. Н. Устинов, В. И. Шаталов, О. Г. Салтыков/Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 2. С. 472—474.
7. *Расчленение и корреляция верхней части разреза Мало-Ботуобинского района*/Ю. М. Эринчек, О. Г. Салтыков, Е. И. Бардина и др.//Сов. геология. 1988. № 7. С. 68—80.
8. *Салтыков О. Г., Устинов В. Н., Эринчек Ю. М.* Современные представления о генезисе позднепалеозойских терригенных коллекторов алмазов Восточно-Тунгусской структурно-фациальной зоны//Одинцовские чтения. Тез. докл. Иркутск, 1991. С. 11—13.
9. *Alexandrowicz Z.* Otwornice karbonskie z Kozlowej Cory koto Bytomia//Kwartalnik geol. 1959. T. 3. N 4. S. 869—882.
10. *Duszynska S.* Otwornice karbonskie warstw brzeznich Gornego Slaska//Inst. geol. biul. Warszawa. 1958. N 121. S. 5—16.
11. *Reichert H.* Das Ergebnis neuerer stratigraphischer Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna im oberen Westfal „A“ der Zeche Friedrich Heinrich am linken Niederrhein//Zeitschrift der Deutsch. geol. Gesellschaft. 1956. Bd. 107. S. 92—102.
12. *Vangerow E. F.* Die Fauna des Westdeutschen Oberkarbons. III. Die Foraminiferen des Westdeutschen Oberkarbons/Paleontographica. Stuttgart. 1964. Bd. 124. Abt. A. Lfg. 1—3. S. 1—32.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.25

© Коллектив авторов, 1993

Субкливаж и ортокливаж — взаимопереход эпизоны и мезозоны

Е. И. ПАТАЛАХА, А. И. ЛУКИЕНКО, А. В. СМЕРНОВ, В. А. БЕЛЫЙ,
В. В. КОРОБКИН, Е. А. СЕРГЕЕВ,
А. А. ЧУГУНКИНА, М. Е. ПАТАЛАХА (ИГН АН РК)

Кливаж явление необычайно разнообразное. Однако мы ограничимся показом, как облик кливажа отображает «границу», т. е. взаимопереход эпизоны и мезозоны в глобальном плане. Как отмечалось, она близко отвечает возрастной границе ларамийских и палеозойских складчатых комплексов. Примеров отклонения от данной схемы и подтверждающих ее накоплено великое множество по различным регионам мира.

В качестве исходного нами принят

постулат, что эпи-, мезо- и катазоны это прежде всего структурно-реологические РТ-зоны. На первый взгляд кажется, что главное значение имеет температурный фактор. Однако сами по себе диаграммы устойчивости глинистых минералов* допускают слишком существенную неопределенность толкования. В качестве примера сошлемся

* Метапелиты, как известно, — лакмусовая бумажка метаморфизма вообще и динамометаморфизма в частности.

на работы Н. В. Котова (1976)*, Н. П. Иванова, Л. П. Гуревича (1976) и др. Поэтому принята нами термическая граница мезозоны и эпизоны 100—150 °С (порог физико-химических метаморфических реакций по Миаширо, или минимальная температура цеолитового метаморфизма), строго говоря, довольно условна.

Сравнение мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений показывает, что в одних регионах граница эпизона—мезозона опускается к основанию указанных комплексов (Карпаты, Альпы), в других поднимается до самой их «верхушки» (верхоянский комплекс Северо-Востока РФ). В последнем случае речь может идти о роли не только теплового режима, но и гидростатического давления.

Сравнение почти недеформированных сверхглубоких впадин, типа Прикаспийской, с гомологичными им по возрасту комплексами ларамийских и альпийских складчатых сооружений (в первом случае подошва эпизоны опущена до 20—25 км, во втором приподнята, вероятно, до нескольких сот метров по отношению к «норме» — порядка 3—4 км при $t \sim 100$ °С), т. е. сопоставление регионов низших и высших тектонофаций свидетельствует о чрезвычайной роли односистемного сдвигового течения (касательных напряжений) в метаморфизации осадков как катализатора процесса.

Таким образом, вопрос о положении границы эпизона—мезозона в координатах стратиграфических (тектонических) комплексов представляется простым лишь в первом приближении в форме самой общей схемы (Е. И. Паталаха, 1985). Вместе с тем в каждом конкретном регионе существуют особенности, не всегда поддающиеся учету, и наивно было бы ставить в зависимость диагностику границы эпизона—мезозона от этих заведомо гипотетических факторов.

Что же понимать под границей эпизона—мезозона конкретно? Какие критерии могут быть положены в основу ее установления? Представляется, что пока самый надежный и объективный

критерий — кливаж, и особенно тот, который развит в маловязких слоях разреза, типа разного рода алевропелитов*.

Речь идет о противопоставлении двух типов кливажа: характерного для мезозоны **ортокливажа** и характерного для эпизоны субкливажа** (термины вводятся впервые).

Ортокливаж — понятие близкое к тому, что называют кливажом течения, сланцеватостью, сланцеватым кливажом и др. Его специфика прежде всего в определенном уровне метаморфизма (зеленосланцевый, цеолитовый) и разнообразии форм проявления в зависимости от литологии. Поэтому эти понятия, отнюдь, не тождественны. Субкливаж часто называют эмбриональным, «сухим», кливажом разлома, кливажом скалывания, хрупким кливажом и проч. Специфика его связана с теми же факторами. Поэтому ни одно из существующих понятий не тождественно «субкливажу».

Известно множество других, чисто «авторских» терминов, отображающих необычайную сложность кливажа как придонного феномена. Однако независимо от авторской трактовки субкливаж представляет собой зрелый продукт односистемного сдвигового течения в *PT*-условиях несколько более низкого уровня, чем мезозональные. Поэтому субкливаж, по сути, это еще не дошедший до кондиции «кливаж» (как более нейтральная и более общая таксономическая единица). Вместе с тем это не просто стадия эволюции кливажа вообще (например, в ряду приразломной зональности по горизонтали). Это, скорее, термодинамическая (физико-химическая) категория, а не механическая (сдвиговое напряжение, уровень деформации, гидростатическое давление)***, т. к. в ряду структурных давлений ортокливаж не переходит (при постоянстве *PT*-условий) в субкливаж по восстанию тектонических потоков в связи с общим понижением температуры и давления.

* Однако отсюда ни в коей мере не следует, что тектонофациальный анализ замкнут на какую-то определенную группу пород. Он применим к любой литолого-петрографической ситуации.

** Почти равноценен, но менее предпочтителен термин «паракливаж».

*** Насколько можно говорить применительно к условиям природного объекта.

* «Намечается значительное перекрытие *PT*-параметров постдиагенетических процессов с термодинамическими условиями цеолитовой фации метаморфизма» (с. 147).

Итак, различия ортокливажа и субкливажа заложены не в степени деформированности (т. е. не в эволюции дислокационного процесса, в частности динамометаморфизма), как кажется на первый взгляд, а в уровне *PT*-условий: ортокливаж — «лицо» мезозоны, субкливаж — специфика нижней эпизоны.

Для диагностики границы эпизона — мезозона достаточно установить типы кливажа. При этом первостепенное значение имеют морфологические особенности кливажа и особенности его развития в геологической структуре. В случае алевропелитов вопрос решается довольно просто: ортокливаж обладает чертами кливажа течения, а субкливаж — признаками эмбрионального, «сухого» кливажа и т. п. Однако далеко не во всех регионах алевропелиты развиты настолько, что могут служить основанием для диагностики. Существует много случаев, когда алевропелиты в разрезе отсутствуют. Тогда в качестве доминанты выступают базальты, граниты, песчаники и т. д.

К сожалению, процесс диагностики не так прост. Особенно он осложняется влиянием литологического фактора. Например, в одном и том же переслаивании бешарьской среднеордовикской свиты Северо-Западного Каратау в алевропелитах секущий (мезозональный) ортокливаж возникает еще на аклинальной стадии эволюции структуры, тогда как в перемежающихся с алевропелитами испытывавшими зеленосланцевый метаморфизм песчаниках он проявляется только на стадии крутопадающей моноклинали, хотя внешне, т. е. морфологически, его можно принять за субкливаж. Однако от этого он не утрачивает мезозональной природы, о чем свидетельствует зеленосланцевый уровень метаморфизма. Отсюда следует, что понятия «ортокливаж» и «субкливаж» не должны использоваться формально, без учета уровня метаморфизма, т. е. уровня *PT*-условий.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что алевропелиты — хороший индикатор дислокационного (динамометаморфического) процесса потому, что кливаж в них возникает вместе с началом дислокационного процесса при надлежащих, т. е. мезозональных, условиях, тогда как в базальтах, гранитах, песчаниках и других породах значительно позднее.

Опыт тектонофациального анализа показывает, что ранее принятое для характеристики границы эпизона — мезозона понятие «фронт кливажа» нуждается в существенном уточнении. Граница раздела эпизона — мезозона представляет собой зону взаимоперехода между двумя различными средами определенной мощности: с одной стороны, типичную мезозону с присущим ей ортокливажом (зеленосланцевый + цоолитовый уровень метаморфизма), с другой — типичную первородную эпизону, без метаморфизма, испытавшую лишь в какой-то мере диагенез и литификацию. Поскольку уровень *PT*-условий в зоне взаимоперехода близок к мезозональному, в ней проявлен субкливаж, отображающий некую зародышевую стадию динамометаморфизма в его эмбриональной форме.

Зона взаимоперехода — демаркационная, экстерриториальная зона, сочетающая в какой-то мере черты эпизоны (нулевой или близкий к этому «метаморфизм» в смысле минеральных преобразований) и мезозоны (кливажный тип структур со всеми последствиями, т. е. явное влияние «динамического» фактора метаморфизма). Сознвая всю условность возможного решения вопроса*, авторы на данном этапе эволюции тектонофациального анализа склонны рассматривать зону в составе эпизоны как гипсометрически самую нижнюю ее часть (квазимезозональная эпизона).

Итак, первородная эпизона — трехчленная. Она подразделяется на верхнюю рыхлую (нелитифицированную), среднюю твердую (почти литифицированную) бескливажную, нижнюю квазимезозональную — сферу развития субкливажа (как результат влияния динамического фактора метаморфизма).

Мощность каждого слоя эпизоны может достигать нескольких километров. Так, если мощность верхней рыхлой эпизоны в Прикаспии не менее 4 км, то средней литифицированной — более 10 км (такая же мощность средней эпизоны в Донбассе). Нижнюю субкливажную эпизону можно проиллюстрировать, например, герцинским комплексом Каратау (мощность до 6 км),

* Хотя зона имеет прямой выход в тектонофациальную картографию: от нее зависит легенда.

Жаильминской мульды (более 5 км), базальтоидным (герцинским океаническим и островодужным) девонским комплексом Мугоджар, ордовикско-силурийским комплексом Чингиза и др. Того же типа, по всей вероятности,

триас-юрская часть разреза верхоянского комплекса Северо-Востока РФ (более 6 км).

Принята редколлегией 27 января 1992 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 553.493.5(571.56)

© К. Г. Стерхов, В. Р. Беляева, В. А. Пахомова, 1993

Петрология и потенциальная рудоносность щелочногранитных пород Томпоканского массива Алдана

К. Г. СТЕРХОВ, В. Р. БЕЛЯЕВА, В. А. ПАХОМОВА (ДВГИ ДВО РАН)

Гранитоидные щелочные породы привлекают внимание геологов как источник редкометалльного оруденения. Авторами выполнен комплекс исследований субщелочных и щелочных гранитоидов Томпоканского массива, кроме того, проведены некоторые аналогии с подобными образованиями Улканского плутона.

Томпоканский массив лакколито-подобной формы занимает площадь около 500 км² (рис. 1). Породы массива, прорывающие нижнепротерозойские плагииграниты и гнейсы, внедрены в верхнепротерозойскую элгэтэйскую свиту. Радиологический возраст амфиболовых гранитов массива, определенный по биотиту калий-аргоновым методом, составляет 1414 млн лет (С. Е. Лосева, 1981), что позволяет датировать их поздним протерозоем. Центральная часть массива сложена крупнозернистыми роговообманковыми гранитами, которые к югу постепенно сменяются среднезернистыми и далее — мелкозернистыми разностями. В северной и восточной частях массива развиты гранит-порфиры и в незначительной степени кварцевые порфиры. К юго-западу от центральной части массива среди роговообманковых гранитов нами впервые выявлены щелочные гранитоиды, предположительно занимающие ареал, не превышающий в плане 2×3 км².

Щелочные граниты в различной степени метасоматически изменены: от неизмененных и малоизмененных разностей до кварцевых и мусковит-кварцевых метасоматитов. Структура пород гранитовая — в неизмененных или апогранитовая — в малоизменен-

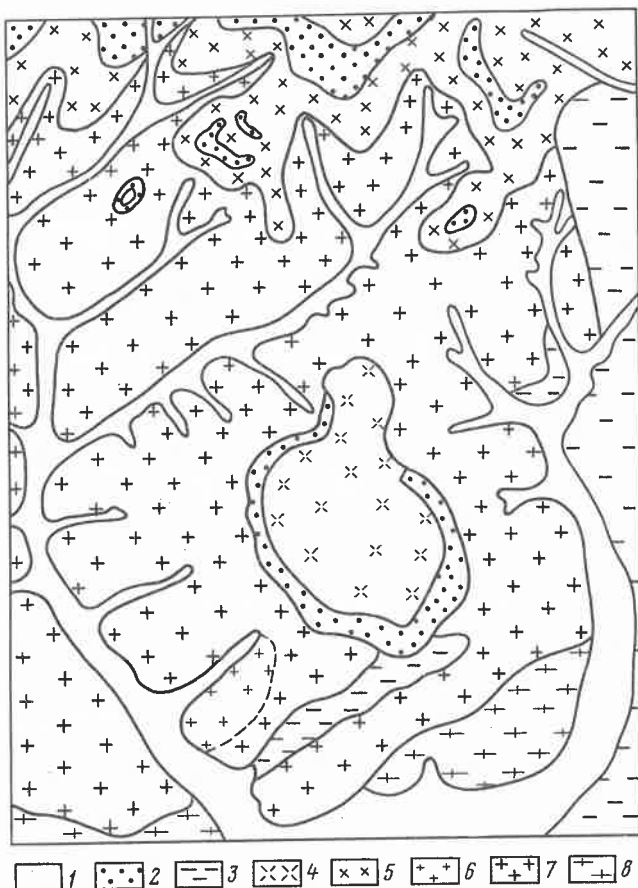
ных разностях, с преобладающим идиоморфизмом калишпата и ксеноморфизмом темноцветных (агпайтовый порядок кристаллизации), местами структура пегматоидная до типично пегматитовой (микропегматитовой). Текстура массивная, породы разнозернистые, от мелко- и среднезернистых до крупнозернистых. Минеральный состав в %: калиево-натриевый полевоый шпат 50—80, альбит 5—20, кварц 10—40, щелочные темноцветные 0—15; акцессорные — апатит, флюорит, сфен, циркон, рудный минерал.

Калишпат пертитовый, иногда с микроклиновой решеткой, интенсивно пелитизирован, часто образует пегматитовые сростания с кварцем. Часть калишпата, вероятно, новообразованная (автометасоматическая калишпатизация). Такой калишпат — чистый, прозрачный, непелитизированный — образует каймы или изометричной формы участки в «гранитном» калишпате. Калишпат бывает «пропитан» мелкой сыпью рудного (магнетит, ильменит) минерала, иногда он имеет буро-красную окраску от примеси гематита. В ряде случаев калишпат интенсивно серицитизирован, вплоть до образования кварц-серицитовых разностей, реликтовая гранитовая структура хорошо диагностируется.

Альбит, кроме пертитовых вростков, образует каймы вокруг калишпата, жилки в нем, выделения различной формы (пойкилитовые вростки), таблитчатые или лейстовидные кристаллы; по-видимому, он весь новообразованный, т. е. чистый, прозрачный, в неко-

Рис. 1. Геологическая схема района Томптоканского гранитоидного массива (по материалам Г. Г. Забелина и др., 1972, с исправлениями и дополнениями авторов):

1 — четвертичные отложения Q; 2 — эннинская свита PR_{2en} , кварцевые песчаники; 3 — одолинская свита PR_{1od} , амфибол-биотитовые, диопсид-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы; 4 — гранодиорит-порфиры $\gamma\delta\lambda K_1$; 5 — диоритовые порфиры и микродиориты $\delta\mu K_1$; 6 — щелочные граниты $\gamma\xi PR_2$; 7 — граниты роговообманковые, гранит-порфиры и кварцевые порфиры γPR_2 ; 8 — гнейсовидные плагиограниты $\gamma\phi PR_1$



торых образцах — с четкими альбитовыми двойниками.

Темноцветные — эгирин, эгирин-авгит, щелочной амфибол (гастингсит—рибекит—арфведсонит); кроме взаимных прорастаний, в отдельных образцах наблюдается развитие пироксена по амфиболу или амфибола по пироксену, иногда и тот и другой минерал замещаются вторичным амфиболом типа буро-зеленой роговой обманки. В метасоматически измененных гранитах темноцветные нацело замещаются рудным минералом с сохранением кристаллографических очертаний минералохозяина, редко — его реликтов (отдельные иголки, призмочки, сноповидные остатки), по которым и диагностируется первоначальный состав. В таких метасоматитах количество рудного вещества возрастает до 12 %, в них же встречаются немногочисленные прожилки циркона, преимущественно в тех зонах, где наряду с метасоматическим калишпатом и кварцем развивается и альбит.

Кварц чаще ксеноморфный, ненару-

шенный, с одновременным угасанием всего зерна, морфология зерен неправильная, изометричная, угловатая, в пойкилитовых включениях — округлая, ограничения чаще ровные (иногда идеально ровные), бывают волнистые, редко — зубчатые. В типичных гранитах размеры зерен кварца 0,5—1,5 мм, в метасоматитах размеры превышают 2 мм (иногда весь шлиф — монокристалл, а визуально в образце и до 2 см). В кварцевых метасоматитах кварц «пропитан» рудным веществом, с гнездами и прожилками циркона, рудный минерал (магнетит, гематит, ильменит) образует псевдоморфозы по амфиболу и циркону, нацело замещая их.

Другой характерный тип метасоматита — мусковит-кварцевый. Кварц в этих образованиях четырех генераций: 1 — гранитный, метасоматический; 2 — гребенчатый, крупный; 3 — перекристаллизованный, гранулированный, т. е. более мелкий, чем гранитный, такой же выполняет и некоторые прожилки, 4 — разноориентированные, различной мощности прожилки криптокристалли-

ческого кварца. В таких метасоматитах количество рудного минерала (магнетит, гематит, ильменит) достигает 15—30 %, он замещает темноцветные и циркон, вплоть до полных псевдоморфоз.

В нескольких образцах обнаружен в небольших количествах (доли %) энigmatит, с: $Ng \simeq 45^\circ$, плеохроизм в красно-бурых (до черного) тонах, кристаллохимическая формула* $(Na_{2,11} \times Ca_{0,01})_{2,12} (Mg_{0,01} Mn_{0,15} Fe_{4,87})_{5,05} \times Ti_{0,91} (Al_{0,05} Si_{5,96})_{6,01} O_{20}$.

Термобарометрические исследования. Для получения представлений о распространенности и особенностях расплавных включений (РВ) в щелочных породах массива визуально-микроскопически была изучена преобладающая часть отобранных образцов. Для инструментального изучения отбирались наиболее представительные РВ, обнаруженные в кварце роговообманковых субщелочных гранитов и апощелочно-гранитных метасоматитов.

В роговообманковых гранитах РВ отмечаются исключительно редко и лишь в краевых частях мелких вкрапленников или в зернах интерстициального кварца, центральные части которых содержат, как правило, многочисленные минеральные включения. Расплавные включения характеризуются изометричной формой, сравнительно мелкими (10—15 мкм) размерами, встречаются поодиночке или группами по 2—3 экземпляра, содержат флюидную фазу объемом до 10—15 %. Среди кристаллических фаз преобладает, видимо, мусковит, иногда наблюдается непрозрачная (рудная?) фаза. Определение параметров фазовых превращений и температуры гомогенизации $T_{\text{гом}}$ чрезвычайно затруднено из-за малых размеров и склонности кварца к разрушению при нагревании, однако можно утверждать, что $T_{\text{гом}}$ таких РВ не менее 780 °С.

Расплавные включения в апощелочногранитных метасоматитах более часты, чем в гранитах; возможно, они присутствуют в большинстве зерен, но их выделению препятствуют многочисленные вторичные (по отношению к РВ) флюидные включения, «переполняющие» кварц. В подавляющем большинстве РВ имеют изометричную форму с элементами негативной огранки,

значительные размеры (десятки—сотни микрометров в поперечнике), что позволяет провести детальные визуально-микроскопические исследования. При нормальных условиях РВ состоят из частично или полностью раскристаллизованной массы, большая часть объема которой (40—60 %) представляет собой агрегат мелких чешуек мусковита; полупрозрачный неидентифицированный минерал (предположительно кварц) занимает 10—20 % объема вакуоли. Флюидная фаза, чаще обособленная в пузырьки, занимающий 15—20 % объема вакуоли, иногда рассеяна в интерстициях между твердыми фазами. В редких крупных включениях встречаются кристаллики, оптические константы и форма которых соответствует характеристикам циркона.

Большая часть РВ при нагревании частично или полностью разгерметизируется, что может быть связано, по нашему мнению, с их обогащенностью газообразной углекислотой (это подтверждают визуально-микроскопические наблюдения в пластинах) или обусловлено значительными давлениями в момент замыкания вакуолей. Основная работа проводилась с редкими неразгерметизированными в процессе нагревания включениями, размер которых не превышал 5—10 мкм, в режиме медленного нагревания, при средней продолжительности опыта 20—40 ч. Плавление твердых фаз начиналось в интервале 540—550 °С. Дальнейшее нагревание приводило к постепенному растворению силикатных фаз, которые приобретали облик оплавленных кристаллов кубической, дипирамидальной форм, друзовидных агрегатов полупрозрачных кристаллов зеленоватого оттенка. Гомогенизация наступала в интервале 695—715 °С.

Необходимо отметить, что первичные РВ во всех исследованных образцах гранитоидов характеризуются отсутствием жидкой фазы H_2O или ее незначительным содержанием, что устанавливается визуально-микроскопическим изучением РВ в пластинах, иммерсионных препаратах и термометрическими исследованиями, в ходе которых не наблюдается гомогенизация флюидной составляющей в жидкую фазу. Ни в одном из изученных препаратов не выявлены сопутствующие расплавному флюидные включения. По-видимому, изучаемые гранитоиды

* Анализ выполнен на микрозондовом анализаторе JXA-5A Н. И. Кирюхиной.

1. Химический состав гранитоидов Томпоканского щелочногранитного массива, %

Элементы	31	31—1	32	43	45	56	66	68	69	70	71	71—1
SiO ₂	64,60	73,90	74,30	72,10	74,60	75,30	77,90	76,10	74,00	76,20	76,11	76,23
TiO ₂	0,38	0,10	0,14	0,30	0,20	0,19	0,15	0,22	0,23	0,19	0,24	0,24
Al ₂ O ₃	16,60	13,30	12,60	14,10	12,20	11,80	10,50	11,90	12,50	11,70	11,97	12,37
Fe ₂ O ₃	3,80	2,20	2,20	2,77	3,00	3,40	2,20	1,90	3,20	1,50	1,24	1,39
FeO	1,50	0,30	0,30	0,30	0,30	0,14	0,30	0,14	0,25	0,30	1,24	0,70
MnO	0,05	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05	0,04
MgO	1,53	0,45	0,40	0,22	0,44	0,22	0,21	0,21	0,44	0,43	0,03	0,04
CaO	0,61	0,62	0,55	0,12	0,62	0,61	0,18	0,59	0,61	0,59	0,10	0,08
Na ₂ O	3,81	3,91	3,52	4,80	3,27	3,13	3,16	3,67	3,59	3,60	3,34	3,10
K ₂ O	5,34	4,39	4,80	4,85	4,70	4,65	4,90	4,42	4,42	4,80	4,77	4,79
H ₂ O	0,52	0,16	0,19	0,10	0,08	0,17	0,14	0,13	0,19	0,10	He обн.	0,07
П. п.	1,44	0,34	0,61	0,49	0,37	0,46	0,68	0,55	0,53	0,36	0,37	0,52
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
F	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,20	0,11
Сумма	100,19	99,69	99,63	100,24	99,80	100,09	100,38	99,85	100,0	99,79	99,69	99,71

Продолжение табл.

Элементы	72	72—1	73	73—1	125	127	128	137	138	140	142	144	145
SiO ₂	80,72	67,29	77,24	76,46	69,03	76,64	76,57	69,68	76,16	81,00	75,05	77,14	75,09
TiO ₂	0,26	0,42	0,17	0,20	0,16	0,28	0,28	0,94	0,33	0,13	0,21	0,26	0,32
Al ₂ O ₃	11,33	16,58	11,50	10,57	17,53	11,70	11,50	9,77	11,08	10,10	13,18	10,52	11,49
Fe ₂ O ₃	1,04	3,88	1,08	2,75	1,60	2,80	2,50	7,16	3,20	1,75	2,24	2,53	3,25
FeO	0,32	0,25	0,56	0,26	0,21	0,20	0,35	3,34	0,24	0,45	0,60	0,45	0,50
MnO	0,02	0,08	0,03	0,05	0,02	0,06	0,03	0,21	0,03	—	—	0,04	—
MgO	0,02	0,16	0,01	0,01	0,01	0,03	0,06	0,34	—	0,18	—	—	—
CaO	0,11	0,60	0,07	0,05	0,03	—	0,06	0,48	0,04	0,31	0,19	0,25	—
Na ₂ O	5,04	8,00	3,45	3,60	9,94	2,70	3,45	3,21	3,66	5,85	8,39	3,82	3,73
K ₂ O	0,52	1,50	4,90	5,05	1,08	4,30	4,59	3,82	4,65	0,02	0,11	4,31	5,02
H ₂ O	—	0,02	—	0,03	0,04	0,13	0,07	0,12	0,04	0,18	0,13	0,12	0,14
П. п.	0,29	0,21	0,33	0,45	0,19	1,09	0,42	0,71	0,44	0,14	0,17	0,27	0,42
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,10	0,05	0,02	0,06	0,07	0,08	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03
F	0,14	0,08	0,27	0,16	0,17	0,12	0,15	0,22	0,15	0,08	0,12	0,07	0,06
Сумма	99,83	99,72	99,60	99,69	99,96	100,11	100,04	100,08	100,08	100,24	100,43	99,82	100,05

Примечание. 1. Образцы 31—70 — амфиболовые субщелочные граниты; 71—(73—1) — щелочные граниты; 125—145 — апошлочно гранитные метасоматиты. 2. Анализ выполнен в химической лаборатории ДВГИ ДВО РАН, аналитики Г. И. Макарова, С. П. Батадова.

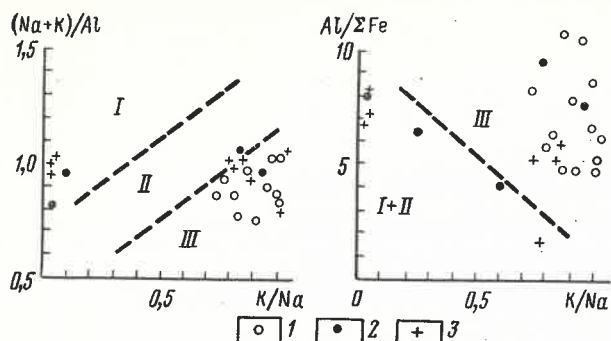


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для определения формационной принадлежности щелочногранитных образований Томпоканского массива:

поля формационных групп гранитоидов (по И. А. Нечаевой): I — мантийной, II — гибридной, III — палингенной; 1 — гиперсольвентные субщелочные граниты; 2 — субсольвентные щелочные граниты; 3 — апощелочногранитные метасоматиты

формировались из расплавов с невысоким исходным содержанием H_2O , которое существенно возросло только на завершающих стадиях кристаллизации.

В процессе термометрического изучения метасоматитов выделены признаки, указывающие на низкую вязкость законсервированных расплавов. Они проявляются в гетерогенизации гомогенизированных включений при охлаждении, а также перемещении пузырьков флюида в другую часть вакуоли на расстояние, превышающее их диаметр. Этот факт, так же как и более низкие значения $T_{гом}$ в РВ из кварца метасоматитов, свидетельствует о более высокой водонасыщенности остаточного гранитоидного расплава на поздних стадиях кристаллизации.

Петрохимические исследования гранитоидов Томпоканского массива позволили провести формационный анализ щелочногранитных пород. Были установлены три формационные группы по классификации И. А. Нечаевой (1989) — глубинная (мантийная), гибридная (мантийно-коровая) и палингенная (коровая), что имеет принципиальное значение для перспективной оценки их рудоносности. Для этих целей наиболее информативными оказались следующие петрохимические коэффициенты: K/Na , $(K+Na)/Al$ и Al/Fe . При этом, согласно классификации О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна (1958), все исследованные граниты отнесены к двум группам — гиперсольвентным и субсольвентным (табл. 1).

Для гиперсольвентных гранитов характерно наличие гомогенного К-Na полевого шпата (альбит, за исключением пертитов распада, отсутствует), содержание SiO_2 70—75 % и более, наличие одного-двух темноцветных (субщелочная роговая обманка, биотит) с суммарным содержанием 2—6 % и кварца до 30 %. Структура пород ги-

пидиоморфнозернистая, иногда пегматитовая, с агапайным порядком кристаллизации. На петрохимических диаграммах (рис. 2), в которых учтены особенности распределения элементов в условиях разной глубинности, такие граниты попадают в поле III для палингенно-коровых условий глубинности и считаются практически бесперспективными в отношении редкометалльной минерализации (И. А. Нечаева, 1989).

Щелочные граниты и связанные с ними постепенными переходами апощелочногранитные метасоматиты по вышеприведенной классификации соответствуют субсольвентным образованиям. В отличие от глубинных магматических для субсольвентных гранитов характерны неравновесные взаимоотношения минералов и минеральных агрегатов, иногда с заметно проявленной ориентированностью (полосчатостью), присутствие самостоятельных фаз калиевого и натриевого полевых шпатов, а в случае моношпатового гранита (апогранита) это или альбит, или микроклин, пертитовый полевой шпат явно реликтовый. Темноцветный минерал (чаще всего щелочной амфибол) образует пойкилопорфиобласты, игольчатые или сноповидные выделения. На диаграммах рис. 2 фигуративные точки субсольвентных гранитов и метасоматитов попадают в поля I-III, при этом поле II отвечает гибридной группе формаций, породы которой считаются перспективными на редкометалльное оруденение.

Геохимические особенности и распределение элементов-примесей в гранитоидах выявлены сравнительным анализом их содержаний во всех изученных разновидностях пород. По результатам статистической обработки рассчитаны средние содержания элементов и их коэффициенты концентраций (табл. 2), которые определялись по отношению к

2. Средние содержания элементов $\bar{x}$ (%) и коэффициенты концентрации (КК) в породах Томпоканского массива

Порода	Число проб	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd
1. Роговообманковые граниты	9	$\frac{0,0129}{0,65}$	$\frac{0,0051}{0,17}$	$\frac{0,0061}{1,80}$	$\frac{0,0593}{2,97}$	$\frac{0,0060}{3,00}$	$\frac{0,0805}{0,97}$	$\frac{0,0104}{1,73}$	$\frac{0,0202}{2,02}$	$\frac{0,0048}{1,05}$
2. Гранит-порфиры	11	$\frac{0,0153}{0,77}$	$\frac{0,0037}{0,12}$	$\frac{0,0088}{2,60}$	$\frac{0,0521}{2,61}$	$\frac{0,0064}{3,20}$	$\frac{0,0352}{0,42}$	$\frac{0,0105}{1,75}$	$\frac{0,0178}{1,78}$	$\frac{0,0047}{1,01}$
3. Щелочные граниты	11	$\frac{0,0057}{0,29}$	$\frac{0,0032}{0,11}$	$\frac{0,0036}{1,06}$	$\frac{0,0841}{4,21}$	$\frac{0,0047}{2,35}$	$\frac{0,0079}{0,10}$	$\frac{0,0052}{0,87}$	$\frac{0,0118}{1,18}$	$\frac{0,0027}{0,58}$
4. Метасоматически измененные щелочные граниты	19	$\frac{0,0069}{0,35}$	$\frac{0,0027}{0,09}$	$\frac{0,0046}{1,35}$	$\frac{0,0501}{2,51}$	$\frac{0,0050}{2,50}$	$\frac{0,0091}{0,11}$	$\frac{0,0078}{1,29}$	$\frac{0,0148}{1,48}$	$\frac{0,0031}{0,66}$
5. Мусковит-кварцевые метасоматиты	5	$\frac{0,0044}{0,22}$	$\frac{0,0031}{0,10}$	$\frac{0,0018}{0,54}$	$\frac{0,0257}{1,29}$	$\frac{0,0021}{1,05}$	$\frac{0,0069}{0,08}$	$\frac{0,0030}{0,50}$	$\frac{0,0048}{0,48}$	$\frac{0,0016}{0,35}$
6. Кварцевые метасоматиты	2	$\frac{0,0033}{0,17}$	$\frac{0,0038}{0,13}$	$\frac{0,0216}{6,35}$	$\frac{0,4471}{22,36}$	$\frac{0,0122}{6,10}$	$\frac{0,0067}{0,08}$	$\frac{0,0172}{2,87}$	$\frac{0,0371}{3,71}$	$\frac{0,0082}{1,78}$
7. Кларк элемента в кислых гранитоидах, по данным А. П. Виноградова (1962)		0,02	0,03	0,0034	0,02	0,002	0,083	0,006	0,01	0,0046

Примечание. 1. В числителе $\bar{x}$, в знаменателе КК. 2. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Приморгеология».

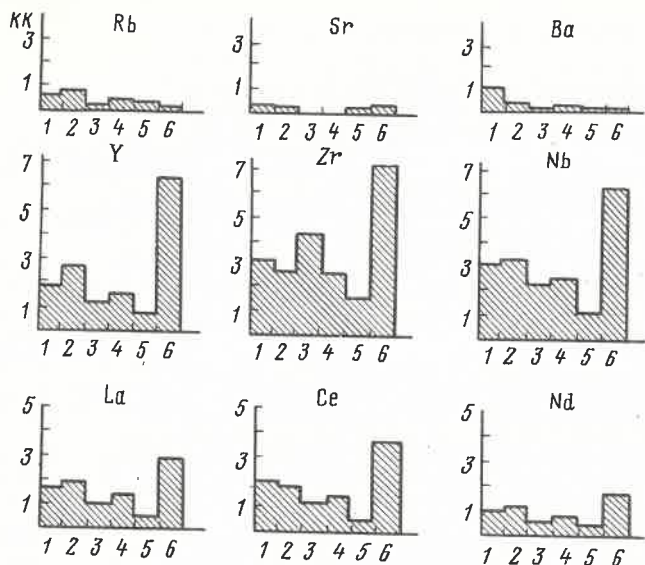


Рис. 3. Гистограмма распределения элементов-примесей по типам пород: по оси абсцисс — типы пород, по оси ординат — коэффициенты концентраций (см. табл. 2)

кларкам по А. П. Виноградову. В качестве главной особенности можно выделить разницу в количественных соотношениях двух групп элементов — Rb, Sr, Ba и Y, Zr, Nb, La, Ce, Nd (рис. 3).

Типичные рассеянные литофильные элементы первой группы — Rb, Sr и Ba. Благодаря химической и кристаллохимической близости с калием, они при кристаллизации гранитоидов концентрируются в калиевых минералах (калишпат, биотит) в виде изоморфной примеси, чем и объясняется тенденция к снижению их средних содержаний по мере развития метасоматических преобразований и замещений минералов-концентраторов этих элементов альбитом, кварцем и мусковитом. Значительно снижены по сравнению с другой группой коэффициенты концентраций Rb, Sr и Ba обусловлены металлогенической (редкометалльной) специализацией гранитоидов.

Во второй группе Y, Zr и Nb как более легкие элементы (мельший порядковый номер) связываются в магматических минералах предпочтительнее, чем более тяжелые La, Ce, Nd, отсюда у последних заметно ниже коэффициенты концентраций и менее выражены кривые гистограмм распределения элементов-примесей. Для всех элементов группы характерно значительное повышение концентраций в кварцевых метасоматитах, например, для Zr почти на порядок. Однако в метасоматически измененных гранитах и особенно в кварц-мусковитовых метасоматитах кларки концентраций значительно ни-

же, чем в неизмененных разностях. В связи с этим можно предположить следующее: в процессе натрового метасоматоза, проявленного альбитизацией, накапливалась редкометалльная минерализация. В рудный гидротермально-метасоматический этап, вероятно, двухстадийный, в первую безрудную стадию (калиевый метасоматоз, формирование мусковит-кварцевых метасоматитов, возможно, по гидротермальному кварцу) происходило перераспределение рудного вещества, которое затем отлагалось в рудную стадию в кварцевых метасоматитах (гидротермально-метасоматический кварц). Такие гипотетические построения не являются завершенной концепцией формирования оруденения в районе и требуют дальнейших исследований.

В известном Улканском плутоне (Н. Д. Зленко, Н. С. Шпак, 1961; Ю. Н. Гамалея, 1963), сложенном крупнозернистыми аляскистыми и биотитовыми гранитами позднепротерозойского возраста, отмечены мелкие тела щелочногранитных пород, сходных с щелочными гранитами Томптоканского массива. С улканскими щелочными гранитоидами связаны рудопроявления Be, Nb, Ta и Zr, причем редкометалльная минерализация фиксируется только там, где проявлены аутометасоматические изменения, выраженные альбитизацией, окварцеванием и гематитизацией (Б. Л. Залищак и др., 1966). Это соответствует концепции о том, что при метасоматозе, сопровождающем интрузии щелочногранитных магм, создают-

ся условия для концентрации редко-металлических элементов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

Щелочные граниты и ассоциированные с ними апошелочногранитные метасоматиты, согласно петрохимическим расчетам и термобарометрическим данным, соответствуют гибридной (мантийно-коровой) формационной группе, наиболее перспективной на обогащен-

ность редкими элементами.

Геохимические исследования на основе рентгеноспектрального анализа пород различных формационных групп свидетельствуют о преимущественном накоплении редких элементов в щелочных гранитах массива и особенно в связанных с ними метасоматитах.

Принята редколлегией 27 апреля 1992 г.

УДК 553.81(571)

© Л. И. ШАХОТЬКО, 1993

Расчленение кимберлитов Сибири на петрохимической основе

Л. И. ШАХОТЬКО (Аэрогеология)

Задача расчленения кимберлитов на петрохимической основе сводится к нахождению рациональных способов подсчета и построения параметров с тем, чтобы получить графически выраженную дискретность таксономических единиц и определить граничные значения параметров для них. Вместе с тем, необходимо указать на наличие объективно существующих препятствий в построении классификационных схем на петрохимической основе.

Кимберлиты, как и другие магматические образования, несут следы многих этапов эндогенных и гипергенных преобразований, маскирующих первоначальные свойства, искажающиеся за счет постоянной ксеногенной примеси мантийного или корового субстрата. Д. Доусон [4] считает, что кимберлит — это сложная гибридная порода крайне непостоянного состава с резко меняющимися свойствами от интрузии к интрузии. По его мнению, валовой состав, едва ли отражает состав первоначального кимберлита. Указанные обстоятельства заставляют исследователей с большой долей осторожности прибегать к валовому составу как классификационной основе. Тем не менее многие процессы вторичных преобразований кимберлитов хорошо изучены, и можно приблизительно определить масштабы влияния того или иного из них. Один из наиболее интенсивных вторичных процессов — серпентинизация. Он и не полностью изохимического характера, не приводит к ощутимым изменениям [8]. Весьма существенные преобразования связаны с корообразовательными процессами, детально ис-

следованными Э. А. Шамшиной [12]. Однако в Якутии продукты интенсивного выветривания кимберлитов за редким исключением почти полностью уничтожены эрозией. Отклонения от первоначального состава могут быть обусловлены карбонатизацией, окремнением, амфиболизацией, воздействием рассолов и другими давлениями, природа которых часто не установлена. Оценивая воздействие вторичных преобразований кимберлитов, следует иметь в виду локальный характер их проявлений, при которых, как это подчеркивают И. П. Илупин с соавторами [5], всегда можно найти участок слабо или почти неизменного кимберлита. Рассматривая влияние ксенолитов на валовой состав, нужно иметь в виду следующее. Как свидетельствует опыт И. П. Илупина, ксенолиты в значительной степени могут быть удалены. В то же время расчеты показывают [5], что даже 20 % ксенолитов не нарушают важнейших «показательных отношений», в частности, Mg/Fe . Важнейшими классификационными характеристиками служат отношения петрогенных оксидов, а не их абсолютные величины. Учитывая сказанное, валовой химический состав кимберлитов может рассматриваться как важнейший характеристический компонент, на основе которого могут быть сделаны важные выводы. Так, В. А. Благулькина выделяет три петрохимических типа кимберлитов, имеющих строгую возрастную и географическую привязку: I — маложелезистые слабощелочные, II — маложелезистые субщелочные, III — железистые субщелочные; для них установлены преде-

лы колебаний и средние значения главных компонентов [2]. Многие исследователи указывают на закономерное изменение химизма кимберлитов Сибири при переходе с юга на север: увеличиваются содержания TiO_2 , FeO , P_2O_5 , Al_2O_3 . По данным И. П. Илупина и других исследователей, в указанном направлении происходит уменьшение величин Fe/TiO_2 , $MgO/\Sigma Fe$ и увеличение — SiO_2/MgO [5]. О вариациях химизма на региональном уровне свидетельствуют В. А. Милашев, Е. В. Францесон, К. Н. Никишов, В. К. Маршинцев и др.

При анализе химизма кимберлитов исследователи часто используют различные варианты пересчетов. Полнее используется метод А. Н. Заварицкого, однако применительно к кимберлитам он мало эффективен и есть указания о нецелесообразности его применения при анализе этих пород [11]. Положительные результаты дает тройная диаграмма А. Холмса, но ее недостатком является взаимоперекрывание соприкасающихся групп.

Нами произведена попытка расчленения кимберлитов Сибири с помощью метода плоскостных четверных диаграмм, предложенного автором [13, 14]. В качестве компонентов выбраны CaO , CO_2 , MgO , ΣFe (%), широкие вариации которых обуславливают изменения важнейших свойств. При указанном выборе компонентов на диаграмме одновременно фигурируют три важнейших характеристических параметра. На верхней горизонтали диаграммы фиксируется параметр

$$C = \frac{CO_2}{CO_2 + CaO} \cdot 100, \text{ отражающий состав}$$

Са-содержащих минералов. Значения близкие к 46 (точка К на верхней горизонтали соответствует стехиометрическому кальциту) свидетельствуют о преобладающем кальците, более высокие — о мало- или бескальцевых карбонатах, более низкие — о некарбонатных Са-минералах — монтичеллите, мелилите, диопсиде, апатите. На нижней горизонтали — другой важней-

$$\text{ший параметр } M = \frac{MgO}{MgO + \Sigma Fe} \cdot 100 —$$

магнезиальность. На вертикали наносится третий параметр $K_c = \frac{CO_2 + CaO}{CO_2 + CaO +$

$$\rightarrow \frac{MgO + \Sigma Fe}{MgO + \Sigma Fe} \cdot 100 — \text{ величина, эквива-}$$

лентная содержанию CaO и CO_2 в породе. Таким образом, данная диаграмма одновременно выражает качественный состав Са-содержащих минералов.

Для анализа на основании литературных данных [1, 5] отобран ряд составов пород, преимущественно очищенных от ксенолитов, которые представляют все кимберлитовые районы и все наиболее важные кимберлитовые разновидности. Кроме того, использован ряд валовых составов кимберлитов Харамайского поля по данным В. Г. Черенкова (табл. 1). Эти составы нанесены на четверную диаграмму (рис. 1). Здесь выявляются прежде всего две неравновеликие группы в виде двух графически обособленных полей, каждое из которых, в свою очередь, подразделено на более мелкие единицы. Бóльшее из полей имеет форму протяженной клиновидной полосы, наклоненной вправо, расширяющейся к низу и острием ориентированной к точке К. Штрихи этого поля имеют преимущественно согласную направленность. Второе поле, меньшее, имеет вид более короткой полосы, направленной к вершине CaO . Пересекая нижнюю часть первого поля, оно легко выявляется по иному, левому, наклону штрихов. Породы двух данных полей разделяются величиной C : для первых она превышает 36 (в среднем 46), для вторых — ниже 28 (среднее около 15). Породы с промежуточными — 28—36 — значениями среди кимберлитов Сибири исключительно редки. Сбалансированные соотношения CaO и CO_2 в породах первого поля свидетельствуют о вхождении подавляющего объема оксида кальция в кальцит, количество которого в этом поле постепенно возрастает от низкокальцитовых (низ поля) до образований, приближающихся к мономинеральным кальцитам (верх поля). Второе поле отражает породы с дефицитом CO_2 относительно CaO , т. е. с виртуальными монтичеллитом, мелилитом и т. д. В модельном составе большинства пород этой группы по данным предшественников присутствуют эти минералы, хотя сведения об этом весьма ограничены. Данная совокупность также характеризуется постепенным ростом Са-содержащих нормативных минералов, но в отличие от первой она направлена к составам некоторых конкретных монтичеллитов и мелилитов, данные которых взяты из работы К. Н. Никишова [11].

Площадь	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Σ	C	M	K _c
							Кимберлиты	магнезиальные								
1	31,85	0,98	2,36	2,77	5,70	0,12	41,56	4,39	0,06	1,11	0,77	2,71	99,99	38	83	12
2	32,50	1,34	1,13	5,97	2,73	0,16	34,68	3,47	0,12	0,70	0,13	3,26	99,80	48	80	13
3	33,90	1,74	1,52	6,87	2,91	0,16	33,12	4,21	0,10	0,64	0,20	2,94	99,91	41	77	14
4	27,81	0,65	2,58	2,39	4,99	0,13	41,39	5,89	0,08	0,56	1,25	5,67	99,98	49	84	19
5	29,35	0,67	2,58	1,99	5,94	0,15	40,83	6,09	0,10	0,50	1,06	6,83	99,95	53	84	21
6	30,66	2,08	3,38	7,11	2,78	0,22	26,30	8,78	0,12	2,60	0,34	5,70	99,73	39	72	29
7	32,32	3,71	5,33	4,09	5,75	0,12	26,25	5,81	0,08	1,36	0,71	4,17	99,85	42	73	22
8	33,54	0,62	1,79	2,35	2,89	0,08	32,72	7,36	0,06	0,40	0,30	7,63	100,68	51	86	28
9	30,82	1,52	2,65	4,22	1,45	0,16	31,69	9,28	0,27	0,39	0,50	6,65	100,51	42	85	30
10	31,17	3,50	4,85	5,97	2,98	0,11	22,29	9,60	0,22	2,72	1,05	6,81	99,72	41	71	34
11	28,23	0,97	1,80	2,95	4,90	0,20	30,87	13,15	0,04	0,57	0,70	9,57	99,98	42	80	37
12	25,68	1,94	4,05	7,11	2,09	0,15	22,47	14,55	0,04	0,49	2,62	8,99	99,71	38	71	38
13	23,61	2,44	1,48	6,87	5,24	0,28	29,18	11,89	0,18	0,14	0,70	13,28	100,64	53	71	38
14	25,95	2,04	2,92	6,88	1,42	0,32	27,29	13,26	0,63	0,13	0,44	9,67	100,06	42	77	39
15	28,10	3,76	3,09	4,33	4,80	0,09	22,59	12,86	0,23	2,30	0,86	8,58	99,53	40	71	40
16	25,31	2,24	4,07	6,40	3,41	0,14	24,83	11,72	0,35	1,20	0,34	11,80	100,55	50	72	40
17	28,66	0,50	1,00	2,01	4,35	0,22	28,68	14,45	0,73	1,25	1,13	11,20	99,72	44	82	42
18	26,26	1,69	3,82	4,58	1,36	0,05	20,78	16,80	0,16	1,49	0,67	12,76	99,54	41	79	44
19	23,28	1,72	1,99	7,96	0,91	0,16	21,55	18,80	0,12	0,36	0,73	13,90	100,21	42	71	51
20	25,94	3,00	4,74	5,10	3,11	0,12	18,24	18,55	0,25	3,08	1,56	12,00	99,87	46	76	51
21	31,42	0,85	4,24	5,05	3,15	0,14	27,47	8,70	0,12	1,43	0,36	10,10	99,90	54	77	54
22	27	1,36	1,70	6,14	0,78	0,08	25,88	15,24	0,15	0,22	0,43	10,65	99,42	41	81	55
23	28,46	3,52	3,97	3,51	3,00	0,04	16,70	18,20	0,35	2,40	0,93	13,73	99,24	43	71	58
24	20,42	0,52	1,01	1,89	6,36	0,35	20,70	24,23	0,06	0,48	1,02	19,23	99,60	44	71	60

Кимберлиты железистые

25	32,33	7,13	2,90	11,93	3,87	0,08	27,95	1,77	0,10	0,45	0,28	1,09	99,93	38	62	6
26	31,65	4,10	3,83	9,82	5,31	0,25	26,01	4,11	0,43	1,66	0,71	2,52	99,76	38	63	14
27	29,28	4,98	4,90	9,16	8,47	0,32	20,91	4,90	0,10	1,87	0,96	4,14	100,22	46	54	19
28	30,06	4,44	5,18	10,71	1,99	0,22	22,21	6,31	0,11	1,30	1,45	3,38	100,05	38	64	22
29	25,70	2,74	4,66	8,12	5,44	0,11	28,78	8,47	0,14	1,13	0,64	5,98	99,78	41	68	28
30	27,52	3,00	1,92	8,47	3,38	0,25	25,75	9,199	0,11	1,26	0,57	5,50	100,06	37	68	28
31	29,38	5,90	3,66	6,92	6,66	0,20	20,25	8,84	0,08	2,18	0,62	6,64	99,99	43	60	31
32	27,86	3,46	2,73	5,61	6,81	0,22	23,47	10,96	0,09	1,64	0,70	8,40	99,93	43	65	35
33	29,54	2,84	3,41	6,64	4,54	0,19	24,14	8,42	0,16	1,90	0,47	5,92	99,81	41	68	29
34	31,99	2,05	7,00	4,93	5,53	0,10	21,38	10,56	0,12	2,76	0,41	6,86	100,02	39	67	35

35	29,10	3,24	3,80	10,70	1,98	0,18	23,96	11,72	0,20	2,32	0,55	8,41	99,55	44	69	36
36	26,34	2,91	3,47	9,76	2,62	0,13	23,12	13,45	0,06	0,23	0,36	9,46	100,22	41	60	30
37	25,408	2,65	3,91	9,17	5,53	0,16	23,00	12,82	—	1,32	0,61	10,00	99,64	44	66	40
38	26,23	2,35	5,98	7,54	2,63	0,16	20,97	13,20	0,14	0,75	0,38	11,00	100,05	44	62	41
39	30,18	2,11	6,38	8,12	3,34	0,09	15,90	12,55	0,21	1,57	0,55	9,46	100,63	43	58	44
40	23,34	3,29	3,15	8,22	4,10	0,24	20,49	15,20	0,03	0,61	0,96	12,06	99,74	44	61	45
41	23,82	3,45	4,54	7,63	3,16	0,20	21,36	15,18	0,12	1,58	1,04	11,24	99,82	42	66	45
42	24,40	3,56	2,71	11,39	3,16	0,18	20,76	17,08	0,12	1,32	0,84	12,87	99,22	43	64	48
43	26,62	2,60	4,62	6,48	4,62	0,22	16,93	16,27	0,20	2,20	0,93	10,64	99,92	39	60	49
44	22,92	3,34	2,22	9,55	1,20	0,18	18,59	18,76	0,06	0,28	0,33	12,82	99,86	40	63	52
45	21,94	5,44	4,08	9,54	3,62	0,24	15,96	17,24	0,16	1,40	1,91	14,05	99,86	45	55	52
46	23,46	0,43	3,41	6,40	2,45	0,33	19,78	17,40	0,12	1,04	0,52	15,78	100,70	47	69	54
47	20,40	4,95	4,42	9,00	2,16	0,18	15,03	20,36	0,08	0,52	0,55	15,52	100,22	43	57	58
48	24,78	1,88	4,91	6,13	2,21	0,20	15,42	19,21	Следы	0,98	0,67	14,25	99,85	42	65	48
49	22,88	1,98	4,51	7,12	2,21	0,19	15,53	20,86	0,19	1,00	0,67	14,60	99,95	41	62	61
50	21,66	3,03	1,76	6,73	5,75	0,20	13,43	22,98	0,28	0,85	1,97	16,95	99,65	42	52	61
51	20,70	4,16	4,13	5,87	2,56	0,15	12,17	23,35	0,22	1,94	1,34	15,60	99,10	40	59	65
52	24,26	2,76	4,86	6,73	1,22	0,15	8,82	23,64	0,05	0,978	0,73	16,94	99,71	42	52	71

Альениты магнезиальные

53	32,15	1,37	1,50	5,37	2,45	0,21	37,56	4,56	0,08	0,34	0,51	0,84	99,83	15	83	11
54	27,54	1,24	3,41	5,37	2,48	0,16	34,45	6,89	0,10	1,33	0,87	0,77	99,91	10	81	15
55	31,23	2,63	5,67	3,89	5,80	0,14	33,79	7,63	0,24	1,79	0,20	1,51	99,80	16	78	17
56	30,45	1,55	2,74	8,50	1,05	0,19	33,43	8,70	0,30	0,86	0,30	1,11	100,21	11	78	18
57	29,51	2,89	5,32	5,67	4,99	0,23	30,89	8,74	0,16	1,78	0,41	2,27	99,76	10	74	20
58	30,96	2,72	4,98	4,76	5,18	0,17	29,45	9,03	0,16	2,72	0,51	2,26	99,99	10	75	20
59	29,29	1,60	3,77	5,11	3,43	0,12	32,77	7,17	0,06	0,51	2,43	2,32	99,87	20	79	22
60	34,12	3,58	4,31	4,67	7,63	0,23	28,30	10,84	0,70	1,75	0,68	0,37	99,95	3	70	23
61	31,76	2,50	2,98	4,95	5,26	0,19	32,18	8,59	0,22	1,52	1,34	1,49	100,00	15	76	24
62	30,56	1,89	4,84	6,00	2,67	0,17	30,04	10,17	0,17	1,76	0,10	2,32	99,92	19	78	24
63	36,94	1,02	8,98	4,50	4,19	0,09	21,01	13,36	0,14	1,54	0,61	1,16	99,69	9	71	33
64	37,38	1,32	3,71	6,44	2,02	0,24	25,46	11,07	0,21	0,12	0,45	1,85	100,14	14	75	27

Альениты железистые

65	37,92	5,02	6,36	7,77	6,99	0,28	20,00	4,68	1,03	2,38	1,09	0,61	99,86	11	57	13
66	36,74	4,05	5,86	7,34	6,18	0,22	20,79	5,67	0,62	3,15	1,16	1,67	99,73	23	60	18
67	33,38	4,44	3,08	9,06	5,43	0,18	25,29	6,24	0,13	1,60	0,75	1,65	99,80	21	63	16
68	29,95	5,03	3,37	9,09	6,51	0,28	25,44	8,36	0,39	2,24	0,69	1,38	100,09	14	62	19
69	33,06	5,14	4,96	5,11	10,13	0,24	21,52	10,24	0,59	2,71	0,95	1,11	99,76	10	58	21
70	32,50	4,66	5,10	6,23	5,18	0,20	21,69	9,27	0,16	3,28	0,75	3,61	99,72	28	65	28
71	34,02	5,52	5,98	5,27	8,48	0,23	20,15	12,82	1,00	3,08	0,66	0,63	99,75	5	59	28
72	29,60	4,85	5,20	10,12	3,67	0,20	19,51	12,20	0,18	0,86	0,78	4,40	100,32	26	58	33

Площадь	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Σ	C	M	K _c
73	32,04	2,67	5,94	4,45	8,69	0,29	18,66	18,78	0,55	0,92	0,82	0,72	99,52	4	59	38
74	29,54	3,64	5,19	6,12	8,38	0,28	19,61	20,55	0,24	0,34	0,67	1,00	100,23	5	58	39
75	26,94	2,73	4,38	4,62	6,75	0,20	22,55	20,42	0,13	0,35	0,73	6,46	100,06	24	66	44

Примечание. 1—6, 29, 54—55, 57—63 — Харамайское поле (данные В. Г. Черепкова); трубки: 8, 53 — № 3; 9 — Новинка; 10, 23 — Безымянная; 11 — Оливнивая; 13 — Липа; 14 — Кепэс; 15 — Восток; 16 — Ильменитовая; 17 — Обнаженная; 18 — Верхняя; 19 — Мархинская; 20 — Северная; 21 — Юлегир-Чарас; 22 — Загладочная («туф»); 24 — Снежная; 27 — Орион; 30 — Спортивная; 32 — Лос; 33 — Сеню-Северная; 34 — Арбайбыт; 35, 42 — Хордах (данные Л. И. Шахотко); 36 — Восток; 38 — Улихан-Лучакан; 39 — Надежда; 43, 71 — Баргылымалах, Баргылымалах (Южный); 46 — Джо-Северная; 47 — Косическая; 48 — Салбахтах; 49 — Дельта; 52 — Близицы; 61 — Лестия; 66 — Аномальная; 67 — Арктика; 69 — Рудный двор; 72 — Липса; 73 — Виктория; 75 — Оригинальная; 7 — аномалия 54, шурф 85; 12 — аномалия 12, шурф 53; 25 — аномалия 22, шурф 52; 26 — аномалия 76а, шурф 77; 28 — аномалия 7; 31 — аномалия 22, шурф 52; 37 — аномалия 66; 40 — аномалия 45, шурф 6; 41 — аномалия 64/65; 44 — аномалия 79; 45 — аномалия 44; 50 — аномалия 44; 51 — аномалия 57, шурф 272; 65 — аномалия 54, шурф 84; 68 — аномалия 72/65; 70 — аномалия 23; 74 — аномалия 89, шурф 14095; 11, 13, 17, 19—20, 46, 53, 56, 66—68 — [1]; 7, 10, 14—16, 18, 19, 22—23, 25—28, 30—34, 36—45, 47—52, 64—65, 69—75 — [5]; 9 — [6].

Таким образом, проанализированные составы подразделены на две важнейшие единицы — группы, первая из которых эволюционирует в сторону увеличения содержаний кальцита и может рассматриваться как кимберлитовая. Для второй характерно увеличение бескарбонатных Са-минералов. Значительная часть пород, вошедших в данную группу, определяется геологами Якутии как альнеитовая.

Поле составов кимберлитовой группы, обладающее обликом клиновидной непрерывной полосы, по существу, состоит из двух разобщенных узких полос или рядов, сходящихся у вершины клина и четко разделенных у его основания. Эти ряды включают породы с различными интервалами магнезиальности: для пород правого ряда $M = 52 \dots 69$, левого — $71 \dots 86$. Это позволяет выделить среди кимберлитов породы двух рядов: кимберлитов железистых — правый ряд и кимберлитов магнезиальных — левый. Поле альнеитовой группы также сложено двумя почти параллельными рядами, между которыми существует отчетливый раздел по магнезиальности: породы правого ряда имеют $M = 52 \dots 66$, левого — $70 \dots 83$, т. е. в составе альнеитовой группы также выделяются два ряда — альнеиты железистые и альнеиты магнезиальные.

В соответствии с полученными графическими данными в табл. 1 приведены составы магнезиальных и железистых кимберлитов и магнезиальных и железистых альнеитов соответственно каждому ряду. Внутри колонок они расположены в порядке роста параметра K_c .

Анализ пространственного расположения образований выделенных здесь четырех групп выявляет закономерную смену составов при переходе от южных кимберлитовых полей Сибири к северным, что в определенной степени подтверждает обоснованность произведенного расчленения. В пределах южных кимберлитовых полей — Мало-Ботуобинском, Алакитском, Далдынском и Верхне-Мунском — развиты образования только магнезиальных рядов — кимберлиты и резко уступающие им количественно альнеиты магнезиальные с $M > 70$ при практически полном отсутствии разновидностей альнеитов железистых с $M < 70$. Северные поля характеризуются преимущест-

венным развитием кимберлитов и альнеитов железистых при подчиненном распространении кимберлитов и альнеитов магнезиальных. Этот факт свидетельствует об обоснованности выбора граничного значения параметра $M = 70$, делящего магнезиальные и железистые разновидности.

Пространственные и генетические соотношения кимберлитов и альнеитов рассмотрены К. Н. Никишовым с соавторами [10]. Чаще всего альнеиты и кимберлиты образуют самостоятельные тела. Вместе с тем в ряде трубок установлено сонахождение альнеитов и кимберлитов, при этом сосуществующие компоненты либо магнезиальные, либо железистые. Подобная магнезиальная пара установлена в трубках Новинка (Верхне-Мунское поле) и Отрицательная (Лучаканское поле). Железистые кимберлиты альнеиты обнаружены в трубках Туманность, Курунгнах и Бета (все из Ары-Мастахского поля). Исследовавшие трубку Новинка К. Н. Никишов и В. П. Корнилова [6] приходят к заключению, что сосуществование альнеитов и кимберлитов в едином теле обусловлено «неравномерным распределением летучих, что дало возможность кристаллизоваться на одних участках монтичеллиту, а на других, обогащенных CO_2 , кальциту». По-видимому, в магматический очаг первичного альнеитового состава привносится углекислота, приводящая к формированию кимберлитовой фракции; эти два расплава могут как сосуществовать, так и разделяться и формировать самостоятельные тела, где расплавы могут подвергаться дифференциации по собственным схемам. Привнос углекислоты не может сказаться на существенном изменении железо-магнезиальных отношений в новообразованном кимберлитовом расплаве, в связи с чем уровень магнезиальности в обоих расплавах должен оставаться прежним.

Это указывает на существование двух гипотетических различных материнских расплавов, один из которых формирует альнеит-кимберлитовую пару магнезиальную, другой — железистую. Поэтому альнеит-кимберлитовую пару с одинаковым уровнем магнезиальности следует рассматривать как естественную генетически сближенную ассоциацию, связанную единством маг-

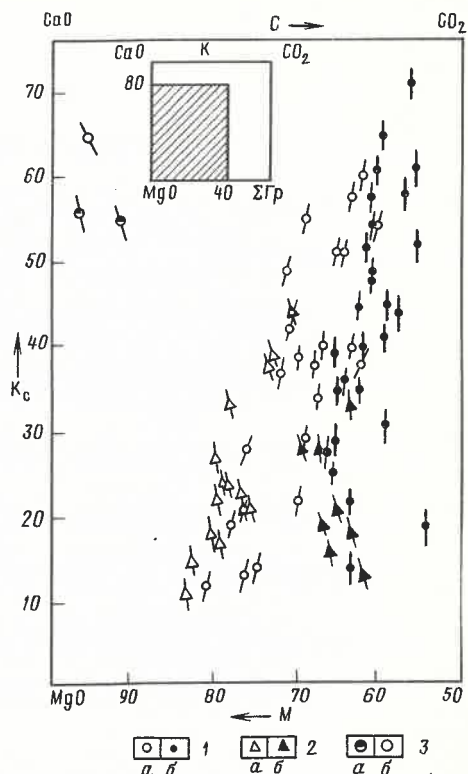


Рис. 1. Диаграмма $CaO-CO_2-MgO-\Sigma Fe$ для кимберлитовой формации:

1 — кимберлиты: а — магнезиальные, б — железистые; 2 — альнеиты: а — магнезиальные, б — железистые; 3 — составы: а — монтичеллитов, б — мелилитов

матического источника (магнезиального или железистого) и интерпретировать как серию. В итоге кимберлитовая формация Сибири может быть разделена на две серии — магнезиальную и железистую.

Итак, результаты графического изображения различных образований кимберлитовой формации Сибири на четвертой диаграмме, дополненные данными об их пространственном размещении, позволяют сделать вывод о ее составных частях. Вся формация подразделена на две серии с неперекрывающимися значениями параметра M — магнезиальную и железистую. Каждая из серий расчленяется на два ряда по неперекрывающемуся уровню параметра C — кимберлиты и альнеиты (табл. 2).

Породы, относимые нами к кимберлитам магнезиальным, квалифицируются исследователями широким терминологическим спектром. Большинство пород, рассмотренных геологами Якутии, определяется как кимберлитовая брекчия с

2. Значения параметра М и С подразделений кимберлитовой формации Сибири

Серия	Ряд	М	С
Магнезиальная	Кимберлиты магнезиальные	71—86	38—54
	Альеиты магнезиальные	70—83	3—20
Железистая	Кимберлиты железистые	52—69	38—47
	Альеиты железистые	57—66	5—28

автолитовым или массивным цементом; в некоторых случаях они относятся к кимберлитам (интрузивным). Согласно определениям В. А. Милашева [9], И. П. Илупина и других исследователей [5], это чаще всего кимберлиты, реже — пикритовые порфиристы. Выделяемые нами кимберлиты железистые определяются примерно теми же терминами, но при преобладании пикритовых порфиритов в понимании В. А. Милашева или кимберлитов (интрузивных) в интерпретации геологов ЯФ АН СССР; иногда они фигурируют как альеиты. Кимберлиты магнезиальные в общем близки к первому, а железистые к третьему петрохимическим типам систематики В. А. Благулькиной. Альеиты магнезиальные чаще всего известны как кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента; в материалах В. Г. Черенкова они фигурируют как монтичеллитсодержащие кимберлиты и слюдяные пироксеновые кимберлиты. Альеиты железистые чаще всего определяются как альеиты, кимберлиты (интрузивные), пикриты или пикритовые порфиристы, реже — как кимберлиты мелилитовые. Следует подчеркнуть, что целый ряд пород, относимых исследователями к альеитам, имеет высокое значение параметра С и их следует понимать как кимберлиты.

Каждый из четырех выделенных рядов характеризуется определенной протяженностью в сторону роста параметра K_c при том, что в рядах кимберлитов растет содержание кальцита, а в альеитах — монтичеллита, мелилита и, вероятно, диопсида.

Рост содержания кальцита в породах кимберлитовой формации обычно связывается с тремя группами факторов: ксеногенным обогащением, гидротермально-метасоматическими явлениями

и процессами магматической дифференциации. Имеются почти бесспорные доказательства воздействия каждого из них. Задача состоит в нахождении пределов их влияния. В последнее время исследователи все более склоняются к ведущей роли магматической дифференциации. Как указывают В. К. Маршинцев [8] и А. В. Лапин [7], накопление CaO является одной из ведущих тенденций дифференциации кимберлитового расплава, завершающейся формированием силикатно-карбонатной фазы, близкой к карбонатитовой жидкости. Накопление CaO в выделяемых нами рядах альеитовой группы, где этот оксид в подавляющем объеме связан с высокотемпературными монтичеллитом, мелилитом и диопсидом, а кальцит находится в ничтожном количестве, свидетельствует о решающей роли магматической дифференциации на всем пути развития альеитовых рядов. В эволюции кимберлитов дифференциация имела существенное значение на начальных и средних этапах, тогда как конечные стадии связаны, вероятно, с гидротермально-метасоматическими процессами. Поэтому представляется весьма важным выявление наиболее существенных петрохимических изменений расплавов кимберлитового и альеитового составов в ходе магматической дифференциации, мерой которой в определенной степени может служить накопление CaO .

Анализ имеющихся петрохимических данных, произведенный с помощью двойных графиков, выявляет отчетливую корреляцию MgO , SiO_2 , ΣFe с CaO и слабую или почти отсутствующую с другими оксидами (связь CaO с CO_2 , характерная для кимберлитов, в расчет не берется). На графиках $MgO-SiO_2$, $\Sigma Fe-CaO$ (рис. 2) фигуративные точки

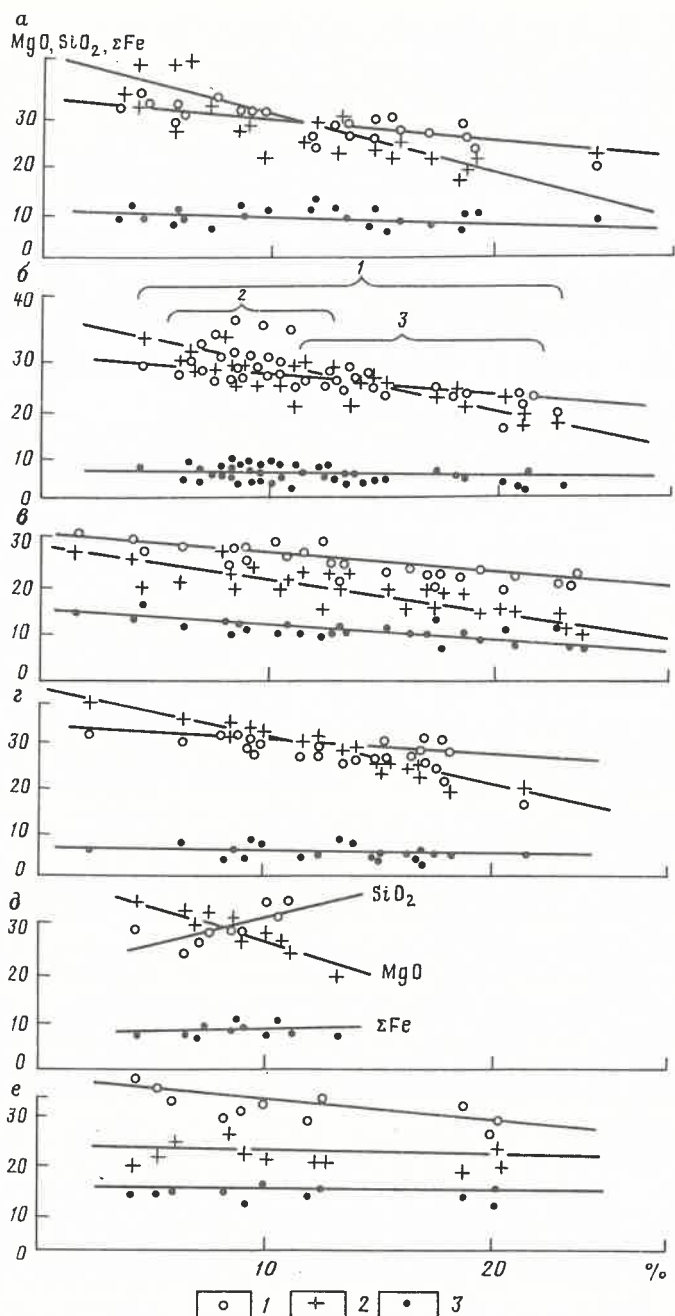


Рис. 2. Зависимость содержаний MgO , SiO_2 , ΣFe от CaO в кимберлитах:

1 — SiO_2 , 2 — MgO , 3 — ΣFe ; кимберлиты: а, б — магнезиальные (трубки: 1 — № 2; 2 — Мир, Сатыканская, № 1; 3 — Удачная), в — железистые, г — афировые и такситовые; альнеиты: д — магнезиальные, е — железистые

выстраиваются вдоль прямолинейных направлений, хотя содержания обладают той или иной степенью отклонения от корреляционных линий. Указанная линейная зависимость проявлена на всем интервале содержаний CaO в альнеитах, тогда как в кимберлитах фиксируется до уровня 23—24 % CaO ,

а в области более высоких содержаний — нарушается; здесь, вероятно, уже сказывается ведущая роль постмагматических процессов. Поэтому интервал 23—24 % CaO следует понимать как границу раздела кимберлитов и постмагматических кимберлитовых карбонатитов.

Наиболее существенным итогом анализа, произведенного с помощью двойных диаграмм, является вывод о специфичности магматической дифференциации каждого из четырех выделенных рядов, выражающейся в различии положения линий зависимости CaO—MgO , CaO—SiO_2 , $\text{CaO—}\Sigma\text{Fe}$.

Стадии магматической дифференциации магнезиальных кимберлитов и железистых, динамика которой отражена на графиках указанными линиями (см. рис. 2), при определенном сходстве характеризуются существенными различиями. Общим является падение содержания всех трех компонентов по мере роста CaO , но, что весьма важно, с различной интенсивностью, а это само по себе является доводом в пользу гипотезы магматогенной природы процесса. Наиболее круто наклонена линия MgO , более полого — SiO_2 и еще положе — ΣFe . Это свидетельствует о том, что в обоих рядах в идеальном варианте от начала к концу предполагаемой магматической дифференциации должны происходить рост железистого расплава (или уменьшение магнезиальности), уменьшение «показательного отношения» MgO/SiO_2 и слабый рост отношения $\Sigma\text{Fe/SiO}_2$. Примечательно практически аналогичное поведение кремнезема в обеих схемах, отраженное одинаковым положением его линии на обоих графиках. Несходство магнезиальной и железистой схем заключено в различиях размаха вариаций MgO и Fe : для магнезиального ряда он составляет (округленно) 40—20 % по MgO и 10—8 % по ΣFe , а для железистого 30—15 и 15—10 % соответственно. Это сказывается на различии положений линий корреляции на графиках: у кимберлитов магнезиальных линия MgO расположена выше, а — ΣFe — ниже, чем у кимберлитов железистых.

Наиболее важный вывод приведенных сопоставлений сводится к тому, что кимберлиты различных рядов, имеющих сходные содержания CaO (или занимающие сходные интервалы ряда), теоретически должны обладать сходными количествами SiO_2 , но существенно различными MgO (более высокими — магнезиальные) и ΣFe (более высокими — железистые). Иными словами, при сходных содержаниях CaO (или SiO_2) кимберлиты магнезиальные сравнительно с железистыми должны

характеризоваться более низкой железистостью, меньшей величиной $\Sigma\text{Fe/SiO}_2$ и большей MgO/SiO_2 . В то же время кимберлиты разных рядов при сближенных значениях величин железистости, MgO/SiO_2 и $\Sigma\text{Fe/SiO}_2$ должны иметь совершенно разные содержания CaO и SiO_2 , т. е. занимать разные интервалы ряда. Так, максимально железистые породы магнезиального ряда с M , близким к 70, занимают конец ряда — интервал с CaO 23—24 % и минимальным содержанием SiO_2 , а сходные по железистости кимберлиты железистого ряда располагаются вблизи начальных интервалов с минимумом CaO и максимумом SiO_2 .

Это принципиальное различие позволяет сделать очень важный петрологический вывод: на любом этапе магматической дифференциации магнезиального кимберлитового расплава не могут быть получены дериваты, петрохимически аналогичные продуктам любой стадии дифференциации расплава железистого и, естественно, наоборот. Данное положение подтверждает вышеприведенное допущение о различных магматических источниках магнезиальной или железистой серий, их вероятной независимости.

Сделанное допущение о независимых магматических источниках предполагает невозможность сонахождения кимберлитов разных серий в пределах единого интрузивного тела. Реально наблюдаемые подобные объекты следует, скорее всего, интерпретировать как сложно построенные тела с несколькими, вероятно, разновозрастными фазами внедрения из различных магматических очагов.

Схема эволюции альнеитов магнезиальных (см. рис. 2) характеризуется крайне специфическими особенностями. Здесь в направлении увеличения содержания CaO происходит в отличие от других схем не уменьшение, а увеличение количества SiO_2 при резко выраженном падении уровня MgO ; содержание ΣFe очень незначительно возрастает. Указанная динамика свидетельствует о резком росте железистости конечных расплавов, резком уменьшении отношения MgO/SiO_2 и умеренном — $\Sigma\text{Fe/SiO}_2$.

Развитие альнеитов железистых (см. рис. 2) протекает в условиях умеренного спада уровня SiO_2 при почти неизменных или очень слабо уменьшающихся

содержаниях MgO и ΣFe . В этой схеме железистость расплавов практически постоянна, а величины MgO/SiO_2 и Fe/SiO_2 несколько возрастают. Альеиты железистые сравнительно с магнезиальными обнаруживают более высокие абсолютные содержания TiO_2 , Al_2O_3 и ΣFe .

Итак, рассмотренные схемы эволюции петрохимических рядов кимберлитов и альеитов обладают достаточно очевидными специфическими чертами. Каждая из них может быть охарактеризована динамикой важнейших петрохимических отношений — магнезиальностью (железистостью), MgO/SiO_2 , $\Sigma Fe/SiO_2$, которые вслед за В. А. Милашевым, И. П. Илупиным и др. следует рассматривать как показательные.

Каждый из выделяемых рядов составлен по совокупности единичных анализов валовых проб разобщенных, часто весьма отдаленных в пространстве тел. Полученные по этим данным схемы представляют, по сути, теоретические скомбинированные модели. Поэтому очень важно провести сравнение моделей с реальными путями дифференциации, фиксирующимися в конкретных глубоко вскрытых телах пород кимберлитовой формации. К сожалению, на настоящем этапе глубоко исследованы лишь отдельные тела магнезиальных кимберлитов. Представители других типов на значительные глубины почти не вскрыты.

В качестве эталонов взято пять тел кимберлитов магнезиальных Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского районов, вскрытых на значительную глубину, м: Мир (1000), труба № 2 (500), по которым имеются средние химические составы по стометровым интервалам, а также трубка Сатыканская, представленная средними химическими составами различных типов кимберлитовой брекчии. Указанные тела при общности химизма, укладываемогося в рамки выделяемого здесь ряда магнезиальных кимберлитов, различаются спецификой вариаций петрохимических свойств по вертикали, характером и интенсивностью вторичных преобразований, степенью контаминированности и иными особенностями. Данные тела прорывают литологически различные толщи, характер которых в значительной степени определяет тенденции постмагматических преобразований; на что

указывают Н. Н. Зинчук с соавторами [3].

На графиках $CaO-MgO$, — SiO_2 , — ΣFe (см. рис. 2) фигуративные точки всех пяти тел образуют хорошо выраженные линейные совокупности; линии корреляции занимают аналогичное положение с одноименными линиями скомбинированной схемы кимберлитов магнезиальных. В реальной модели как и в скомбинированной имеется та или иная степень дисперсии содержаний, особенно ощутимая для SiO_2 и MgO . Можно предположить, что при выраженной здесь линейной корреляции связи отклонения от теоретических линий вероятной магматической дифференциации обусловлены многочисленными «внешними» факторами. Так, в интервале 0—400 м трубки № 1 фиксируются чрезвычайно высокие (против теоретических) содержания SiO_2 и пониженные — MgO . Данный интервал трубки совпадает с частью кембрийской карбонатной толщи, содержащей повышенное количество нерастворимого терригенно-глинистого остатка; контаминация этого материала сказалась, по мнению Н. Н. Зинчука и др. [3], на химизме этой части трубки.

Можно допустить, что всевозможные вторичные преобразования и гибридность сказывается на дисперсии, затрудняющей наблюдение истинного хода дифференциации расплава, но при этом общая петрохимическая тенденция полностью не затухает и при определенном статистическом подходе становится явственной.

Рассмотренные эталонные тела по содержаниям CaO занимают различные интервалы ряда. Трубки Мир, № 1 и Сатыканская укладываются в целом в узкий 4—13 % интервал левой стороны ряда, трубка Удачная охватывает почти всю правую половину, а трубка № 2 — почти весь ряд, т. е. здесь представлены типы с разным размахом дифференциации: недифференцированные, слабо- и полнодифференцированные разновидности.

Определенный интерес представляют так называемые афировые и такситовые кимберлиты некоторых трубок южных кимберлитовых полей, валовые составы которых также укладываются в ряд кимберлитов магнезиальных. Эти породы характеризуются полосчатым строением и приурочены к «рифам» — блокам карбонатных осадочных пород.

Большинство исследователей связывает формирование этих пород с кинематической дифференциацией кимберлитового вещества, находящегося в пластическом состоянии. По мнению В. К. Маршинцева [8], изучавшего эти породы в трубках № 3 и Удачная, они представляют «зону быстрой кристаллизации в контакте с холодными блоками осадочной породы». По-видимому, они формируются при минимальном взаимодействии с контактирующими образованиями. Скорее всего, эти породы являются наиболее чистыми закаленными разновидностями кимберлитовых расплавов. Данные образования из указанных трубок характеризуются значительным размахом содержаний CaO — 2—22 %. На графике (см. рис. 2) фигуративные точки достаточно четко расположены вдоль прямых линий, которые занимают такое же положение, что и на графиках скомбинированной и реальной моделей эволюции кимберлитов магнезиальных, но при минимальных дисперсиях MgO , SiO_2 и ΣFe . Вероятно, «афировые и такситовые кимберлиты», эволюционирующие по схеме магнезиальных кимберлитов, представляют продукты последовательной магматической дифференциации, протекающей в отличие от других моделей при минимальном воздействии «внешних» факторов. Поэтому данная реальная модель, по-видимому, наиболее близка к теоретической и может служить в качестве эталона.

Итак, на основе анализа петрохимических данных выдвигается предположение о существовании двух независимых магматических источников — магнезиальном и железистом, которые обусловили формирование двух независимых кимберлитовых серий — магнезиальной и железистой. Серия включает два генетически сопряженных ряда — кимберлиты и альнеиты равной магнезиальности как производные двух фракций магматического расплава. Всего выделено четыре ряда: кимберлиты магнезиальные, альнеиты магнезиальные, кимберлиты железистые, альнеиты железистые. Каждый из рядов представляет широкую гамму пород, рассматри-

ваемых как последовательные продукты дифференцирующегося расплава. Кроме указанных главнейших типов, должны быть выделены так называемые «кимберлитовые карбонаты», формирующиеся на постмагматической стадии кимберлитовых расплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород/В. П. Корнилова, К. Н. Никишов, В. В. Ковальский, Г. В. Зольников. — М.: Наука, 1983.
2. Благулькина В. А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири//Сов. геология, 1969. № 7. С. 60—70.
3. Вторичные минералы кимберлитов/Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Мельник Ю. М. и др. — Киев: Наукова думка, 1984.
4. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983.
5. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францесон Е. В. Геохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1978.
6. Корнилов В. П., Никишов К. Н. Взаимоотношения и природа разновидностей кимберлитовых пород в трубках Новинка и Заполярная//Геология, петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1976. С. 122—130.
7. Лапин А. В. Петролого-геохимическое обоснование модели генерации и эволюции платформенных щелочно-ультраосновных магм//Геохимия магматизма. М., 1982. С. 158—189.
8. Маршинцев В. К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. — Новосибирск: Наука, 1986.
9. Милашев В. А. Термин «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород//Геология и геофизика. 1963. № 4. С. 42—52.
10. Никишов К. Н., Побережский В. А., Корнилова В. П. Монтицеллитовые альнеиты Сибири//Минералогические особенности эндогенных образований Якутии. Якутск, 1979. С. 5—14.
11. Никишов К. Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. — М.: Наука, 1984.
12. Шамшина Э. А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. — Новосибирск: Наука, 1979.
13. Шахотько Л. И. Способ графического изображения на плоскости состава горных пород по четырем компонентам//Новые методы изучения условий формирования и закономерностей распределения горных пород, минералов и руд. Элиста, 1978. С. 180—192.
14. Шахотько Л. И. Петрохимические особенности субщелочных базитов Норильского района//Сов. геология. 1987. № 1. С. 114—120.

Принята редколлегией 27 января 1992 г.

Влияние блокового строения Алма-Атинской впадины на формирование ресурсов подземных вод

С. В. ДМИТРОВСКИЙ, Э. К. КИМ, В. Д. МАЛАХОВ (Центральная ГГЭ ГлавКГУ «Казгеология»), В. Н. ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Алма-Атинская впадина занимает центральную часть тектонической депрессии, разделяющей хребты Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. Впадина, к которой приурочен межгорный артезианский бассейн, отделяется от Джаркентской депрессии поднятием между горами Богуты и Катутау, от Копинской — приподнятым междуречьем Таргап-Каскелен.

Перспективы развития народного хозяйства региона во многом зависят от водных ресурсов. Несмотря на сравнительно высокую обеспеченность подземными водами, ряд районов испытывает в них дефицит. Кроме того, начинают проявляться негативные последствия хозяйственной деятельности на подземные воды, в частности их загрязнение, что при сохранении существующих тенденций может отразиться на водообеспечении региона.

Поэтому, одной из актуальных гидрогеологических задач остается изучение ресурсов подземных вод, теоретической основой которого должна являться концепция об их формировании.

Алма-Атинская впадина — самый изученный артезианский бассейн в Казахстане. В изучение подземных вод бассейна большой вклад внесли В. Ф. Шлыгина, В. Д. Малахов, Э. К. Ким, Г. М. Леонов, В. И. Дмитриевский, А. Г. Голубь, С. С. Каратлеова, А. И. Зубашев, Ф. В. Шестаков, М. С. Кан, В. М. Мирлас, Г. В. Малыгин и др.

Было установлено, что гидрогеологический разрез впадины — сложная система взаимодействующих водоносных, слабоводоносных, водоупорных горизонтов и комплексов, максимальной мощностью 3,5 км.

Водоносные подразделения четвертичных отложений в основном представлены мощной молассовой толщей (до 800 м), сложенной валунно-галечниками, гравий-галечниками, песками, переслаивающимися с супесями и суглин-

ками. Распределение фаций контролируется литологической зональностью, типичной для межгорных впадин: наиболее крупнообломочные разности залегают вблизи горного сооружения, тонкозернистые — в центральной части впадины. Выделяются этажно залегающие водоносные горизонты и комплексы, содержащие преимущественно субнапорные воды гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 0,5 г/л. Водопроницаемость толщи достигает 17900 м²/сут, в среднем составляя 3—5 тыс. м²/сут.

В четвертичных отложениях разведан ряд крупных месторождений подземных вод (Алма-Атинское, Талгарское, Иссык-Тургенское, Чиликское и др.) с суммарными запасами 65 м³/с.

Повсеместное распространение имеет водоносный комплекс илийской свиты среднего-верхнего плиоцена. Свита, имеющая мощность до 1800 м, сложена валунно-галечниками, галечниками с суглинистым цементом, песками, слабоцементированными песчаниками, залегающими в виде прослоев среди глин и аргиллитов. Воды напорные. Суммарная водопроницаемость не превышает 1500 м²/сут, в верхней части комплекса воды пресные с минерализацией до 1 г/л, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые или натриевые, ниже — слабосоленоватые с минерализацией до 3 г/л хлоридно-сульфатного натриевого типа.

Залегающие ниже слабоводоносные комплексы миоцена и олигоцена сложены тонкозернистыми песками, песчаниками, глинами, аргиллитами, алевролитами и отличаются низкими фильтрационными свойствами и повышенной минерализацией вод, достигающей 54 г/л при хлоридном натриевом составе.

Таким образом, водообильность пород снижается по разрезу сверху вниз, в том же направлении увеличивается минерализация подземных вод.

Аналогичная закономерность наблюдается для четвертичных отложений по направлению от области питания к местному базису разгрузки — долине р. Или. Однако гидрогеодинамическая и гидрогеохимическая зональность, распределение гидрогеологических параметров зависят и от блоковой тектоники, на что ранее не обращалось внимание.

Ранее большинством исследователей (В. А. Обручев, С. С. Шульц, К. И. Богданович, В. П. Нехорошев и др.) считалось, что в областях альпийской тектонической активизации, к которым относятся почти вся Средняя Азия и Южный Казахстан, блоковое строение свойственно в основном горным сооружениям. Предгорные и межгорные впадины рассматривались преимущественно как области аккумуляции, где активные тектонические движения осуществлялись по обрамляющим прогибы разломам.

Эти представления за последние 15 лет претерпели резкие изменения под влиянием новой информации, полученной при дешифрировании космических снимков, сейсмическом зондировании, глубоком структурном бурении. Было установлено, что большинство

впадин, обрамляющих альпийские горные сооружения, имеет блоковое строение [3].

Согласно составленной Н. М. Чабдаровым (1976, 1980) тектонической схеме (с уточнениями по нашим данным), Алма-Атинская впадина дифференцирована разломами северо-восточного и северо-западного направлений на четыре крупных блока: Каскеленский, Алма-Атинский, Каратурыкский, Чиликский, различающихся особенностями разреза и мощностей мезозойско-кайнозойских отложений и их гидрогеологическими свойствами (рис. 1).

Различия полных, эффективных мощностей и водопроницаемости четвертичных водоносных отложений в выделенных блоках показаны в табл. 1.

Аналогичные различия отмечены и для других гидрогеологических подразделений. Однако блоки нельзя рассматривать как автономные гидрогеологические единицы: гидравлически они связаны между собой, хотя теснота связи различна.

Гидрологическая роль разломов, ограничивающих блоки, изучена недостаточно. Часть их можно рассматривать как водовыводящие, например, Ни-

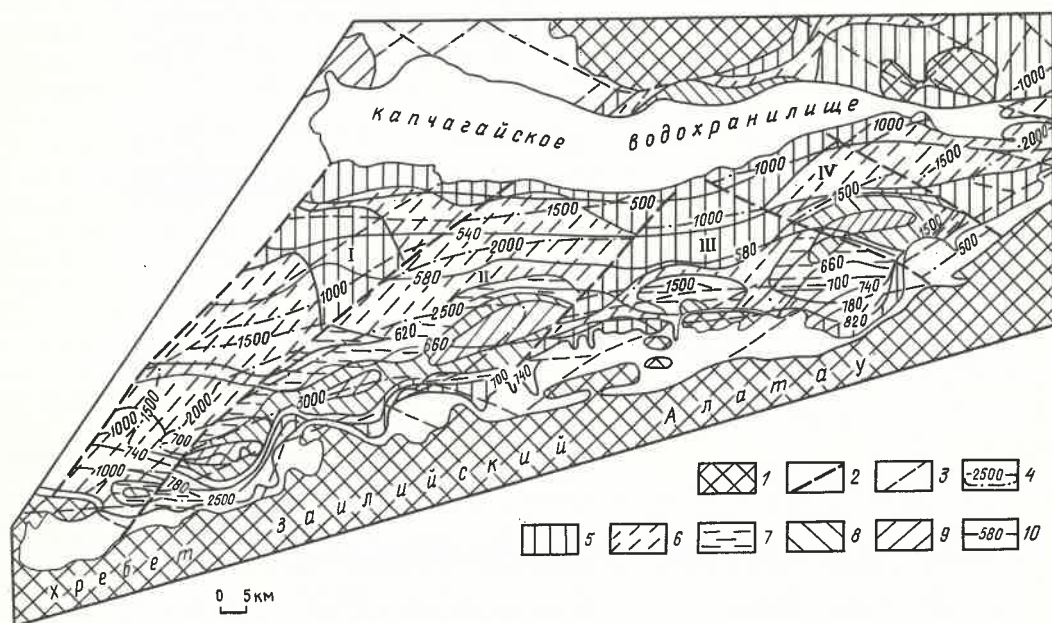


Рис. 1. Схематическая гидрогеодинамическая карта четвертичных водоносных комплексов:

блоки: I — Каскеленский, II — Алма-Атинский, III — Каратурыкский, IV — Чиликский; 1 — выходы на поверхность палеозойского фундамента; 2 — разломы, разделяющие впадину на блоки;

3 — прочие разломы; 4 — изолинии глубин залегания кровли палеозойского фундамента, м; водопроницаемость, $\text{м}^2/\text{сут}$: 5 — до 600, 6 — 600—1500, 7 — 1500—3000, 8 — 3000—10 000, 9 — более 10 000; 10 — изолинии равных уровней подземных вод, м

1. Интервалы залегания, мощность и водопроводимость четвертичных отложений по блокам

Интервал залегания, м	Мощность, м	Эффективная мощность, м	Водопроводимость м ² /сут
0—670	Каскеленский блок 180—670	98—126	600—4700
0—800	Алма-Атинский блок 342—800	150—500	3000—17 900
0—480	Каратурыкский блок 298—471	100—238	600—3000
0—470	Чиликский блок 225—470	150—328	3000—14 000

колаевский, вдоль которого выходят родники с минерализацией вод 0,25—1,09 г/л гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава, аномального для данной территории. Некоторые разломы, по-видимому, являются частичными барражами, что выражается в изменении вдоль них гидравлических градиентов потоков. Там, где разломы совпадают с отрицательными формами рельефа, они могут рассматриваться как питающие подземные воды.

Блоковая тектоника оказывает существенное влияние на формирование подземных вод и их ресурсы. Оно в основном проявляется через изменения мощности водоносных пород и их водопроводимости. В Алма-Атинской впадине можно выделить следующие вертикальные гидрогеодинамические зоны.

1. Свободного водообмена (в плицен-четвертичных гидрогеологических подразделениях). Водообмен латерально-вертикальный. В этой зоне можно выделить две подзоны: весьма свободного (интенсивного) водообмена в четвертичных отложениях и относительно свободного водообмена в илийском комплексе.

2. Замедленного водообмена (в гидрогеологических подразделениях миоцена — верхнего мела). Водообмен преимущественно вертикальный.

3. Весьма замедленного водообмена (в гидрогеологических подразделениях палеозоя), водообмен преимущественно вертикальный.

Гидрогеологическая зональность главным образом контролируется гидрогеодинамической зональностью. В

зоне свободного водообмена распространены большей частью пресные воды и развиты процессы привноса солей и выщелачивания, в зоне замедленного водообмена — солончатые и соленые. Здесь преобладают процессы сложного преобразования в системе вода—порода, реже элизионные. В зоне весьма замедленного водообмена предполагается распространение соленых вод и рассолов.

Мощности гидрогеодинамических и гидрогеохимических зон, а также интенсивность гидрогеологических процессов в значительной степени определяются блоковой тектоникой. Наибольшая мощность зоны свободного водообмена (до 2400 м) наблюдается в Алма-Атинском блоке, наименьшая (до 880 м) — в Каратурыкском блоке.

Условия питания и разгрузки подземных вод в зоне свободного водообмена также контролируются блоковой тектоникой. В Алма-Атинской впадине в зоне свободного водообмена установлены гидрогеодинамические области транзита подземных вод вблизи горного сооружения, формирования подземных вод, интенсивной разгрузки подземных вод, вторичного погружения и накопления субнапорных вод (рис. 2). Размеры и само существование этих областей наряду с известными факторами определяется блоковой тектоникой. Так, зона интенсивного выклинивания подземных вод наиболее хорошо выражена в Алма-Атинском блоке и практически отсутствует в Каратурыкском. Хотя соотношения основных источников питания подземных вод в различных блоках примерно одинаковы (см.

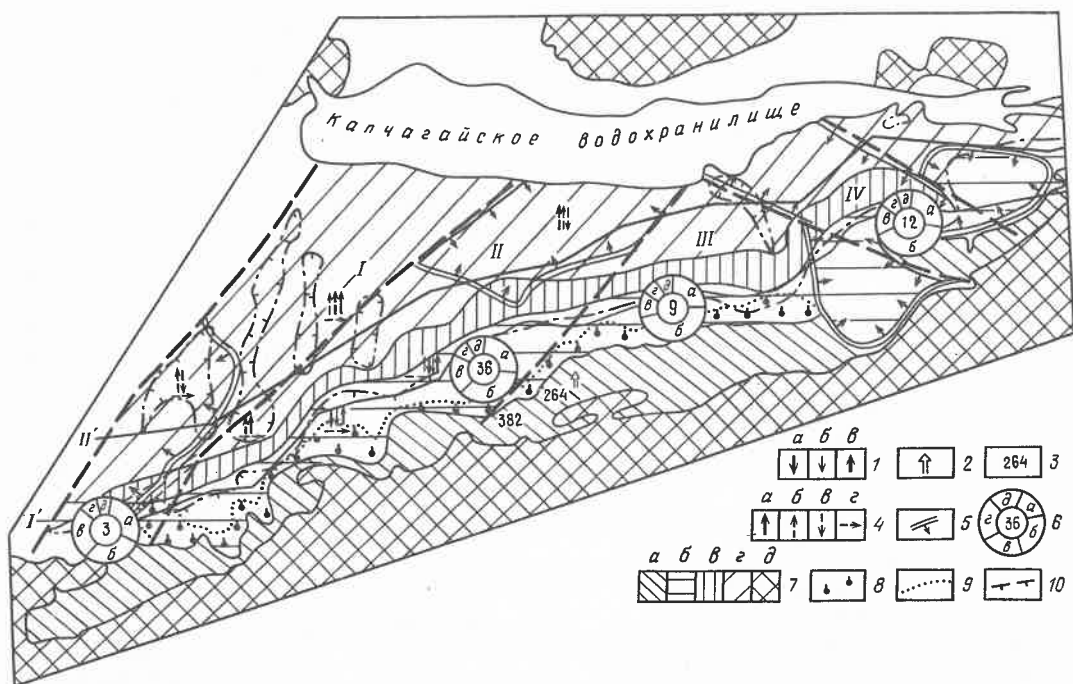


Рис. 2. Схематическая карта формирования подземных вод Алма-Атинской впадины:

1 — источники питания подземных вод: а — фильтрация речных и ирригационных вод, б — инфильтрация атмосферных осадков, в — напорное питание путем перетеканий из плиоценового комплекса; 2 — подземный приток с гор; 3 — приток из горной области по четвертичному аллювиальному водоносному горизонту; 4 — факторы разгрузки подземных вод: а — выклинивание подземных вод в отрицательные формы рельефа, б — испарение, в — перетекание в нижележащие горизонты, г — латеральный отток; 5 — контур площадей, где происходит разгрузка подземных вод четвертичных комплексов в плиоценовый комплекс (на остальной части территории воды плиоценового комплекса разгружаются в четвертичные комплексы); 6 — питание подземных вод в гидрогеологических блоках: буквы в секторах: а — фильтрация поверхностных вод из русел рек, б — фильтрация оросительных вод, в — подземный приток со стороны горных сооружений, г — подрусловой сток по аллювию горных рек, д —

инфильтрация атмосферных осадков (величина угла сектора циклограммы пропорциональна доле участия составляющих питания в общей сумме питания, цифра в центре круга — суммарное значение питания, $\text{м}^3/\text{с}$); 7 — основные гидрогеодинамические области: а — транзита подземных вод, поступающих со стороны горного сооружения, б — формирования подземных вод, в — интенсивной разгрузки подземных вод, г — вторичного погружения подземных вод и накопления субнапорных вод, д — основная область формирования поверхностного и подземного стоков (горная территория); 8 — площади распространения подземных вод с минерализацией до 1 г/л сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного состава (без крапа оставлены площади, где распространены воды гидрокарбонатного состава с минерализацией до 1 г/л); 9 — граница распространения подземных вод с различным химическим составом, 10 — контур распространения подземных вод с глубиной залегания более 5 м; I, II — линии гидрогеологического разреза, остальные усл. обозн. см. рис. 1

рис. 2), суммарные величины питания резко дифференцируются по блокам. Средние модули питания подземных вод составляют соответственно: в Каскеленском блоке — $17,7 \text{ л/с км}^2$, в Алма-Атинском — $43,2 \text{ л/с км}^2$, в Каратурыкском — 12 л/с км^2 , в Чиликском — $40,9 \text{ л/с км}^2$.

Такая дифференциация гидрогеологических условий не может не сказаться на распределении и величинах ресурсов подземных вод.

Ресурсы подземных вод четвертичных отложений Алма-Атинской впадины неоднократно оценивались В. Д. Мала-

ховым, Э. К. Кимом, В. Ф. Шлыгиной, М. Малишичем и др. [1, 5]. Ресурсы пресных вод плиоценовых отложений ранее не определялись. При оценках ресурсов подземных вод не учитывалась блоковая тектоника района, что не дало возможности в полной мере вскрыть закономерности их распределения.

В основу оценки ресурсов подземных вод были положены карты геофильтрационных параметров, построенные с учетом блокового строения территории.

Учитывая сложность гидрогеодинамических условий, наличие большого количества месторождений подземных

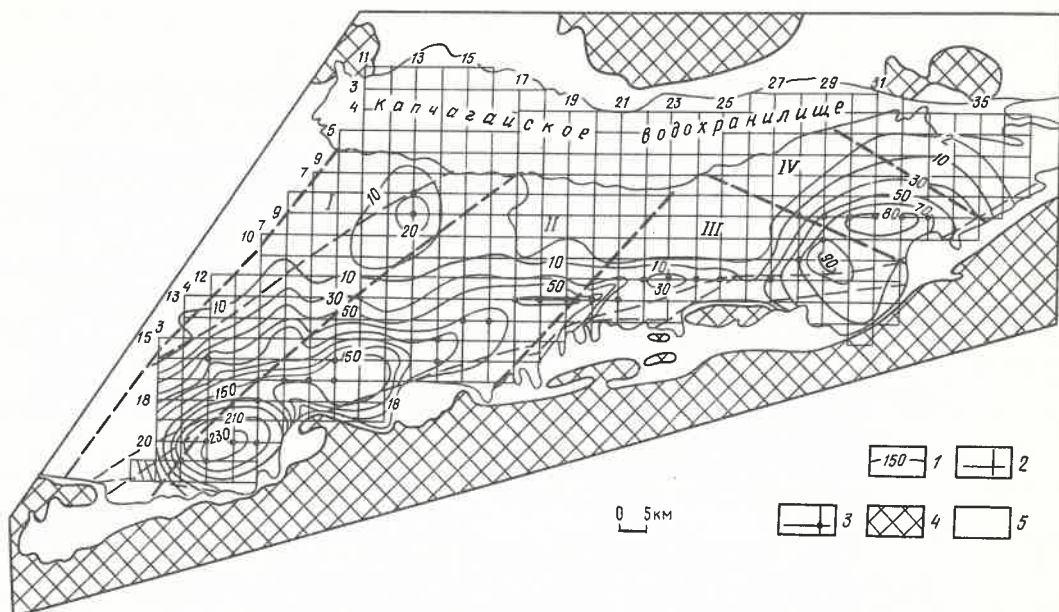


Рис. 3. Карта понижений уровней четвертичных водоносных комплексов за 50 лет эксплуатации водозаборов:

1 — изолинии понижений уровня подземных вод;

2 — сетки модели (цифры координаты узла); 3 — блоки модели с заданным водоотбором; 4 — выходы на поверхность палеозойских пород, 5 — участки отсутствия рассматриваемых отложений, остальные усл. обозн. см. рис. 1

вод, эксплуатируемых в условиях взаимодействия, а также сложное влияние на ресурсы подземных вод других видов хозяйственной деятельности (орошение, переброска вод по крутым каналам, промышленное и гражданское строительство и т. п.) для оценки ресурсов подземных вод четвертичных отложений использован метод моделирования. Это позволило на региональном уровне учесть основные факторы формирования ресурсов подземных вод и прогнозировать количественно с достаточной достоверностью динамику гидрогеологических условий.

Моделирование выполнено в партии математических методов Центральной гидрогеологической экспедиции ГлавКГУ «Казгеология» под руководством В. К. Сидорова, Б. А. Некрасова при участии С. В. Дмитриевского.

Геофильтрационная схема рассматривалась как трехслойная с двумя проницаемыми (верхний безнапорный) и разделяющим слабопроницаемым слоем.

Блоковое строение бассейна на модели учтено косвенно по различным значениям фильтрационных параметров, в частности водопроницаемости пород в отдельных блоках. Решалась нестационарная задача в условиях работы во-

дозаборов при достижении максимально допустимых понижений к концу расчетного срока (50 лет).

Результаты моделирования показаны на рис. 3. Суммарные прогнозные ресурсы подземных вод бассейна определены в размере 77,7 м³/с. Распределение величин ресурсов подземных вод зависит от блоковой тектоники (табл. 2).

При извлечении таких объемов подземных вод максимальные понижения превысят 230 м. Наибольшие сработки уровней будут отмечаться в Алма-Атинском блоке, наименьшие — в Каратурыкском. Зона интенсивной разгрузки подземных вод почти полностью исчезает. Прекратится отток подземных вод в Капчагайское водохранилище, к концу расчетного срока будет наблюдаться поступление вод из водохранилища в размере 0,14 м³/с. Сумма расходных статей баланса на конечный срок работы водозаборов превысит естественные ресурсы подземных вод на 19,5 м³/с. Этот дефицит придется восполнять за счет сработки емкостных запасов. При моделировании не учитывалось изменение качества подземных вод в результате их загрязнения. В настоящее время на Алма-Атинском, Талгарском и других водозаборах отмечаются случаи загрязне-

2. Распределение прогнозных ресурсов подземных вод перспективных водоносных комплексов по блокам

Блоки	Водоносный комплекс	Площадь блока, км ²	Прогнозные ресурсы, м ³ /с	Модули прогнозных ресурсов, л/с км ²
Каскеленский	четвертичный	1400	10,08	7,2
	плиоценовый	1150	1,9	1,6
	миоценовый	1150	0,22	0,19
Алма-Атинский	четвертичный	2100	47,06	22,4
	плиоценовый	1650	3,7	2,2
	миоценовый	1500	0,37	0,25
Каратурыкский	четвертичный	1450	9,38	6,5
	плиоценовый	1375	1,6	1,2
	четвертичный	1200	10,65	8,9
Чиликский	плиоценовый	1200	1,8	1,5
	миоценовый (термоминеральные воды)	1000	0,02	0,02
Всего	четвертичный	6150	77,17	12,5
	плиоценовый	5375	9,0	1,7
	миоценовый (термоминеральные воды)	3650	0,61	0,17

ния подземных вод, преимущественно нитратами. В условиях развития высокопроницаемых коллекторов конусов выноса препятствовать загрязнению подземных вод затруднительно, поэтому, возможно часть их прогнозных ресурсов может быть использована для технического водоснабжения или ирригации. В связи с этим необходимо активизировать разработку и реализацию мероприятий по охране подземных вод. Значительно меньше подвержены загрязнению воды верхнеплиоценовых отложений, что увеличивает их ценность в условиях интенсивных техногенных нагрузок, характерных для бассейна.

В основу оценки прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод верхнеплиоценовых отложений положена методика, разработанная ВСЕГИНГЕО [2]. Оценка выполнена для части комплекса, содержащей пресные воды.

Ресурсы оценены гидрогеодинамическим методом применительно к условной схеме размещения водозаборов на площади водоносного комплекса по равномерной сетке. При этом допускается, что каждый расчетный водозабор работает в замкнутом круговом блоке с непроницаемыми границами за счет сработки емкостных запасов и естественных ресурсов подземных вод. Прогнозные ресурсы подсчитаны по 50 проектным водозаборами, расположенным в пределах площадей с водопроводимостью более 100 м²/сут. Парам-

метры, необходимые для расчета, определялись для каждого водозабора индивидуально.

Суммарные прогнозные эксплуатационные ресурсы вод плиоценовых отложений впадины составляют 9 м³/с. В отдельных гидрогеологических блоках их модули существенно отличаются (см. табл. 2).

Блоковая тектоника оказывает влияние на формирование ресурсов термоминеральных вод впадины. К термоминеральным относятся воды с различным ионным составом: хлоридные натриево-кальциевые и натриевые, сульфатно-натриевые с минерализацией 1,2—57 г/л, с повышенным содержанием брома и кремнекислоты, температурой более 40 °С. Аналоги минеральных вод — пярнуские (Эстония), друснинкайские (Литва), белогорские (Россия). Ранее прогнозные ресурсы термоминеральных вод впадины определялись В. И. Андрусевичем, Ж. С. Сыдыковым.

Оценка ресурсов термоминеральных вод впадины проведена по той же методике, что и для пресных вод плиоценовых отложений.

Прогнозные ресурсы подсчитаны по 23 проектным водозаборами с водопроводимостью более 25 м²/сут. Каратурыкский блок, имеющий очень низкие значения водопроводимости, из подсчета ресурсов был исключен. Суммарная величина прогнозных ресурсов термоминеральных вод впадины оценена

в 0,61 м³/с. Их дифференциация по блокам показана в табл. 2.

Таким образом, концепция блокового строения бассейна Алма-Атинской впадины имеет не только научное, но и большое практическое значение, т. к. блоки в значительной степени контролируют формирование и размещение ресурсов подземных вод.

Блоковое строение характерно и для ряда других межгорных и предгорных бассейнов Казахстана.

В частности наличие гидрогеологических блоков установлено О. Ж. Сыдыковым в Джаркентской депрессии [4], но это не было использовано им при оценке ресурсов подземных вод.

Представления о блоковом строении предгорных и межгорных бассейнов окажут несомненную помощь при работах по поискам, разведке и оценке запасов подземных вод в Казахстане и Средней Азии. По-видимому, гидрогеологические блоки определяют также интенсивность проявления ряда экзоген-

ных процессов. На наш взгляд, не случаен факт локализации наиболее разрушительных землетрясений юго-восточного Казахстана в Алма-Атинском блоке, к которому приурочена наиболее мощная водонапорная система.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедсафин У. М., Шлыгина В. Ф. и др. Илийский артезианский бассейн. — Алма-Ата: Наука КазССР, 1980.
2. Боровский Б. В., Язвин Л. С. Методические рекомендации по перспективной оценке эксплуатационных запасов подземных вод в слабоизученных районах. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1972.
3. Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. — М.: Недра, 1988.
4. Сыдыков О. Ж. Особенности формирования химического состава подземных вод плиоценовых отложений Чунджа-Дубунской зоны (Илийская впадина) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 73—75.
5. Формирование и гидродинамика артезианских вод Южного Казахстана/под ред. У. М. Ахмедсафина. — Алма-Ата: Наука, 1973.

Принята редколлегией 24 сентября 1990 г.

УДК 551.2:556.3

© Ф. Ш. Алиев, Т. А. Байрамов, 1993

О геологическом строении и гидрогеологических условиях Апшеронского полуострова

Ф. Ш. АЛИЕВ, Т. А. БАЙРАМОВ (Азербайджангеология)

Изданные в 1980 г. гидрогеологическая и инженерно-геологическая карты п-ова Апшеронский м-ба 1 : 50 000 были составлены на базе большого комплекса материалов, накопленных за последнее время, в частности, гидрогеологической съемки м-ба 1 : 50 000 и инженерно-геологической съемки м-ба 1 : 25 000 [2]. В качестве геологической основы была использована геологическая карта п-ова Апшеронский м-ба 1 : 50 000, изданная в 1965 г.

В результате тематических работ, выполненных за последние годы с широким применением дистанционного метода съемки и использованием материалов глубокого бурения на нефть и газ, было установлено, что существующая геологическая карта сильно устарела, т. к. была составлена путем стыковки карт довоенных и, отчасти, дореволюционных съемок м-ба 1 : 42 000 и 1 : 21 000. Следовательно, на ее базе некорректно создавать какую-нибудь стройную концепцию тектонического строения, стратиграфической последо-

вательности и литофациальных особенностей отложений, слагающих полуостров, судить о перерывах в осадконакоплении, изменении плана складчатости, морфологических и генетических особенностях складчатых структур, характере распространения грязевого вулканизма, явлении диапиризма, а также закономерности размещения месторождений и проявлений полезных ископаемых, в т. ч. подземных вод.

Цель настоящей статьи — на базе имеющихся новых данных пересмотреть традиционный подход о размещении месторождений подземных вод и высказать некоторые соображения по закономерности их распространения — единственного источника обеспечения населенных пунктов п-ова Апшеронский водой для орошения, а местами и для питья.

Большинство исследователей едины во мнении, что на п-ове Апшеронский прослеживаются складчатые структуры мегантиклинория Большого Кавказа и Шемахино-Кобустанского синклино-

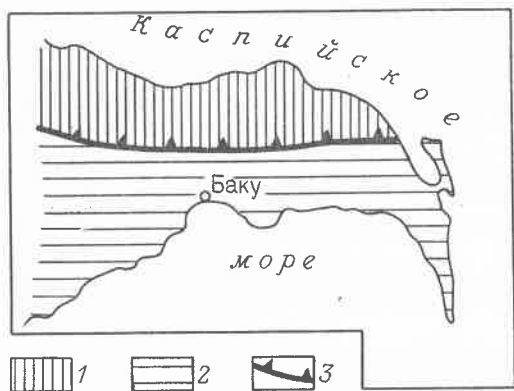


Рис. 1. Схема тектонического районирования Апшеронского п-ова

1 — юго-восточное погруженное продолжение покровно-складчатой системы Большого Кавказа, 2 — восточное продолжение Шемахино-Кобыстанского синклиория, 3 — Масазырский взброс (штрих указывает направление поддвига)

рия. При этом структурной границей между ними считается региональный разлом, чему на гравитационном поле соответствует гравитационная ступень с приподнятым северным и опущенным южными полями [3].

Нашими исследованиями установлено, что складчатая система Большого Кавказа, в т. ч. юго-восточное его продолжение, простирающееся в северную часть Апшерона, возникла на месте одноименного окраинного моря, а Шемахино-Кобустанский синклиорий, прослеживающийся на юге Апшерона, составляет северо-западную часть Джейранкечмес — Южнокаспийской микроплиты с корой океанического типа, где мощный 20—22 км комплекс мезокайнозой состоит исключительно из осадочных отложений (здесь геофизический «гранитный слой» утонен или отсутствует). Структурной границей между ними следует считать Масазырский взброс, являющийся юго-восточным продолжением Кайнарского надвига (рис. 1).

В пределах обеих структур большинство складчатых комплексов кавказского простираения, подчиняются ориентации границ смежных микроплит. Последние в результате геодинамической эволюции были приведены в соприкосновение вдоль границы поддвига. Геосинклинальный комплекс отложений обеих микроплит составляет нижний структурный этаж с субширотным простираением линейных складок и сопровождающих их разломов. Молас-

совый комплекс отложений в начале орогенной стадии альпийского тектонического цикла сохранил план складчатости геосинклинального комплекса, однако благодаря слиянию северной и южной ванн Каспия в единый водоем в акчагыле план складчатости претерпел существенную перестройку и приобрел черты, сохранившиеся и ныне. На востоке Северного Апшерона и на юге всего полуострова линейные складки были перекрыты отложениями верхней части альпийских моласс. При этом доминирующую роль в тектоническом строении Апшерона стали приобретать плоскодонные мульды, разделенные надразломными антиклиналями субмеридионального простираения. Эта особенность тектоники нашла четкое отражение в гидрогеологической обстановке полуострова, разграничивая посредством переходной зоны нижний и верхний гидрогеологические этажи.

В северо-западной части Апшерона обнажаются отложения верхнего мела, палеоцена и эоцена, смятые в складки субширотного простираения [1]. К востоку они представлены олигоцен-миоценовыми и ниже-среднеплиоценовыми отложениями (А. Г. Алиев, И. А. Ибрафилбеков, 1966). На меридиане пос. Пиршаги, согласно нашим наблюдениям, эта линейная система складок скрывается под трансгрессивным чехлом верхнеплиоцен-четвертичных отложений. Последние смяты в брахиформные складки, обнаруживая азимутальное и угловое несогласия с нижележащими отложениями и несовпадение плана складчатости.

Южная часть Апшерона составляет восточное продолжение Шемахино-Кобустанского синклиория (А. А. Али-Заде, Г. А. Ахмедов, А. И. Ахмедов и др., 1966). Здесь, согласно новейшим данным, наблюдается двухэтажное тектоническое строение — верхний структурный этаж с азимутальным и угловым несогласиями перекрывает нижний структурный этаж. Например, под Гюздекскую плоскодонную мульду уходят (рис. 2) Космалинская, Бабаджанская и Каразйбатская линейные складки кавказского простираения, под Бакинскую мульду — Гейтепе-Сулутаринская, Шабакдаг и Кобу-Шонгарская. Правоммерно допустить, что и под Говсанскую и Зиринскую мульды протягивается множество линейных

складок, перспективных на нефть и газ.

В гидрогеологическом отношении на Апшероне установлена полная зависимость подземной гидросферы от тектоники. Основываясь на вертикальной гидрогеологической зональности осадочных бассейнов, нами допускается наличие здесь верхнего гидрогеологического этажа, состоящего из верхнего и нижнего ярусов, переходной зоны, условно разбитой на верхнюю и нижнюю подзоны, и нижнего гидрогеологического этажа, также состоящего из верхнего и нижнего ярусов. Для всей территории полуострова верхний гидрогеологический этаж, раскрытый сверху, — место преимущественного развития метеогенных вод, где происходит интенсивный водообмен. Данный гидрогеологический этаж сложен современными эоловыми песками, элювиально-делювиальными образованиями и новокаспийскими осадками (суглинками, супесями, песками, ракушечниками, иногда галечниками и конгломератами) изменчивой мощности, не превышающей 12 м. На северо-западе Апшерона они непосредственно залегают на верхнем ярусе нижнего гидрогеологического этажа, составляющего эродированную часть палеоген-неогеновых нефтегазоносных песчано-глинистых отложений. Здесь современные маломощные элювиально-делювиальные образования включают незначительные притоки грунтовых вод, накопленных в углублениях коренных пород — глинистых отложениях. Обычно воды сильно солоноватые, соленые и рассолы (сухой остаток от 3 до 126 г/л, чаще всего 20—30 г/л), практического значения для водоснабжения не имеют. Скудность притока воды объясняется незначительным количеством выпадающих атмосферных осадков, а высокая степень их минерализации — активным влиянием солевого состава отложений нижних моласс, играющих роль водупора, и повышенным содержанием солей в глубоко-залегающих подземных водах нижнего гидрогеологического этажа.

На востоке и юге Апшерона верхний гидрогеологический этаж состоит из верхнего и нижнего ярусов. Первый из них имеет почти повсеместное распространение, тогда как второй развит в районах присутствия зоны перехода.

Вдоль берегов Апшерона верхний

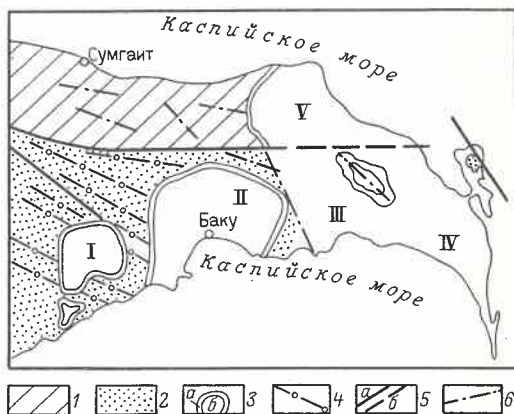


Рис. 2. Схема геолого-гидрогеологического районирования Апшеронского п-ова:

комплексы отложений: 1 — мезозойско-кайнозойский (без антропогена), 2 — кайнозойский (без антропогена), 3 — верхний плиоцен — антропогенный: а — нижняя часть, б — верхняя часть; 4 — ось антиклиналя по геологическим данным; 5 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 6 — надразломная антиклиналь по космическим данным; мульды: I — Гюздекская, II — Бакинская, III — Говсанская, IV — Зиринская, V — Нардаранская

ярус сложен новокаспийскими отложениями, перекрытыми участками современными эоловыми песками с битыми ракушками. Эти отложения слагают террасы, протягивающиеся вдоль берега полуострова, повсеместно водоносные за счет питания морскими водами, что оказывает существенное влияние на солевой состав вод. Наряду с этим здесь встречаются линзы пресных или слабосоленоватых вод. Мощность современных эоловых песков изменяется от 0,5 до 8 м, водоносный горизонт мощностью до 3 м занимает низы разреза. Водупор — различные глины, возраст которых различен — от среднего апшерона до позднечетвертичного.

Во восточной части Апшерона верхний гидрогеологический этаж приурочен к новокаспийским отложениям и развит там, где распространены верхние и среднечетвертичные отложения. Данный водоносный горизонт вскрыт многочисленными колодцами и скважинами с дебитом при откачках 0,12—0,29 л/с, удельных дебитах до 0,4—0,6 л/с. Коэффициент фильтрации водосодержащих пород около 3,3 м/сут. Водупор между верхним и нижним гидрогеологическими ярусами — невыдержанные по простираению пласты глин, в связи с чем выделение этих ярусов иногда носит условный характер. В об-

щей сложности водоносные горизонты современных и новокаспийских отложений не представляют практического интереса в водоснабжении прилегающих населенных пунктов и окружающих их садовых хозяйств и товариществ.

В теоретическом и практическом отношении для водоснабжения пресной и слабосолоноватой подземной водой населенных пунктов Апшерона особый интерес представляет переходная зона от нижнего яруса верхнего гидрогеологического этажа преимущественного развития метеогенных вод (интенсивный водообмен) к нижнему гидрогеологическому этажу преимущественного развития литогенных вод — зона замедленного водообмена. Согласно Л. Н. Капченко [4], в литохимическом смысле эта зона переходная от зоны гипергенеза к зоне катагенеза. В стратиграфо-литологическом разрезе отложений ей соответствуют наиболее мощные региональные водоупоры, приуроченные к подошве среднечетвертичных и среднеапшеронских отложений. Существующая двухъярусность обусловила наличие двух мощных водоносных горизонтов, сосредоточенных соответственно в среднечетвертичных и верхне-среднеапшеронских песчано-известняковых отложениях.

Если новокаспийские (хвалынский ярус) песчаные отложения не обнаруживают определенной закономерности в распределении мощностей и литофаций, то хазарский ярус и гюргянский горизонт среднечетвертичных отложений выявляют приуроченность к определенным тектоническим структурам. Например, преимущественно глинистые и песчано-глинистые отложения гюргянского горизонта, отсутствующие на Северо-Западном Апшероне, слагают низы разреза четвертичных отложений Бакинской мульды, где мощность их достигает 90 м. К востоку мощность отложений гюргянского горизонта увеличивается: в Говсанской мульде она составляет 150 м, в Зиринской — достигает 240 м. Все эти мульды по гюргянскому горизонту раскрываются к юго-востоку, т. е. в открытое море.

Среднечетвертичные (хазарские) отложения в пределах упомянутых мульд представлены галечниками, песками и преимущественно ракушечниками, подстилаемыми песками, конгломератами,

известняками и глинами, мощностью от 20 до 50 м (без учета гюргянского горизонта). Глины играют роль водоупора, в связи с чем грунтовые воды сосредоточиваются в песках и, частично, в низах ракушечников. В пределах Нардаранской мульды среднечетвертичные отложения (без разбивки на хазарский ярус и гюргянский горизонт) имеют мощность 120 м, т. е. она к северу от Масазырского взброса значительно меньше, чем суммарная мощность гюргянского и хазарского горизонтов в мульдах Южного Апшерона. Небезынтересно отметить, что террасы хазарского горизонта гипсометрически занимают здесь более высокие отметки, чем хвалынские террасы на севере. Сказанное, по всей вероятности, косвенно указывает на подвиг Южного Апшерона к северу. В пределах Нардаранской мульды глубина залегания грунтовых вод в среднечетвертичных отложениях колеблется от 2 до 29 м, составляя преимущественно 4—12 м. Абсолютные отметки уровней — 19... — 15 м. В районе пос. Маштага и Бузовна водоносные горизонты приурочены к известнякам-ракушечникам, переслаивающимся с тонкими прослоями песков и реже глин. Воды пресные, пригодные для нужд народного хозяйства, широко используются в хозяйственном питьевом водоснабжении.

На Южном Апшероне, в пределах Бакинской, Говсанской и Зиринской мульд, гюргянский горизонт представлен в основном глинистыми отложениями, мощность которых увеличивается с запада на восток (соответственно 90, 150 и 240 м при отсутствии их в Гюздекской мульде). Как правило, водообильность не превышает 0,5—0,8 л/с при глубине залегания грунтовых вод 1,5—7 м. Воды характеризуются пестротой минерализации и химического состава — от 1 до 15 г/л.

Отложения бакинского яруса и тюркянского горизонта, объединенные в нижнечетвертичные, развиты исключительно в южной части п-ова Апшеронский. При этом с запада на восток мощность их растет (за счет появления тюркянского горизонта в Говсанской и Зиринской мульдах). Представлены они главным образом глинами при участии прослоев песков в низах разреза, где сосредоточены водоносные горизонты с дебитом от 1 до 5 л/с.

В западной части Бакинской мульды воды бакинского яруса пригодны для хозяйственных нужд, а в остальных частях для полива зеленых насаждений. На востоке Апшерона все пористые коллекторы в бакинских отложениях водоносны, здесь интенсивно эксплуатируются пресные воды напорного водоносного горизонта. Напорные водоносные горизонты Зиринской мульды имеют высоконапорную и хорошую по качеству питьевую воду. В целом запасы вод бакинского яруса по своей величине и качеству представляют большую ценность для Апшерона. Уместно напомнить, что отложения бакинского яруса к северу от Масазырского взброса не установлены. Вскрытые у с. Шаган и пос. Мардакян отложения бакинского яруса налегают на абразированную поверхность глин нижнего апшерона. В связи с интенсивной эксплуатацией вод из коллекторов бакинских отложений и обильным орошением произошло смешение пресных вод бакинского яруса с солоноватыми водами нижнего апшерона. При условии интенсивного испарения в районе с. Шаган за последние годы отмечено засоление почв.

К переходной зоне — зоне замедленного водообмена — относятся водообильные отложения верхнего и среднего апшерона. Условно ее можно разбить на верхнюю и нижнюю гидрогеологические подзоны. К верхней подзоне относятся мощные песчанистые глины, на которых залегают песчаники, пески и косослоистые детритусовые известняки, представляющие мощный водоносный горизонт. На северо-востоке Апшерона максимальная (100 м) мощность этих отложений отмечена в Нардаранской мульде, а на ее бортах она уменьшается до 60 м. В районе с. Бильгя водоносный горизонт, известный под названием ширин-су, приурочен к среднезернистым пескам с прослоями песчаников, мощностью 14 м. Он залегает под толщей детритусовых известняков (35 м). Коэффициенты фильтрации песков изменяются от 0,5 (в песчаниках) до 25,9 м/сут (в известняках). Минерализация вод колеблется от 0,5 до 1,2 г/л. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 12 до 29 м, абсолютные отметки уровней составляют 6—17 м. В южной части Апшерона водоносный горизонт обладает сравнительно малым коэффициентом

фильтрации и лучшим качеством ирригационной грунтовой воды. К верхнеапшеронским известнякам в Бакинской мульде приурочен водообильный горизонт, залегающий на глубине от 4 до 60 м, иногда воды эти имеют небольшие местные напоры. Минерализация грунтовых вод варьирует от 2,2 до 3,1 г/л. В пределах Говсанской мульды подземные воды сильно загрязняются промышленными водами, транспортируемыми плохо оборудованными каналами к югу в Каспийское море.

К нижней подзоне относятся отложения среднего апшерона, представленные в верхах слабопесчанистыми косослоистыми известняками-ракушечниками, мощностью 25 м, под которыми залегают пески, мощностью 10—15 м. Этот пористый коллектор водоносный, эксплуатируемый. Подстилает его толстый слой глин — мощный подземный водоупор. Воды среднего апшерона повсеместно пресные. В Гюздекской мульде из этого водоносного горизонта получена пресная вода питьевого качества с дебитом при самоизливе от 1,2 до 4 л/с. На восточном обрамлении Бакинской мульды она используется для орошения, ближе к осевым частям мульды ее минерализация возрастает.

Наибольшее распространение среднеапшеронские отложения получили в Нардаранской (300 м), Говсанской (340 м) и Зиринской (425 м) мульдах, где они повсеместно водоносны. Вода слабоминерализованная, среднежесткая, пригодная для орошения, отчасти и для питья. Сухой остаток колеблется от 0,3 до 1,8 г/л.

В Нардаранской мульде водоносный горизонт в среднеапшеронских отложениях залегает на глубинах от 4 до 40 м при абсолютных отметках 16—31 м. Дебиты эксплуатируемых колодцев и скважин достигают 2—3 л/с при коэффициенте фильтрации 1,8 м/сут и удельном дебите 0,1 л/с. В связи с тем, что воды среднеапшеронских отложений скрыты под мощными отложениями верхнего апшерона и всего антропогена, использование их для орошения и для питья не представляет практического значения.

Ачкагыльские и нижнеапшеронские отложения, как и нижняя часть среднеапшеронских отложений, сложены раз-

личными глинами, почти лишенными пресных подземных вод (А. Г. Аскеров, В. А. Листенгартен, 1968). Подстилаются они мощными песчано-глинистыми породами балаханского яруса среднего плиоцена, известного в геологической литературе как продуктивная толща. Пластовые воды составляют в них нижний гидрогеологический этаж; они сильно минерализованы, в связи с чем не пригодны для питья и орошения. Гидродинамика этих высокоминерализованных вод изучена (Гидрогеология СССР. Т. XII, 1969) в тесной связи с залежами нефтяных углеводородов. Следует отметить роль этих вод в гидрогеохимических особенностях переходной зоны, особенно в связи с процессами грязевого вулканизма. Можно не согласиться с мнением ряда исследователей, отрицающих проявление грязевого вулканизма в Восточном Апшероне [5]. Деятельность некоторых грязевых вулканов в Кобустане, Западном Апшероне и прибрежных водах Каспия продолжается и в настоящее время. Правоммерно допустить, что и в Восточном Апшероне происходит этот процесс. Однако здесь грязевые вулканы скрыты под мощным чехлом верхнеплиоцен-четвертичных отложений, бронирующих нижележащие «некомпетентные» глинистые комплексы мезокайнозой. О том, что процесс грязевого вулканизма происходит и на Восточном Апшероне, можно судить по

косвенным данным, к числу которых, видимо, относятся маломощные мелкофокусные землетрясения, часто происходящие здесь, а также изменение гидрогеохимических особенностей подземных вод глубоководных горизонтов нижнего гидрогеологического этажа. Не приходится сомневаться, что процесс грязевого вулканизма в определенной степени находит отражение в гидрогеологическом и геохимическом режимах вод переходной зоны. Учет этого фактора безусловно приобретает как практическое, так и научное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. О геолого-литологическом строении поверхностной толщи пород западной части Апшеронского полуострова/А. Г. Алиев, Ф. Ю. Алиев, А. С. Шахсуваров и др.// ДАН Азерб. ССР. № 3. 1973.
2. Альбом гидрогеологических и инженерно-геологических карт Апшеронского полуострова м-ба 1 : 50 000//Объяснительная записка. Баку, 1980.
3. Геология СССР, Т. XLVII, Азербайджанская ССР, Геологическое описание. — М.: Недра, 1972.
4. Капченко Л. Н. Гидрогеологические основы теории нефтегазоаккумуляции. — Л.: Недра, 1983.
5. Шахсуваров А. С., Багиров Т. У., Плиев А. Г. Инженерно-геологическое описание Апшеронско-Кобыстанского прогиба//Инженерная геология СССР. Т. VIII. Кавказ. Крым. Карпаты. — М.: МГУ, 1978.

Принята редколлегией 25 ноября 1991 г.

Дискуссии, обсуждения

УДК 552.513.1:553.98.061.4

© П. Ф. Иванкин, Н. И. Назарова, 1993

Природа кварцевых песчаников — коллекторов нефтебитумов

П. Ф. ИВАНКИН, Н. И. НАЗАРОВА (ЦНИГРИ)

Мировой опыт разведки и эксплуатации нефтегазовых бассейнов показывает, что главными коллекторами нефтебитумов среди терригенных пород являются почти мономинеральные кварцевые песчаники, например, в Атабаске (Канада), Оринокском битумном поясе (Венесуэла) и др. Как правило, нефтеносные кварц-песчаниковые тела заключены среди глин и аргиллитов разного возраста и имеют форму линз, чехлов, карманов, шнуров и лент (А. И. Леворсен, 1956). Выделяемая И. О. Бродом (1951), помимо пластовых и массивных, третья группа залежей нефти и газа — литологически ограниченных — представлена в основном различными по форме кварцевыми песчаниками в глинах и аргиллитах.

Подобно аркозам, полимиктовым песчаникам и грауваккам мономинеральные кварцевые пески, а также их сцементированные разновидности — кварцевые песчаники и монокварциты — большинство литологов относят к группе осадочных обломочных пород. Ф. Петтиджон, П. Потер и Р. Сивер [14] выделяют три главные группы: аркозы, граувакки и кварцевые арены (орто-кварциты). Последние состоят из зерен кварца обычно округлой формы, сцементированных кварцем, образующим каемки вокруг зерен с той же оптической ориентировкой. Встречается также пойкилитовый цемент кальцитового, сидеритового, доломитового, баритового, целестинового и гипсового составов. Издавна предполагается, что

мономинеральность состава песчаных тел, особенности их размещения и морфологии должны определяться фациальными обстановками осадконакопления. Однако попытки выявления таких обстановок неизбежно приводят исследователей к выводам о их крайней множественности. Так, Г. Э. Б. Конибер в специальной геоморфологической сводке по нефтегазоносным песчаным мира [8] выделяет среди них по формально-литологическим признакам образования речных долин, дельтовых проток, барьерных баров, регрессивные и трансгрессивные прибрежно-морские, приливо-течениевые, конусов выноса и др. Кроме того, перечислены все возможные в природе палеогеографические обстановки, но действительные причины накопления монокварцевых песков, с присущими им обычно сложными формами залегания, по существу, остаются неизвестными и конкретно не описанными. Аналогичные выводы о неопределенном генезисе кварцевых песков можно сделать при изучении монографии А. М. Цехомского и Д. И. Карстенс [18] и др. Не получают удовлетворительного объяснения неоднократно отмечавшиеся многими геологами-нефтяниками явления резкого выклинивания кварцево-песчаных коллекторов на коротких расстояниях, крайне сложные, подчас секущие формы их залегания, незакономерная повторяемость в разрезах и другие факты, затрудняющие или делающие невозможной корреляцию песчаных тел даже при большом количестве скважин.

Обобщая данные по хорошо изученным нефтяным районам США, Л. И. Леворсен (1958) подчеркнул, что линзы и неправильные тела кварцевого песка среди глинистых сланцев и алевропелитов по неизвестным причинам могут уплотняться и утоняться, быть чистыми или переходить в глинистые разности. На нефтяных месторождениях Луизианы среди глини четвертичного и неогенового возраста на разных глубинах обнаружены неправильно залегающие, незакономерно расположенные линзы песков, из которых одни насыщены нефтью, другие соленой водой. Нередки переходы чистых кварцевых песков в доломитизированный песок, песчаный доломит или сливной кварцит. Для Южной Калифорнии доказано, что вторичными минералами в порах песчаника и внутри глинистой основы являются кварц, альбит, калиевый полевой шпат, доломит, кальцит, глауконит, пирит.

Для объяснения причин резкой латеральной изменчивости песчаных коллекторов обычно используются представления об осадкообразовании в рукавах дельт, протоках в зоне прилива. Многими исследователями обращалось внимание на необоснованность предположений об образовании мономинерального кварцевого песка вследствие многократного или особо длительного перемыва терригенного материала. Ф. Петтиджон, ссылаясь на экспериментальные данные и полевые наблюдения на некоторых современных крупных водотоках, считает «... невероятным, чтобы кварцевые пески того типа, который встречается в геологических разрезах, могли образовываться в результате переноса реками, каким бы дальним он не был» [14, с. 206, 207]. Такие же данные по современным речным, морским, эоловым и другим осадкам приводятся в работах Ю. П. Казанского (1956), В. П. Казаринова (1983) и др. «Во всех случаях пески остаются полимиктовыми» (18, с. 65).

Отдельными учеными предпринимались попытки нетрадиционного объяснения природы кварцевых песков. Так, неоднократно высказывались идеи подземного приконтактового выщелачива-

ния — образования монокварцевых песков в глинисто-песчаных породах путем выноса из этих пород щелочей и других элементов под угольными пластами. М. С. Швецов (1958) полагал, что значительная часть кварц-песчаных пород не первично осадочные, а вторичные — продукты раскристаллизации осадочных кремнистых пород, в которых опал преобразовывался в халцедон и кварц.

Обе эти гипотезы не оказали заметного влияния на дальнейшее развитие литологических идей, но факт их появления — свидетельство нерешенности проблемы генезиса монокварцевых песчаноподобных пород и их особой роли в локализации залежей нефти и газа. Наиболее утвердившейся в литературе гипотезой образования этих пород стало предположение о длительном химическом выветривании в областях сноса при формировании так называемых «зрелых» монокварцевых песков. Причем, если не останавливаться на уязвимых положениях самой гипотезы, то предположить наличие столь многочисленных и длительных перерывов в разрезах палеозоя и мезокайнозоя для практически «сквозных» монокварцевых пород невозможно. Накопление новых огромных фактических материалов в нефтегазоносных районах за последние годы привело не к решению, а лишь к дальнейшему обострению этой старой проблемы.

Л. Я. Трушкова с соавторами приходит к выводу, что на огромной территории Западно-Сибирской плиты от Среднего Приобья до Енисей-Хатангского прогиба нефтеносность неокмского разреза связана с наличием песчаных пород [13]. Относя песчаные тела к разному, постоянно меняющимся по составу свитам (куломзинской, тарской и др.), авторы в то же время объективно показывают, что эти свиты представляют «... сложную объемную систему из песчаных и глинистых линзовидных (сигмоидных) тел и кулис, выклинивающихся навстречу друг другу». [13, с. 5]. В результате основанная на латеральном прослеживании и сопоставлении пластов песчаников в нефтегазоносных толщах «... корреляционная стратиграфическая схема мезозоя Западно-Сибирской плиты на данном этапе освоения недр стала тормозом при их выявлении» [13, с. 7]. Различные песчаные тела и так называемые «некоррелируемые линзы» непостоянной мощности кулисообразно располагаются под глинистым экраном, выклиниваются, перекрывают друг друга, оставляя глинистые «окна». Отмечается, что совершенно одинаковые по составу песчаные тела — кулисы, разобщенные по латерали и вертикали, несогласно примыкают к глинистому экрану. В разрезах по семи глубоким скважинам на перспективных нефтегазоносных объектах — Восточно-Тарасовском, Айваседе-Пурском, Восточно-Ягунском и др. — выявляется обычно от одного до пяти крупных песчано-глинистых «циклитов» мощностью в сотни метров. Мощность песчаных тел 1—28 м, а разделяющих их глини — 5—37 м.

Установив эти важные особенности в размещении песчаных коллекторов и их строении, авторы и в этом случае не отходят от традиционной их литолого-фациальной трактовки. Поэтому вся сложная система таких тел ими связывается с наклонными аккумулятивными террасами в рельефе морского дна. Считается, что последовательное выклинивание песчаных тел в течение всего неокма шло от кромки шельфа в сторону моря (вниз по падению), ниже границы действия волн. В сторону суши, оказавшись выше уреза во-

ды в фазе регрессии, песчаные тела подверглись эрозии.

Специфично проявляются нефтеносные кварц-песчаниковые породы и в основании всего мезокайнозойского разреза Западной Сибири [16]. В нижней части аргиллитовой битуминозной тюменской свиты, непосредственно на породах фундамента локально распространены существенно кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты. Фундамент, по данным бурения, карбонатотерригенный, эффузивный, кремнистый, гранитоидный. Поэтому с предположением о формировании кварцевых обломочных пород за счет разрушения фундамента и накопления их в глубоких «врезах палеоречных долин» трудно согласиться.

Подобные соотношения нефтеносных кварц-песчаниковых пород с глинистыми толщами описаны и для более древних комплексов. Так, на западном участке трассы БАМа в кембрийском карбонатно-глинистом разрезе с неравномерной песчаностью (мотская свита) нефтепроявления приурочены к кварцевым песчанникам и реже к песчанистым доломитам [9]. Общая тенденция «опесчанивания» разреза нарастает к югу. Нефтяные залежи располагаются цепочками вдоль границы замещения и выклинивания песчанников. Наибольшие концентрации битумоидов сосредоточены в кварцевых песчанниках, залегающих непосредственно на фундаменте. В Казанской параметрической скважине такие породы залегают на глубине около 3000 м. Цемент нефтеносных песчанников неоднородный, в значительной мере эпигенетический — глинисто-битумный, доломитовый, анкеритовый, часто кварцевый регенерационный. Аналогичная связь битумоидов с кварцевыми песчаникоподобными породами в основании чехла Сибирской платформы (венд-кембрий) установлена по скважинам на многих разбуренных площадях (Собинская, Тугурская, Морозовская, Добгурская, Голоярская, Голоустная и др.).

Можно привести множество примеров из других работ по нефтегазоносным районам СНГ, в которых также отмечаются сложность морфологии песчаных тел, резкое варьирование их размеров, особенно вблизи тектонических нарушений, а также приуроченность песчаных коллекторов нефти к самым глубинным разломам. В некоторых регионах даже утвердился такой термин, как надразломные песчаники.

Все более конкретизирующиеся представления о морфологии кварц-песчаниковых залежей потребовали от литологов крайнего усложнения палеогеографических представлений и создания новых совершенно необычных терминов и понятий. Остановимся на нескольких примерах. В Днепровско-Донецкой впадине глинистые толщи с неравномерным распределением песчаности часто образуют особые структуры — резервуары нефти и газа [12]. Они картируются при сейсморазведке как крупные (мощностью до 160 м) макролинзовидные тела и названы песчаными аккумулятивными телами (узловыми ПАТами). Узловые ПАТы в разрезе выделяются по максимальной песчаности, имеют сложную конфигурацию и следующее строение: внизу — тонкие линзы и прослои песчанников среди глинистых пород, в которых наряду с гидрослюдой повышено содержание каолинита и хлорита; в средней части — основное тело мономинеральных с повышенной степенью сортировки средне-мелкозернистых кварцевых песчанников на кальцитовом цементе, обогащенных ильменитом, магнетитом, лейкоксеном, цирконом, турмалином, сфеном и

рутилом; сверху — чешуеобразные линзы-сателлиты основного тела среди глинистых пород, в цементе которых значительную роль играет каолинит. Узловые ПАТы или участки повышенной песчаности совпадают с геомагнитными и гамма-активными аномалиями. В Днепровско-Донецкой впадине они располагаются в едином разрезе с соляными штоками, имеют подобное им размещение и изометричные в плане формы. На примере разбуренного среднекарбонного разреза Сорочинской моноклинали можно видеть, что узловые песчаники встречаются на разных уровнях терригенного разреза, а в подстилающих карбонатах им всегда соответствуют зоны трещинно-кавернозных пород. Сопоставление тех и других на разбуренных разрезах [12] позволяет высказать предположение, что существуют протяженные вертикальные тектонические зоны, в которых на разных уровнях локализируются в глинистой толще — ПАТы, а в карбонатной — трещинно-кавернозные породы. Естественно, что такие взаимоотношения требуют выяснения, каких-то пока неизвестных, общих причин, обусловивших эту закономерность. Без знания таких причин очевидно невозможен и целенаправленный прогноз нефтегазовых комплексов.

И. И. Нестеров, В. Н. Бородин и др. на примере изучения мезозойских нефтегазоносных пород Пур-Тазовской и Надым-Пурской областей Западной Сибири также выделяют морфологические сложные зоны развития продуктивных песчаных тел. Отражающие стратиграфические горизонты, на которые авторы опирались во всех структурно-литологических построениях, при разбуривании оказались неоднозначными. Методом сейсморазведки МОГТ в разрезе были выделены крупные линзы или дискретные изометричные песчаные тела различной толщины, как бы вклинивающиеся в глинистую толщу. Эти тела, по-видимому, аналоги ПАТов, были названы линзовидно-сигмовидными зоноклитами (ЛСЦ). Внутренний рисунок ЛСЦ формируется за счет дискретных короткоживущих горизонтов песчаных пород различной, часто сложной морфологии. Пытаясь объяснить положение таких тел в разрезе и их однородный кварцевый состав с позиций литолого-фациального анализа, эти геологи вынуждены предположить «лавиный тип осадконакопления», когда каждому импульсу поступления обломочного материала соответствовало конкретное линзовидно-сигмовидное тело песчаников. Однако непонятно, почему тот или иной допускаемый тип лавинного отложения должен приводить к формированию сложных тел именно кварцевых песков в глинистой толще.

В Восточном Предкавказье при увязке 250 буровых разрезов по юрским и меловым отложениям песчано-алевритовые тела среди глин выделены в так называемые НГВК — нефтегазоводные комплексы [1]. Тела НГВК часто не соответствуют стратиграфическим подразделениям и могут быть связаны между собой посредством тектонических зон. Продуктивные нефтяные структуры связаны с НГВК, образующими изолированные линзы высокого опесчанивания среди малопроницаемых глин. В зонах сквозного «опесчанивания» возникает «пустые» структуры.

Таким образом, ПАТы, ЛСЦ, НГВК объективно отражают сложнейшую морфологию кварц-песчаниковых тел в особых структурах, часто секущих слонистую толщу. Природа таких тел остается неясной. Традиционное палеогеографическое объяснение фактов сонахождения глинистых и кварц-песчаниковых пород приводит к маловероятным и просто невероятным предположениям

об их совместном накоплении то в руслах палеорек, совпадающих с зонами глубинных разломов, то в прибрежной морской обстановке с «омоложением» и «старением» песков в разных направлениях и т. д. В итоге создается впечатление, что господствующее в современной нефтегеологической литературе объяснение всего многообразия выявленных соотношений кварцево-песчаных и глинистых пород характеризует в значительной мере тупиковую ситуацию: противоречия множатся, а закономерности остаются не раскрытыми. Такая ситуация, учитывая гигантский ежегодный приток фактических материалов в нефтегеологию, не может быть объяснена нехваткой фактов. В данном случае она имеет другие причины: ошибочные теоретические предпосылки в интерпретации исходных факторов, в частности, утвердившийся безальтернативный подход к решению проблемы соотношения глинистых илов и кварцевых песков.

То, что дело обстоит именно так доказывают примеры надежно геологически закартированных секущих кварц-песчаниковых тел (вертикальные столбобразные, трубчатые и дайковидные тела кварцевых песчаникоподобных пород, рассекающие мощные осадочные толщи и контролируемые зонами глубинных разломов). Для объяснения возникновения таких тел по петрографическому составу обычно тождественных песчанниковым нефтеколлекторам, предложены две гипотезы: «песчаникового гидровулканизма» и «песчаникового диапиризма».

П. П. Иванчуком в Южном Дагестане описаны вертикальные трубообразные колонны кварцевого песчаника в поперечнике до 200 м, прорывающие майкопские глины. «Песчаник обнажается в виде выступающих окаменевших струй или стенок округлых вертикальных труб [7, с. 18]. Аналогичные песчаниковые трубы, сцементированные пиритом и пропитанные нефтью, описаны в ряде мест Прикаспия и в Северном Приаралье. П. П. Иванчук связывает их с гидровулканизмом, т. е. с субвертикальным движением пластовых жидкостей осадочного чехла по разломам при резких усилениях тектонического напряжения. Предполагается, что прорывающиеся вверх глубинные пластовые воды создают цилиндрические каналы, заполняющиеся снизу кварцевым песком. Ссылаясь на исследование песчаных даек в Среднем Поволжье и штоков песчаника в нижнекембрийских отложениях юга Швеции, П. П. Иванчук приходит к выводу, что перемещение масс неуплотненного песка происходило на ранней стадии диагенеза. Предлагается, что кварцевый песок залегает в слоистой толще между глинистыми подстилающими и перекрывающими породами. «Жидкий раствор мог иметь вид песчаной пульпы, глинистого и известковистого раствора, рассола, жидкой нефти и т. д.» [7, с. 122]. Н. Ф. Глазовский приводит факты, когда трубы кварцевых песчаников прорывают органогенные известняки и полимиктовые песчаники с карбонатным цементом, поставляя горячие кислые хлоридно-натриевые воды с высоким содержанием сероводорода, метана, углекислоты, фтора, иода, бора [3]. Цемент таких песчаников в разных трубах — пирит, гематит, карбонаты. Критикуя гипотезу гидровулканизма, автор приводит факты исключающие механический способ образования труб и эруптивные выбросы материала. Так, на многих трубах, растущих и в настоящее время, прослеживаются разные стадии преобразования вмещающих пород; в строении кварц-песчаниковых труб сохраняются реликты слоистости тех

пород, которые трубы прорывают; прорывая современные отложения, трубы не сопровождаются эруптивными выбросами материала.

В. Н. Холодов в хорошо обнаженных мезокайнозойских отложениях по реке Сулак в Дагестане изучил многочисленные тела кварц-песчаниковых пород среди господствующих глин и аргиллитов [17]. Здесь, помимо плитчатых прослоев песчаников среди сланцеватых глин в так называемых оскольчатых глинах, заключены массовые неправильные линзы, глыбы и конкреции-видные кварц-песчаниковые тела, не считающиеся с напластованием вмещающих пород. Горизонты перемытых глин с включениями таких массивных песчаниковых тел выше и ниже по разрезу сопровождаются многочисленными кластическими дайками очень прихотливых форм. Кластические дайки имеют существенно кварц-песчаниковый состав, причем зерна кварца обычно цементируются магнезиально-железистыми карбонатами и сидеритом. Карбонатам сопутствует обильный пирит, глауконит, а также битумонды.

Структурные и морфологические особенности даек и горизонтов с включениями несомненно свидетельствуют о инъекционном происхождении кварц-песчаниковых тел. В. Н. Холодов полагает, что в уже твердые сформированные толщи менее пластичных глин инъецировала полужидкая песчаная пульпа. По его мнению «песчаные плывуны» образовались в результате погружения пластов песка на значительные глубины и пропитывания песка сложной смесью воды, нефтяных углеводородов, а также CO_2 и H_2O . Нефтепроявления в этом разрезе пространственно связаны с подобными телами «песчаного диапиризма».

Таким образом, обе рассмотренные гипотезы, несмотря на их кажущееся существенное различие, строятся на одном и том же предположении — механическом переносе более водонасыщенного песка по разломам и дислокационным зонам и его перераспределении в толще глин. При этом остается совершенно непонятным почему именно глины в процессе диагенеза должны раньше песков становиться породами, способными к смятию и даже раскалыванию, тогда как пески — это плывуны. Непонятно и второе ключевое положение: почему при перераспределении песчаного плывуна образуются монокварцевые рыхлые, а затем и сливные породы, нередко содержащие ксенолиты смятых и сланцевых аргиллитов.

Наблюдения Н. Ф. Глазовского [3] не позволяют принимать как доказанное предположение о механическом перемещении кварцевого песка в толщах глин, и они скорее свидетельствуют о метасоматическом образовании трубообразных кварц-песчаниковых тел. Однако возможность такого морфогенеза их никак пока не рассматривалась. Уместно отметить, что остаются неизученными пространственно-структурные соотношения вертикальных столбобразных, несомненно, секущих кварц-песчаниковых тел и субогласных залежей типа ПАТов—ЛСЦ и им подобных. Отнюдь не исключено, что первые, будучи каналами приповерхностной разгрузки глубинных пластовых вод, непосредственно сопряжены структурно со вторыми и являются их верхней фациальной зоной. В известной мере это подтверждается в Сулакском разрезе, где явно инъекционные секущие дайки кварц-песчаниковых пород отщепляются от их субпластовых залежей. При этом количество цементирующих карбонатов, сульфидов и битумов возрастает в крутопадающих дайках-апофизах.

О том, что некоторые метасоматические процессы (карбонатизация, пиритизация, ожелезнение и др.) в мощных осадочных толщах контролируются субвертикальными структурами и приводят к образованию протяженных столбообразных зон, накоплено немало данных. В Западной Сибири метасоматическая карбонатизация в форме вертикальных столбообразных зон накладывается на разнообразие породы от аргиллитов до грубых полимиктовых песчаников. «Карбонатный столб» Мыльжинского поднятия в Томской области, например, вертикально пересекает песчаники и аргиллиты тюменской и васюганской свит, юрские баженовские аргиллиты и нежмеловые песчаники [2]. Вертикальные столбы метасоматических, по нашим данным, «кварцевых песчаников», сцементированные в верхней части гематитом, а на глубине пиритом и являющиеся «трубами разгрузки» металлоносных растворов, в Северном Приаралье описаны А. В. Липаевой [11].

Примеры несомненно наложенных эпигенетических процессов на деформированные породы чехлы описаны в работе Е. А. Головина и В. П. Легошина [4]. В мел-палеогеновых породах Западного Узбекистана на хорошо разбуренных площадях они наблюдали «карбонатные столбы», в контурах которых заключены сливные песчаники, доломиты, вторичные каолиниты, битумы, отчетливо контролируемые разломами. Формирование таких столбов было многофазным. Вначале в ядерных частях возникли линзы каолинита и окремнения, затем — новообразования карбонатов (доломита и кальцита), сцементировавших пески и образовавших прожилки в несцементированных породах. Позднее образовались нефтяные битумы, которые в пределах «карбонатных столбов» пропитывают рыхлые пески и встречаются в прожилках. Для всех этих фаз минерализации характерен пирит.

В связи с приведенными фактами вертикальных метасоматических колонн, проникающих через мощные слоистые чехлы, уместно вспомнить «правило Кудрявцева», сформулированное П. Н. Кропоткиным: «Важнейшая закономерность состоит в том, что во всех без исключения нефтеносных районах, где нефть или газ имеются в каком-либо горизонте разреза, в том или ином количестве они найдутся и во всех нижележащих горизонтах хотя бы в виде следов миграции по трещинам» [10, с. 543]. На примерах Волго-Уральской области, Северо-Африканской платформы, Алжирской Сахары и др. П. Н. Кропоткин доказывает существование в нефтеносных осадочных бассейнах «вертикальных труб дегазации», с которыми связаны округлые в плане геохимические и тепловые аномалии [11]. Все описанные вертикальные структуры, по которым доказана миграция с привнесом и перераспределением вещества («трубы» углеводородной дегазации, разгрузки металлоносных растворов, кварц-песчаниковые «дайки» и карбонатные «столбы») — прямое свидетельство важной роли не только экранированной внутрипластовой миграции флюидов, но и сквозного их движения по всей мощности толщ в подходящих геологических структурах.

Сопоставляя имеющиеся материалы по геологии кварцевых песчаников в нефтегазоносных районах и различные гипотезы, объясняющие их происхождение и нахождение в толщах глин, можно утверждать, что вся многогранная и острая в прикладном отношении проблема генезиса этих пород пока не находит сколько-нибудь удовлетворительного решения. По существу, остаются не-

понятными ни их природа, ни особенности состава и структуры, ни морфология и положение в разрезах. Загадочен и факт их поразительно ярко выраженной избирательной нефтеносности, не всегда коррелирующей с повышенной пористостью.

К этим критическим выводам мы пришли ранее, завершив многолетние структурно-вещественные исследования и составление новой крупномасштабной карты герцинид Южного Тянь-Шаня [5]. В ходе этих исследований было показано, что сотни и тысячи мелких тел, всегда картировавшихся среди углеродистых метapelитов как кварцевые «песчаники», в действительности являющиеся своеобразными метасоматическими и инъекционно-перемещенными их разновидностями — флюидизитами. Такие песчаникоподобные кварцевые породы возникают в зонах повышенной проницаемости для флюидов на этапе складчатости и рассланцевания пород вследствие восстановительно-окислительной инверсии флюидов. Окисление флюидов в алюмосиликатной углеродистой среде неизбежно сопровождалось массовой мобилизацией и перекристаллизацией кремнезема в форме щелочно-кремневых гидратированных соединений, последующим распадом этих соединений и региональной кварцитизацией пород. Господствующей формой кристаллизации кремнезема при неглубокой окисленности флюидов и в присутствии свободного углерода является порфиروбластическая. Этим и обусловлены внешние визуально наблюдаемые эффекты «запесочивания» метapelитовых пород, а при большой интенсивности процесса — приобретения метасоматитами по аргиллитам и другим породам облика «кварцевого песчаника». Как тела синкинематические, они различны по форме и ориентировке и всегда подчинены структурным элементам дислокационных зон — субсогласные линзы, пластовидные, дайковидные, лентовидные, сигмоидальные и другие, то пологие в пределах открытых складок, то крутоориентированные в зонах рассланцевания и разломах. Аналогичные выводы были получены по другим подвижным поясам, сложенным углеродистыми черносланцевыми метapelитами [5].

Сопоставляя эти выводы по закономерностям региональной метасоматической кварцитизации углеродистых метapelитов с изложенными выше фактами, характеризующими состояние представлений о кварцевых песчаниках в нефтегазоносных областях, авторы приходят к следующим главным выводам.

Укоренившееся в литологии представление о «кварцевых песках и песчаниках» как только об осадочных породах является безусловно ошибочным и нуждается в пересмотре. Существование кварцевых тонкозернистых пород — нефтекколлекторы — если не всегда, то, по-видимому, в подавляющем своем большинстве — продукты порфиροбластического кварцевого замещения глинистых и других осадочных пород. По этим причинам нефтекколлекторы «песчаникового типа» должны изучаться в теоретическом и прикладном отношении не только исходя из требований одного литолого-стратиграфического метода как стратифицированные образования, но и как образования вторичные — тектоно-метасоматические [4, 10, 5, 6]. Для этого необходимо: выявление структурно-тектонического положения нефтекколлекторов и их морфоструктурных особенностей как вторичных геологических тел; изучение их вещественного состава с обязательным установлением состава исходных материнских пород и на-

ложенных минеральных ассоциаций; изучение метасоматической зональности и ее связей с тектоническими структурами и литологической неоднородностью чехла. Только при таком более широком и всестороннем подходе к проблеме нефтеколлекторов можно рассчитывать на дальнейший прогресс в теории нефтеобразования и разработке новых эффективных критериев прогнозирования углеводородного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурштар М. С., Спевак Ю. А., Басилова С. К. Пластовые резервуары нефти и газа Восточного Предкавказья//Сов. геология, 1973, № 9, С. 24—41.
2. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности/Б. А. Лебедев, Г. В. Аристова, Е. Г. Бро и др. Л.: Недра, 1976.
3. Глазовский Н. Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных термальных рассолов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 129—135.
4. Головин Е. А., Легошин В. П. Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах//Состояние и задачи советской литологии. М., 1970. С. 138—139.
5. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Методика изучения рудосных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
6. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Петрогенезис нефтеколлекторов и его связи с дегазацией Земли//Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. III Всесоюз. совещания. М., 1991. С. 150—152.
7. Иванчук П. П. Роль гидровулканизма в формировании газоконденсатных и газонефтяных месторождений. — М.: Недра, 1974.
8. Конибер Г. Э. Б. Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел. — М.: Недра. 1979.
9. Конторович А. Э., Рыбьяков Б. Л., Самсонов В. В. Перспективы нефтегазоносности Западного участка БАМа//Сов. геология. 1985. № 10. С. 8—14.
10. Кропоткин П. Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов//Журн. Всесоюз. химич. общ-ва им. Д. И. Менделеева. Т. XXXI. № 5. 1986. С. 540—547.
11. Липаева А. В. Каналы разгрузки металлоносных вод в Северном Приаралье//Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 111—117.
12. Лукин А. Г., Кривошеев В. Т., Ларченков А. Я. Нефтегазоносные структуры, связанные с узловыми песчаными телами//Сов. геология. 1987. № 10. С. 39—45.
13. Новое направление в освоении ресурсов нефти и газа Западной Сибири//Л. Я. Трушкова, М. Г. Аристаров, В. А. Завадский, В. В. Самсонов//Сов. геология, 1987. № 4. С. 5—14.
14. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. — М.: Мир, 1976.
15. Прогноз нефтегазоносности ачимовской толщи северной центриклинали Нижнепуровского мегапрогиба/И. И. Нестеров, В. Н. Бородин, В. Н. Высоцкий, Н. Х. Кулахметов//Сов. геология. 1988. № 11. С. 5—13.
16. Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Формирование юрских отложений и направление нефтегазописковых работ в Западной Сибири//Сов. геология. 1987. № 10. С. 21—26.
17. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). — М.: Наука, 1983. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).
18. Цехемский А. М., Карстенс Д. И. Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. — Л.: Недра, 1982.

Принята редколлегией 27 июля 1992 г.

УДК 553.078:551.24

© Р. Н. Макрушин, 1993

Сопряженность металлогении с палеотектоникой крупных сегментов земной коры в палеозое—мезозое

Р. Н. МАКРУШИН (ВИЭМС)

Уровень оценок развития минерально-сырьевого потенциала страны непосредственно зависит от прогнозно-металлогенических исследований и формационного анализа [5]. Однако необходим комплексный подход в прогнозно-металлогенических исследованиях с учетом региональных палеотектонических факторов, что обосновано приуроченностью магматических, рудных и других формаций к разновозрастным структурным планам [2, 14, 15].

Информативны в этом отношении особенности и направленность тектонической эволюции структурных планов, их перестроек Сибирской, Восточно-Европейской платформ и сопредельных геосинклиналей [1, 3, 5, 7, 13, 17]. Автором предпринята попытка выявления общей причинно-следственной зависимости магматизма и металлогении от особенностей палеотектонической эволюции крупных сегментов земной коры без построения какой-либо модели, которую бы можно

было автоматически использовать в практике. С наименьшими издержками это возможно осуществить для геохронологического интервала палеозой—мезозой.

Данные о наличии литосферных корней у континентов до глубин 400—670 км (Д. И. Андерсон, 1987; А. А. Маракушев, 1990) свидетельствуют о существовавших глобальных причинах, в той или иной степени определявших зависимость металлогении от палеотектоники. Это предположение находит обоснование в палеотектонической взаимосвязи древних платформ и сопредельных геосинклиналей, унаследованной с периода раннепротерозойской консолидации их кристаллического основания. Деструктивные палеотектонические процессы позднего протерозоя положили начало дроблению Евразии, что в палеозое—мезозое отразилось в сопряженной противоположности палеотектонической эволюции и формирования границ Сибирской, Восточно-Европейской платформ.

В каледонском тектоническом цикле такая особенность в палеотектонике отмечена втягиванием в общее прогибание с Сибирской платформой огромной территории Западной Сибири (развитие отрицательных структур вдоль зон разломов северо-восточного простирания), а в герцинском цикле — с Восточно-Европейской платформой территории Казахстана, Средней Азии, Западной Сибири (выделенный в Урало-Монгольский геосинклинальный пояс) и развитием отрицательных структур вдоль зон разломов северо-западного простирания. Следовательно, на фоне общей пульсации твердой Земли выше поверхности 670 км [11, 16] в течение тектонических циклов (этапов) возникло уменьшение в одном направлении и нарастание в другом общих растягивающих усилий, продолжительность которых определяла интервал времени тектонического цикла. Нарастание растягивающих усилий создавало в земной коре огромное, постепенно нарастающее боковое давление, находившее разрешение в горизонтальном смещении (скалывании) тектонических блоков.

Направление скалывания в лабораторных условиях, например при сжатии блока гранита, происходит по диагональным направлениям, т. е. плоскости скалывания подходят к плоскостям сжатия под углами: 30, 45, 60°. Учитывая этот факт, можно утверждать, что горизонтальные напряжения в региональном плане (в идеальном варианте) в ранне-среднерифейском, каледонском, герцинском тектонических этапах-циклах разрешались в основном по разломам меридионального, широтного простираний, а в поздне-рифейском, юдомском, верхоянском, юрско-меловом — по разломам северо-восточного и северо-западного простираний. Известные факты по Енисейскому краю, Восточному Саяну, Байкало-Патомскому региону [2] подтверждают существование в их пределах, а также вдоль юго-восточных, юго-западных границ Сибирской платформы горизонтальных движений в юрско-меловое время по зонам протяженных разломов: соответственно — Вельяминского и Подкаменно-Тунгусского, Агульского и других северо-западного простирания, по Прибайкало—Патомскому линейменту (и многим параллельным ему) северо-восточного направления — все это одновременно с образованием крупных отрицательных структур вдоль зон разломов широтного простирания в южной и северной частях Сибирской платформы.

В этапы перестроек структурных планов, сформировавшихся в юдомском, герцинском, юрско-меловом, олигоценном и других циклах, при постепенном повороте разрядки вертикальных тектонических напряжений на 45° от северо-западного к меридиональному и от широтного к северо-восточному простираниям происходила смена на 90° направлений векторов разрядки горизонтальных напряжений.

Сравнительная характеристика общих особенностей тектонического развития Сибирской, Восточно-Европейской платформ и сопредельных геосинклиналей для палеозоя—мезозоя опубликована автором в 1974, 1978 гг. Палеотектоническое развитие структурного плана названных платформ при общей последовательности и сходных особенностях имело и тектонические различия. Развитие каледонского структурного плана Сибирской платформы сопровождалось более обширной трансгрессией и большим прогибанием отдельных блоков фундамента, чем на Восточно-Европейской платформе, где морские отложения каледонского структурного комплекса распро-

странены сравнительно ограниченно. В герцинский тектонический цикл имела место обратная картина — площади распространения девонско-каменноугольных морских отложений и амплитуда прогибания отрицательных структур Сибирской платформы уступают распространению отложений герцинского структурного комплекса и амплитуде прогибания отрицательных структур Восточно-Европейской платформ. В течение верхоянского тектонического цикла отрицательные структуры Сибирской платформы испытывали прогибание большей амплитуды, чем такие же структуры Восточно-Европейской платформы. В юрско-меловое время наблюдалась обратная картина. Причем все это происходило при значительном отставании в развитии структурного плана Восточно-Европейской платформы по сравнению с Сибирской (А. А. Богданов 1964).

Сказанное приводит к убеждению, что обоснование направления решения поставленной задачи, выполнение которой целесообразно в негеохронологической последовательности, будет более аргументированно при сопоставлении различий, особенностей в палеотектонике и металлогении крупных сегментов земной коры (Сибирской, Восточно-Европейской платформ с сопредельными геосинклиналями).

В данном исследовании акцент будет сделан на рассмотрение общей направленной зависимости металлогении от особенностей палеотектоники, причем наличие частных хаотических палеотектонических процессов, сопровождавшихся не типичными для общей ситуации магматизмом и металлогенией [12, 18], не отвергается. Напротив, повсеместно можно видеть результаты их проявления, отразившиеся в затухании направленности в палеотектонических процессах, особенно в переходных этапах между тектоническими циклами (соответствовавших времени перестройки сформировавшегося в предшествовавшем цикле структурного плана), характеризовавшихся различными фазами магматизма и минерации. Поэтому в палеотектонике четко выделяются тектонические (этапы) циклы с развитием определенных структурных планов и относительно более короткие фазы переходных периодов их перестроек, различающихся геохронологическими интервалами, магматизмом, металлогенией (подразделяемых на коровые и мантийные), а также периодическими выносами фосфора из эндогенных источников [4, 8, 10, 17]. Переходные периоды делятся на две группы возникавших при перестройках структурных планов в результате переориентировки разрядки напряжений в земной коре на 45° и 90°, что определило их различия и особенности в палеотектонических режимах и металлогении.

В Восточной Сибири перестройка структурного плана юдомия, вызванная активизацией вертикальных тектонических движений от разломов широтного к разломам северо-восточного простирания приблизительно на 45° (на фоне предшествовавшей большей амплитуды прогибания Сибирской платформы по сравнению с Восточно-Европейской и сопредельными геосинклиналями), запечатлена в смене структурных комплексов осадков на обширных площадях. В складчатых областях (Забайкалье, Алтае-Саянской и др.) этот палеотектонический процесс (характеризовавшийся сменой на 90° направлений векторов горизонтальных напряжений) сопровождался внедрением гранитоидов, развитием коровых полиметаллических металлогенических зон. Очевидно, что при подобных палеотектонических режи-

мах в складчатых областях происходили значительное дробление сиалической коры, возникновение препятствий на путях дренажа мантийных растворов в зонах глубинных разломов, формирование гранитоидной магмы, внедрение которой сопровождалось образованием соответствующих металлогенических зон.

Аналогичная палеотектоническая особенность, но в геологических условиях Урало-Монгольского пояса, проявилась при перестройке герцинского структурного плана (определяемой активизацией тектонических движений от разломов северо-западного к разломам меридионального простирания приблизительно на 45° , также на фоне предшествовавшей большей амплитуды общего прогибания, однако, уже Восточно-Европейской платформы по сравнению с Сибирской и сопредельными геосинклиналями), вызвав генерацию и внедрение на обширных территориях гранитоидов и формирование оловянно-вольфрамовых, колчеданно-полиметаллических, меденосных, свинцово-цинковых, железорудных и других провинций.

В верхоянском тектоническом цикле в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе при формировании структурного плана в результате активизации вертикальных тектонических движений по системам глубинных разломов меридионального простирания (на фоне сравнительно меньшей амплитуды прогибания Восточно-Европейской платформы по сравнению с Сибирской) в основных чертах как бы наследовалось от предшествовавшего герцинского цикла внедрение на значительных территориях гранитоидного магматизма. Объяснение этого, возможно, частично заключено в особенности тектонического развития структурного плана Урало-Монгольского пояса, происходившего на фоне нараставшего общего воздымания (расширения регрессии), способствовавшего формированию в больших объемах гранитоидных магм.

Преобладающая часть магматических образований, представленная эффузивами среднего состава, гранодиоритами, относится рядом исследователей к «мантийным» гранитам [6, 9, 18]. Подобные магматические образования по геохимическим особенностям и металлогении отличаются от обычных коровых гранитов. Например, на Южном Урале внедрение «мантийных» гранитов сопровождалось вольфрамовым, в Казахстане — вольфрамово-молибденовым, оловянно-вольфрамовым, в Узбекистане — оловянно-вольфрамовым, оловянно-полиметаллическим, золоторудным, Таджикистане — золото-серебряным и другим оруденением, которое характеризуется многостадийным рудообразованием с развитием поздних полиметаллических стадий. Аналогичные и другие месторождения гидротермального генезиса (оловянные, вольфрамовые, молибденовые, медно-молибденовые, золото-серебряные, ртутные, сурьмяные и т. д.), отличающиеся своеобразным минеральным составом, относят к гидротермально-мантийным [13, 18]. По данным геологов Узбекистана, Таджикистана, Казахстана, перечисленные известные месторождения располагаются на склоне валообразных поднятий мантии или тяготеют к их гребням (Кураминская зона, Южно-Тяньшаньский регион, Чу-Илийская зона и т. д.).

В Восточной Сибири активизация вертикальных тектонических движений по меридиональным системам глубинных разломов в верхоянском тектоническом цикле привела к развитию крупных отрицательных структур как в пределах Сибирской платформы, так и вдоль ее восточной и западной границ. Но лишь в северо-западной и

частично юго-западной частях платформы развитие этого структурного плана сопровождалось в Р—Т₁ активным ультраосновным — основным магматизмом и сульфидной медно-никелевой минерализацией. В Забайкалье в пермское время отмечается кислый эффузивный магматизм, на значительной территории фиксируются внедрение «мантийных» гранитов, титано-железородная, золото-молибденовая, полиметаллическая и другая минерализация.

В предшествовавшем каледонском тектоническом цикле активное развитие структурного плана Сибирской платформы (по сравнению с Восточно-Европейской и сопредельными геосинклиналями), характеризовавшееся большей амплитудой прогибания отдельных блоков фундамента (с учетом большего амплитудного прогибания и в юдоии), выразилось в проявлении ультраосновного мантийного магматизма в Восточном-Западном Саяне, Монголии, формировании железорудных, хромитовых, железо-медных, медно-никелевых металлогенических зон. В меньших масштабах похожая ситуация в это время возникла на Урале.

Противоположная палеотектоническая контрастность существовала при развитии структурного плана в герцинском тектоническом цикле. В Восточной Сибири преобладали сравнительно спокойные палеотектонические движения, в исключительных случаях (Вилуйская синеклиза, Южное Верхоянье) сопровождались основным магматизмом, в некоторых регионах Сибирской платформы в девонско—раннекаменноугольное время — кимберлитообразованием. В пределах Восточно-Европейской платформы и сопряженного Урало-Монгольского пояса активизация вертикальных тектонических движений по системам глубинных разломов северо-западного простирания способствовала развитию крупных отрицательных структур. Однако в регионах Урало-Монгольской геосинклинали, испытывавших в каледонском цикле активное прогибание, начиная с силура проявился ультраосновной — основной магматизм. С девона преобладающей разрядки вертикальных напряжений по системам глубинных разломов северо-западного простирания сопровождалась эффузивным магматизмом разнообразного состава, с которым связано возникновение нескольких десятков металлогенических зон и месторождений. Поэтому для герцинского цикла Урало-Монгольского пояса характерно наличие металлогенических зон мантийного и корового генезиса.

Особое внимание привлекает этап перестройки каледонского структурного плана (в результате переориентировки разрядки вертикальных напряжений в земной коре с северо-восточного на северо-западное направление — приблизительно на 90°). В пределах Восточно-Европейской платформы (по сравнению с Сибирской) и прилегающей территории Урало-Монгольского пояса он осуществлялся на фоне предшествовавшего меньшей амплитуды общего прогибания в каледонском цикле. В современной структуре складчатых областей Урала, Казахстана видно, что, как правило, в зонах пересечений диагональных глубинных разломов происходило внедрение магм ультраосновного — основного состава и возникновение зон хромитовой, титаномagnetитовой минерализации. Большой интерес вызывает малоизученный Тюменский регион, с прилегающей частью Северного и Среднего Зауралья, испытывавшей активное прогибание в каледонском цикле. Наложенная палеотектоническая активизация герцинского цикла в доста-

точно широких зонах пересечений диагональных глубинных разломов представлена здесь многообразным развитием магматических комплексов ультраосновного—основного состава.

Перестройка структурного плана, сформировавшегося в верхоянском тектоническом цикле (также происходившая в результате переориентировки разрядки вертикальных напряжений в земной коре на 90° — с меридионального на широтное направление), в пределах Сибирской (по сравнению с Восточно-Европейской) платформы и сопредельных геосинклиналей осуществлялась на фоне предшествовавшего в верхоянском цикле большей амплитуды прогибания и, вероятно, поэтому сопровождалась проявлением мантийного ультраосновного магматизма на обширной территории Восточной и прилегающей части Западной Сибири. Выделенные в северо-западной краевой части Сибирской платформы наиболее перспективные медно-никелевые металлогенические зоны ранне-триасового возраста включают уникальные месторождения Талнах, Октябрьское. Противоположная палеотектоническая ситуация возникла в Западном Предкавказье. Сравнительно вялое развитие верхоянского структурного плана не сопровождалось при его перестройке образованием здесь благоприятных палеотектонических предпосылок для проявления на больших площадях ультраосновного магматизма и соответствующего рудообразования.

Своеобразная (не типичная для палеозоя — триаса восточных районов) палеотектоническая и необычная металлогеническая ситуация сложилась в юрско-меловое время в Восточной Сибири и сопряженном Приохотско-Колымском регионе. Тектоническое развитие последнего осуществлялось при меньшей амплитуде прогибания Сибирской (по сравнению с Восточно-Европейской) платформы, но на фоне предшествовавшего более активного развития структурного плана в Восточной Сибири в верхоянском цикле. Очевидно, это и послужило предпосылкой для проявления в юрско-раннемеловое время на обширной территории Приохотско-Колымского региона эффузивно-интрузивного магматизма основного—кислого составов, сопровождавшегося формированием золоторудных, медно-молибденовых, медно-золоторудных, а в Забайкалье гранитоидного магматизма и соответственно полиметаллических, вольфрам-оловянных, золото-молибденовых и других металлогенических зон.

В южном геосинклинальном обрамлении Восточно-Европейского региона активизация эффузивного магматизма различного состава в юре, вероятно, явилась следствием сравнительно быстрого роста амплитуды вертикальных тектонических движений, расширения трансгрессии при более активном, чем в Восточной Сибири, тектоническом развитии юрско-мелового структурного плана, но на фоне предшествовавшего затухания тектонической активности в верхоянском цикле. В Средиземноморье, на Кавказе с тектоно-магматической активизацией юрско-мелового тектонического цикла (завершившегося в раннемеловое время внедрением гранитоидов) связано возникновение полиметаллических, медно-молибденовых и других металлогенических зон.

Важно обратить внимание на то, что перестройка юрско-мелового структурного плана и формирование последующих в кайнозое в геосинклиналях, сопряженных с Восточно-Европейской платформой, осуществлялись на фоне больших амплитуд прогибаний, чем в Приохотско-Чукотском регионе. При этом в западных регионах (Средиземноморье) нарастало проявление

ультраосновных—основных фаций магматизма [7], а в восточных — кислых, с соответствующей сменой в течение кайнозоя региональной металлогении. В Средиземноморье и сопредельных территориях в позднемеловое-палеоцен-эоценовое время нарастание магматизма ультраосновного—основного—среднего составов сопровождалось выносом в морской бассейн огромного количества эндогенного фосфора и фосфоритонакоплением в Северной Африке, Восточно-Средиземноморском бассейне [18].

Для сравнения отметим, что при переориентировке палеотектонического режима и соответственно магматизма с минераций на противоположные на рубеже позднепротерозойского и палеозойско-мезозойского тектонических мега-циклов существовала обратная ситуация, которая отмечена максимумом фосфоритонакопления в позднечетвертично-раннекембрийское время в Сибири, Монголии, Китае. Объяснение этого феномена — переориентации палеотектонических, магматических и металлогенических ситуаций, отмеченной на рубежах тектонических мега-циклов максимумом выноса фосфора из эндогенных источников, станет возможным после проведения комплексных исследований, направление которых согласуется с концепцией нелинейной металлогении [17].

Статистические сведения о металлогенических зонах, включающих эндогенные месторождения корового и мантийного типов, свидетельствуют о том, что преобладающая их часть формировалась в фазы тектоно-магматической активизации, чаще проявлявшиеся при перестройках структурных планов того или иного тектонического цикла и реже — активном тектоническом развитии структурного плана (например, герцинского, верхоянского Урало-Монгольского пояса). Этапы перестроек структурных планов, сформировавшихся в юдомском, юрско-меловом тектонических циклах, происходивших при постепенном повороте разрядки вертикальных тектонических напряжений в земной коре приблизительно на 45° от широтного к северо-восточному простиранию и в герцинском — от северо-западного к меридиональному, отличаются созданием палеотектонических предпосылок (приведших к смене на 90° направлений векторов разрядки горизонтальных напряжений) возникновения на значительных территориях между Восточно-Европейской и Сибирской платформами, а также в зоне перехода континент — Тихий океан гранитоидного корового магматизма и соответствующего рудообразования.

Своеобразными палеотектоническими особенностями выделялись этапы перестроек структурных планов, сформировавшихся в каледонском, верхоянском и других тектонических циклах (в результате переориентировки разрядки вертикальных напряжений в земной коре с северо-восточного на северо-западное и меридионального на широтное направление — приблизительно на 90°). В регионах, вытягивавшихся в длительное прогибание в течение одного или нескольких тектонических циклов, переориентировка разрядки подобных напряжений приводила к достижению глубинными разломами очагов генерации ультраосновной магмы, ее внедрению, появлению условий формирования металлогенических зон и месторождений мантийного типа.

Вопрос о причинах возникновения различавшихся палеотектонических режимов в палеозое — мезозое дискуссионный. Последовательность тектонического развития палеоструктурных планов в палеозойско-мезозойском тектоническом мега-

цикле унаследована с позднепротерозойского. Однако при этом отрицательные структуры каледонского цикла формировались вдоль раннерифейских, герцинские — вдоль среднерифейских, верхоянские — позднерифейских, юрско-меловые — юдомских. В редких случаях такая палеотектоническая особенность в пределах Сибирской, Восточно-Европейской платформ и сопредельных геосинклиналей не имела место. Палеотектонические режимы позднего протерозоя и палеозоя — мезозоя в целом значительно различаются [14, 15]. В позднем протерозое в результате глобальных палеотектонических причин произошел раскол континента Евразия, и к палеозою возобладали общие предпосылки, определявшие в палеозое—мезозое становление (в последовательности палеотектонической эволюции) различий в развитии структурных планов, магматизме, металлогении Сибирской, Восточно-Европейской платформ и сопряженных геосинклиналей. Если предположить, что древние платформы в палеозое—мезозое также имели литосферные корни до глубин 400—670 км, то амплитуда их прогибания в тектонических циклах приобретала определенную значимость в механизме «пульсации» мантийного материала по вертикали и латерали, внедрении в земную кору и в конечном итоге металлогении.

Проведенные исследования позволяют говорить о необходимости планирования и комплексных работ, ориентированных на проверку и подтверждение сформулированной концепции. Априори ясно, что такие исследования оправдают значительные ассигнования. Картографическое изображение активных, менее активных и пассивных этапов палеотектонической эволюции того или иного региона, сопровождавшихся проявлением определенных фаций магматизма, формированием соответствующих месторождений полезных ископаемых, даст возможность усовершенствовать методику оценки прогнозных ресурсов P_3 , прогноз развития минерально-сырьевого потенциала страны, планирование и проведение региональных геологосъемочных, поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли, ее строение и развитие//Международный геофизический конгресс при Президиуме АН СССР. М., 1989. № 3. С. 7—35.
2. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаб 1 : 2 500 000. — Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
3. Красный Л. И. Тектоника СССР и некоторые вопросы минерагении//Сов. геология. 1990. № 4. С. 58—72.
4. Кристаллическая кора в пространстве и времени, магматизм. — М.: Наука (Докл. сов. геологов на XXVIII сессии междунаро. геол. конгресса), 1989.
5. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рунквиста. — Л.: Недра, 1986.
6. Ляхович В. В. Мантийные граниты//Изв. АН СССР. Серия геол. 1988. № 12. С. 3—18.
7. Макрушин Р. Н. Совершенствование оценки прогнозных ресурсов категории P_3 — резерв повышения эффективности планирования и проведения ранних стадий геологоразведочных работ//Планирование и анализ эффективности ранних стадий геологоразведочных работ. М., 1989. С. 23—34.
8. Макрушин Р. Н., Киперман Ю. А. Модель взаимосвязи фосфатогенеза с металлогенией и региональными палеотектоническими факторами в палеозое—мезозое//Сов. геология. 1991. № 9. С. 84—91.
9. Недумов И. Б. Генезис гранитов и гранитоидная металлогения (системный подход). — М.: Наука, 1988.
10. Овчинников Л. Н. Образование рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
11. Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А. Гетерогенность мантии и конвенция//Геотектоника. 1989. № 3. С. 3—13.
12. Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А. Неоднородность и конвекция в тектоносфере//Геотектоника. 1990. № 5. С. 3—9.
13. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. — М.: Наука, 1982.
14. Хаин В. Е. Региональная геотектоника, внеальпийская Европа и западная Азия. — М.: Недра, 1988.
15. Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Внеальпийская Азия и Австралия). — М.: Недра, 1989.
16. Хаин В. Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели//Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437—1440.
17. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. — М.: Недра, 1985.
18. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения и тектоносфера//Геотектоника. 1990. № 5. С. 9—17.

Принята редколлегией 25 ноября 1991 года

Проблемы гидрогеоэкологии на Международном симпозиуме

В. П. ЗАКУТИН (ВСЕГИНГЕО), Б. П. ПАУКШТИС (ГГС Литвы)

В г. Паланге (Литва) 23—25 апреля 1992 г. состоялся Международный симпозиум «Гидрогеоэкологическое картирование и мониторинг подземных вод в Балтийских странах». Основными организаторами симпозиума, прошедшего под эгидой Ассоциации геологов Балтийских стран, явились Государственная геологическая служба Литовской Республики и Вильнюсское Государственное гидрогеологическое предприятие «АРТВА».

В симпозиуме приняли участие 62 ведущих специалиста научных и производственных геологических организаций Литвы, Латвии, Эстонии, России, Украины, Дании, Германии, Польши, Норвегии, Швеции, Финляндии.

Профессор Иодказис (Вильнюсский университет), открывший симпозиум, отметил, что цель его — рассмотрение актуальных для стран бассейна Балтийского моря проблем гидрогеоэкологического картирования и мониторинга подземных вод. В своем докладе «Экологическая гидрогеология: проблемы и пути их решения» автор выделил и охарактеризовал основные методы исследований на территории Балтийского артезианского бассейна — крупномасштабное картирование, специальные полевые работы с целью изучения закономерностей миграции контаминантов в зонах аэрации и насыщения, мониторинг гидрогеосферы, как составная часть комплексного экологического мониторинга окружающей среды.

В пленарных докладах были рассмотрены различные аспекты гидрогеоэкологического картирования применительно к конкретным ландшафтно-климатическим и гидрогеологическим условиям Балтийских стран.

Р. Перенс (Эстонский геологический центр) в докладе «Состояние эколого-гидрогеологического картирования в Эстонии» остановился на проблемах объекта первоочередного картирования Пандиверской возвышенности, территория которой представляет собой основную область питания подземных вод Северной Эстонии.

И. Левин (Департамент геологии и геодезии Латвийской Республики) в своем выступлении «Методы изучения и картирования загрязнения подземных вод» рассмотрел гидрогеоэкологические вопросы на примере отдельных районов Латвии. Доклад Р. Энгквиста (Геологическая служба Швеции) «Гидрогеологическое картирование в Швеции» исчерпывающе отразил современное состояние названной проблемы в данной стране и проиллюстрировал серией гидрогеоэкологических карт масштаба 1 : 250 000, на которых показаны концентрации более 20 компонентов химического состава подземных вод, включая тяжелые металлы, фтор, радон.

С. — Ф. Мюллерн (Геологическая служба Швеции) в докладе «Карты защищенности подземных вод для муниципальных властей» убедительно показал, что специальные гидрогеологические карты, отображающие уязвимость подземных вод под влиянием техногенных факторов,

должны быть предназначены для нужд муниципальных решений — планирования использования земель и обеспечения водой, особенно при разработке мероприятий по охране подземных вод как полезного ископаемого.

Следует отметить, что Р. Энгквист и С. — Ф. Мюллерн специально подчеркнули компьютерную запись графической информации и возможность ее трансформации в серию цветных карт других масштабов.

Р. Лахермо (Геологическая служба Финляндии) в докладе «Государственное геохимическое картирование природных вод Финляндии в связи с их подкислением» подробно рассмотрел отрицательные последствия выпадения кислотных дождей на территории страны, в результате которого в безнапорных подземных водах наблюдается устойчивое снижение величины рН, увеличение концентраций сульфатов, ряда тяжелых металлов.

Д. Банкс (Норвежская геологическая служба) в докладе «Государственное картирование очагов загрязнения подземных вод Норвегии» отметил, что интенсивное техногенное воздействие на поверхностные воды заставляет переориентировать основные источники питьевого водоснабжения на подземные воды (в настоящее время их доля в хозяйственно-питьевом водоснабжении составляет 14 %), в связи с чем проводится крупномасштабное 1 : 50 000 картирование отдельных районов страны.

Б. Пачинский (Государственный геологический институт Польши) свое выступление «Валоризация подземных вод: обоснование их рационального использования и охраны» посвятил оценке потребительской ценности водоносных горизонтов, выделению гидрогеологических, а также водохозяйственных районов Польши по качеству питьевых вод.

В ряде пленарных докладов были рассмотрены проблемы организации и результаты мониторинга подземных вод в Балтийских странах.

Л. Савицкий (Эстонский геологический центр) в докладе «Литомониторинг Эстонской республики и проблемы его формирования» дал характеристику существующих и планируемых для создания полигонов по изучению реакции геологической среды на техногенные воздействия. Особенно была отмечена необходимость совмещения создаваемой сети литомониторинга с аналогичными системами соседних стран.

А. Климас (АРТВА, Вильнюс) в докладе «Проблемы мониторинга подземных вод в западной Литве» дал характеристику системы мониторинга подземных вод той части Литвы, на которой подземные воды тесно связаны с морем. Существующая и создаваемая система мониторинга по назначению подразделена на фоновый и импактный, а по масштабу — на локальный и региональный.

Л. Гнездилова (Калининградская гидрогеологическая экспедиция) в выступлении «Организация мониторинга подземных вод в Ка-

лининградской области» охарактеризовала сеть наблюдательных скважин и особенности наблюдений на них.

Геохимическим аспектам мониторинга подземных вод посвящен доклад В. Закутина (ВСЕГИНГЕО, Москва), Б. Паукштиса (Государственная геологическая служба Литвы) «Результаты мониторинга качества подземных вод в карстовом районе Литвы», в котором продемонстрировано, что в результате сельскохозяйственного загрязнения исследуемого района наблюдается формирование новых гидрогеохимических явлений — аммонийных по составу вод, инверсии окислительно-восстановительной зональности водоносных горизонтов.

А. Мисунд (Норвежская геологическая служба) в докладе «Государственное картирование очагов загрязнения подземных вод Норвегии» остановился на проблеме инвентаризации и гидрогеологической оценки территорий свалок, образующих в настоящее время 2452 очага загрязнения.

Дж. Фредерия (Министерство окружающей среды Дании) в своем выступлении отметил существование основательных различий в результатах лабораторного и полевого изучения фильтрационных свойств моренных суглинков, которые объясняют быстрое продвижение загрязненных подземных вод через слабопроницаемые отложения.

Г. Фогт (Германия) предложил вместо заявленного доклада «Гидрогеологические карты новых федеральных республик Германии (бывшей ГДР) масштаба 1 : 50 000 — основная информация для предупреждения загрязнения и охраны ресурсов подземных вод» (карты были

представлены на стендах) дискуссию по широкому кругу проблем гидрогеоэкологических исследований.

На полевых семинарах были продемонстрированы современные методы и средства гидрогеохимического опробования скважин при полигонных исследованиях Е. Госком (Министерство окружающей среды Дании), Г. Енсенем (частная фирма ЕНСЕН—ФИЛЬТР, Дания), Я. Горским (фирма «Геотог», Польша) — представителем голландской фирмы «Eijkelpamp».

Специальный семинар посвящен возможностям компьютерного моделирования отдельных гидрогеологических процессов и демонстрации программного обеспечения (А. Рошаль, Ф. Сафина, И. Гомберг, Геософт, совместная русско-австрийская фирма, Москва; А. Петров «Гидрософт», Москва).

В принятой резолюции подчеркнута необходимость сотрудничества гидрогеологов стран, расположенных на восточной и западной сторонах Балтийского моря. С этой целью специалисты Балтийских стран должны включиться в деятельность Международного Союза Геологических наук (IUGS) и подкомиссии Геоэкологического картирования (COGEOENVIRONMENT). Было принято решение обратиться в Хельсинкский комитет (HELCOM) с просьбой о создании рабочей группы, состоящей из представителей Балтийских стран, цель которой — унификация методов экогеологического картирования и мониторинга подземных вод, координация гидрогеоэкологических исследований вокруг Балтики.

Принята редколлегией 16 июля 1992 г.

Рецензии

УДК 551.6(049.32)

© Д. Е. Гершанович, 1993

Терригенная седиментация в Мировом океане

Д. Е. ГЕРШАНОВИЧ (Институт океанологии РАН)

В 1991 г. издательство «Наука» выпустило в свет книгу А. П. Лисицына «Процессы терригенной седиментации в морях и океанах». Издание этой книги — заметное событие не только в литологической литературе, но и в литературе общегеологического характера. А. П. Лисицын в развитии широко известных идей Н. М. Страхова рассматривает морскую и океанскую терригенную седиментацию как составную часть всего осадочного процесса на планете, единство которого является естественным следствием тесного взаимопроникновения поверхностных геосфер Земли. Подобный подход в столь полной мере выражен впервые. Он вытекает из фундаментальных геологических и геофизических исследований новейшего времени, проведение которых в Мировом океане связано с активной деятельностью ученых многих стран, в том числе автора и его школы. В изучение природы Мирового океана и происходящих в нем геологических процессов А. П. Лисицын внес значительный вклад как литолог, геохимик и океанолог. Об этом в наибольшей степени свидетельствуют приводимый в рецензируемой книге богатый фактический материал и нетрадиционность многих выводов автора.

Известно, что за последние десятилетия в познание геологии морского дна внесено много нового. Произшел скачок в ряде научных представлений об особенностях океанического седиментогенеза на современном этапе и его эволюции в течение мезокайнозой, в изучении морских и океанских осадков. Сотни экспедиций, использовавших возможности быстро развивающейся морской исследовательской техники, позволили с большой детальностью «увидеть» рельеф и во многих случаях структуру дна, собрать огромное число проб морских и океанских взвесей и осадков, провести их всестороннее литологическое изучение с помощью новейших методов анализа. Исследованы тысячи грунтовых колонок. Глубоководное бурение, в ходе которого был собран и изучен колоссальный керновый материал, осветил в большом числе районов океана не только верхние слои осадочного чехла, но нередко и всю осадочную толщу целиком, стал фундаментом современных воззрений на мезокайнозойскую геологию морских и океанских акваторий, занимающих свыше 70 % поверхности планеты. Во многом этому способствовали и широкие геофизические исследования в океане, результатом которых явились новейшие

геодинамические концепции. Осадкообразование стало восприниматься, и в книге А. П. Лисицын это подчеркивает, не только как результат взаимодействия процессов в поверхностных оболочках Земли, но и как следствие постоянной зависимости процессов седиментогенеза от пространственного перемещения литосферных плит, изменяющего всю природную обстановку в течение различных интервалов времени. Автор показывает, что в условиях Мирового океана и его морей по отношению к геологии и осадочному процессу геофизические и географические факторы в свете новейших данных оказываются достаточно динамичными, и их изменчивость служит важной предпосылкой преобразования вещества и энергии. Элементы статичности, что порой учитывалось ранее при решении некоторых проблем морского и океанского литогенеза, являются второстепенными. Океан «живет», развивается во всех проявлениях эндогенных и экзогенных воздействий и создает также «живую» и очень подвижную микробразную осадочную систему. К этому необходимо добавить очень мощную и повсеместно действующую роль организмов. Таким образом, осадкообразование в океанах и морях выступает не только как «косный осадочный процесс», но и как «биокосный», его связь с биосферой, в пределах которой он практически происходит, оказывается гораздо большей и более действенной, чем это еще недавно можно было представить. Разработка этих теоретически очень важных положений, несомненно, в значительной степени заслуга А. П. Лисицына, и в рецензируемой книге им уделено значительное место. Достижения геофизики, океанологии, климатологии, морской биологии, геохимии на базе использования новейших средств морских и подводных исследований, успехов многих наук о Земле, их синтез и обусловили необходимость дать общую картину терригенной седиментации на уровне глобального подхода к осадочному процессу на Земле.

Именно поэтому структура книги А. П. Лисицына, казалось бы, сосредоточенная на терригенном седиментогенезе, столь многогранна. Она включает разделы чисто литологического содержания, описание хода морского и океанского осадочного процесса во всех его проявлениях. Естественно, что терригенные компоненты осадков, их поступление, миграция и преобразование в морской и океанской среде, захоронение в осадочной толще не рассматриваются оторванно от биогенных и хемотрогенных. И в то же время книга содержит разделы, в которых автор излагает свои представления об осадочных провинциях Земли, общих закономерностях состава, строения и эволюции осадочной толщи океана, историю терригенной седиментации, начиная со средней юры. В книге много внимания уделяется таким крупным аспектам современных научных воззрений, принципиально важных для многих наук, как учение о природной зональности и формах ее проявления в океане. Автор относит это учение к числу особенно существенных для понимания развития природных процессов в поверхностных оболочках Земли. А. П. Лисицын несколько расширяет свои представления о взаимодействии суши и моря через перенос веществ, уточняет балансовые составляющие в рамках основных природных обстановок и геологических структур. Много нового он вносит в дальнейшую разработку представлений о формировании главных уровней накопления осадочного материала и его локализации на дне океана. А. П. Лисицын является основателем целостного направления в учении об осадках океана, о «лавиной

седиментации» и ее значении в дифференциации веществ в океане. В книге изложены новейшие взгляды на потоки осадочного материала, их влияние на динамику и состав осадков, образование перерывов в осадкообразовании, показано, сколь масштабна в пределах всего Мирового океана планетарная дифференциация важнейших поясов образования и сосредоточения осадочных масс, следствием которой оказывается принципиально разный ход осадконакопления на подводных континентальных окраинах и ложе океана, как с количественной, так и с качественной стороны, и сколь это важно для понимания сути терригенной седиментации.

А. П. Лисицын — один из первых исследователей, придавший данному явлению значение глобальной закономерности как в океанском осадочном процессе, так и осадочном процессе вообще. Как показывает автор, на периферии океана осаждается 92 % всех осадочных частиц, а на ложе лишь 8 %, хотя соотношение площадей между ними если не обратное, то близкое к этому (25 : 75). Нетрудно представить, как это может отражаться на последовательности и всей энергетике планетарного осадконакопления и переносе и накоплении веществ в литосфере.

Естественно, что центральное место в книге занимает изложение новых подходов к терригенной седиментации в Мировом океане и морях, анализ литологических и влияние на седиментацию океанологических и биологических факторов. При этом преобладают обобщенные характеристики. Конкретные материалы используются в основном в качестве фактических иллюстраций положений автора, которые основываются главным образом на итогах исследований 70—80-х годов. Последние, и это одна из отличительных особенностей книги, позволяют отходить от ряда традиционно сложившихся представлений о седиментации в океане, не только их уточнить и углублять, но, и в некоторых случаях, радикально пересматривать. Так, в отношении влияния климата на осадочный процесс автор приводит новые материалы, свидетельствующие об увязке климатических зон на суше и в океане, что отражается на форме переноса, количестве и составе осадочных частиц. А. П. Лисицын подчеркивает, что в океане широтное перемещение последних многократно превосходит меридиональное. Роль ледовых и золотых факторов, о чем не раз уже писалось, гораздо больше в осадочном процессе, чем можно было бы думать, как и их участие в обособлении планетарных зон с особой литологией осадков.

Показано, что в отношении флювиогенного материала особенно большое внимание приходится обращать на экваториально-гумидные зоны, сосредоточивающие в своих пределах до 78 % поставляемых терригенных частиц. В умеренно-гумидных зонах эта величина почти в 6,5 раз меньше.

Гидродинамическая структура океанов и морей очень сложна и изменчива и порой определяющим образом воздействует на осадочный процесс. Это давно показано во многих конкретных регионах. Однако исследования, охватившие Мировой океан в целом, привели к заключению, что движущиеся воды, сказывающиеся на судьбе каждой частицы на всем пути ее миграции, не должны восприниматься упрощенно. Вдоль берегов и на шельфе, на склонах и подножиях континентов, на поднятиях и в котловинах ложа, глубоководных впадинах динамика вод проявляется по-разному. Склоновые процессы, отнюдь, не прямое отражение поверхностной циркуляции течений, хотя и связаны с ней. Склоновые потоки,

суспензионные и контурные течения, процессы апвеллинга и даунвеллинга создают особые системы перемещения осадочных масс. Их повышенная обводненность, что доказано в самое последнее время, обуславливает особые формы неустойчивости частиц, их отличия в структуре, текстуре, геохимическом облике, благоприятствует обогащению органическим веществом и в силу этого газовойделению.

В еще большей степени не совпадают течения на поверхности и глубинах ложа океана. Они различны по направлению, иногда даже противоположны. Сравнительное изучение взвеси и осадков, выполненное в большом масштабе, показывает, что простого осаждения частиц в условиях сложного переслаивания движущихся вод нет.

Самым существенным образом влияют на седиментацию в океане организмы. Помимо того, что биогенная седиментация во много раз превышает терригенную, организмы радикально изменяют механизм терригенной седиментации и установление этого факта прямыми наблюдениями биологов и геологов с использованием ловушечных сборов на всех глубинах и изотопных методов исследования является большим достижением морской геологии. Если вблизи суши и на малых глубинах обломочные и глинистые частицы еще могут прямо оседать на дно в соответствии с динамикой вод и своими гидравлическими характеристиками, то вне этих районов, а иногда и в их пределах процессы седиментации идут при активном участии организмов, а нередко через них в системах пищевых цепей. В океане действует мощный биологический фильтр. Он пропускает через себя все поверхностные воды, и интенсивность его столь велика, что на фильтрацию 50 тыс. км³ уходит около суток. Эта цифра превышает годичный водный сток реки мира (40 тыс. км³). Главным агентом биофильтрации является зоопланктон. Кроме того, биофильтрация идет на дне и у дна бентосными фильтраторами.

Практически большая часть терригенных частиц в океане проходит через фильтрующие организмы и поступает в осадки после выделения с пищевыми комочками (пеллетами) и отмирания организмов в составе детрита. Следствия этого процесса очень важны. Он изменяет крупность частиц, содержащих терригенные компоненты и, соответственно, скорость их осаждения. На значительном удалении от места поступления нет столь широкого переноса терригенного материала, как это нередко предполагалось. Организмы своей жизнедеятельностью резко убыстряют терригенную седиментацию. И что не менее важно, терригенные частицы, проходя через планктонный и бентосный фильтр, подвергаются изменениям в вещественной природе за счет органического вещества, некоторых сорбционных воздействий, нахождения в пеллетах в восстановительных условиях при окислительных вне их. Таким образом автор приходит к выводу, что на значительных акваториях Мирового океана нет «чистой» терригенной седиментации. Она связана,

как правило, с жизнедеятельностью организмов. Учитывая масштаб биогенного процесса, данные по взвесям и осадкам, долгие годы изучавшиеся автором и его сотрудниками, наибольшее значение биогенный фактор имеет на стадиях подготовки и транспортировки терригенного материала. Работы в области геохимии и биогеохимии осадков позволяют автору проследить воздействие организмов и продуктов их жизнедеятельности, в первую очередь органического вещества, и на всех последующих стадиях осадочного процесса.

Исследуя потоки терригенного осадочного вещества в пелагиали океана с применением современных технических средств, что является новым направлением в литологии осадков, автор резко выделяет роль пеллетного механизма в седиментации.

Большой интерес представляет приводимая в книге серия глобальных карт распределения терригенных минералов в осадках, позволяющая судить о различиях литологических типов современных осадков. Большое место уделено геохимии. Автор доказывает, что «по химическому составу вся осадочная толща океана, залегающая на базальтах, очень близка к средней осадочной породе континентов». Основные отличия состоят в том, что «средняя осадочная порода океана может быть получена из средней континентальной осадочной породы путем добавления в континентальную матрицу биогенных компонентов CaCO₃, опала и органического вещества, а также Mn и Fe некоторых малых элементов» (с. 238). Осадочный чехол океана складывается, следовательно, минералами «континентальной коры», которые дополняются за счет биохимических процессов в океане главным образом продуктами жизнедеятельности биоса. Об этом свидетельствуют и материалы заключительной главы книги, посвященной некоторым чертам геологической истории терригенной седиментации. Согласно автору, за последние 150 млн лет выделяются два главных этапа: мезозойско-палеоценовый с широким развитием карбонатакопления и сравнительно малой ролью терригенного процесса и эоцен-современный с постепенным увеличением развития терригенных осадков приконтинентального, ледового и айсбергового генезиса и глубоководных глин. Эта схема, естественно, носит самый общий характер, помимо геологических факторов она учитывает и крупные климатические перемены, происходившие на планете. По-видимому, в дальнейшем схема будет существенно дополняться и детализироваться.

Книга А. П. Лисицына, несомненно, привлечет внимание многих исследователей. Она освещает терригенную седиментацию в океане с позиций современных геологических представлений, содержит обобщения, выходящие за рамки литологии. Новые данные позволяют автору в трактовке терригенного седиментогенеза в океанах и морях значительно отойти от некоторых традиционных подходов, что в первую очередь является результатом последнего этапа изучения осадочного процесса в Мировом океане и морях.

Стагнация геологии как науки

И. П. ШАРАПОВ

Первоначально, когда наука о земной коре только зарождалась, она заключалась в собирании материала наблюдений. Это была собирательная или эмпирическая фаза. Мысль геолога шла вишь, экспансивно. Затем началось детальное исследование отдельных районов, пород, минералов, явлений. Мысль геолога пошла вглубь, интенсивно. Наступила аналитическая фаза. В последнее время началось обобщение результатов анализа. Это синтетическая (системная) фаза. Интересно, что с появлением аналитической фазы эмпирическая не отмерла и стала сосуществовать с новой фазой. Так же получается и с синтетической фазой. Она наложилась на аналитическую. Ныне все три фазы развития сосуществуют в виде трех научных направлений, но в них стали появляться стагнация и деградация. В настоящее время одни стороны науки о земной коре развиваются (пример: кристаллохимия благодаря трудам А. С. Поваренных или учение о геоциклах С. Л. Афанасьева), другие стагнируют (геотектоника) и третьи деградируют (это зитология, т. е. методика поисков и разведки, а также рудничная геология).

Если же попытаться взять геологию в целом, то в ней сейчас преобладают явления застоя и разложения.

Охарактеризую теперь нынешнее звено цикла истории геологической науки в самом общем виде. Стагнация геологии, переходящая в деградацию, отличается такими чертами: 1) в практическом отношении — хищнической экспансией и сопровождающей ее экологической преступностью; 2) в теоретическом отношении — идеологическим догматизмом и монополизацией науки.

Первая черта проявляется двояко. Во-первых, — территориальная экспансия и, во-вторых, неполнота исследования полезного ископаемого, т. е. это недостатки эмпирического и аналитического направлений. Территориальная экспансия проводится выборочно, без определенного плана. Она приводит к поспешной, а потому и небрежной, бесхозяйственной эксплуатации месторождений, т. е. к истощению и порче недр, в результате чего нашим внукам и правнукам не останется ничего и среда обитания будет отравлена.

Проводимый курс на разведку самых крупных и богатых месторождений при одновременном игнорировании сравнительно небольших месторождений или бедных по содержанию полезного компонента рудных тел носит ярко выраженный хищнический характер.

Игнорирование элементов-примесей привело к тому, что ценнейшие элементы (золото, рублий, индий, таллий, скандий и др.) идут в отвалы или уходят в подземную воду, реки и озера, почву. Между тем, общая стоимость теряемых компонентов руды приближается к стоимости извлекаемых. Это десятки миллиардов рублей (в золотом исчислении) ежегодно. Кроме того,

происходит отравление почвы, воды и атмосферы, что ведет к вырождению человечества.

Прошу извинить меня за то, что в дальнейшем изложении я для иллюстрации общих положений буду приводить примеры из личного опыта. Делаю это не из нескромности, а ради точности. Примеры, относящиеся к другим лицам, я не могу привести, знаю о них лишь понаслышке, а подобные вещи не публикуются.

Когда-то я обращался к технологам медеплавильного завода с вопросом — почему они не улавливают селен, теллур и другие элементы-примеси, содержащиеся в используемой ими руде. Мне ответили: «Проектом завода это не предусмотрено, к тому же нет нужного для этого оборудования и не разработана соответствующая технология». Тогда я пошел в Гипромедь: «Почему проектировщики завода не предусмотрели извлечение элементов-примесей?» В ответ услышал вопрос: «А как мы могли предусмотреть, если геологи не подсчитали запасы этих элементов?» А геологи не умели делать это.

Так, виновными в хищничестве оказались геологи. Это, конечно, не совсем верно. Вина вся хозяйственная система, а геологическая служба — приспосабливается к ней.

Почему игнорируются элементы-примеси? Каждый скажет, что таковы инструкции ВКЗ (я имею в виду старые инструкции). А они составлены на основе учебников по методике разведки. В курсах И. С. Васильева, С. В. Кумпана, В. М. Крейтера, Е. О. Погребицкого, В. М. Смирнова и других авторитетных ученых нет ни слова об элементах-примесях в рудах. В этом вопросе авторы названных курсов не могли опереться на учение о рудных и нерудных месторождениях, об угле, нефти и газе и на геохимию, где о закономерностях статистического распределения элементов-примесей не сказано ни слова. Однако эти закономерности, по-видимому, иные, нежели у главных элементов. Метод подсчета запасов элементов-примесей тоже должен быть иным. Но каким?

Необходимо открытие законов распределения элементов-примесей в рудах и создания на их основе метода подсчета запасов. Будучи заведующим кафедрой поисков и разведки, я приступил к организации лаборатории по подсчету запасов элементов-примесей и самовольно поставил специальный курс лекций по данной проблеме. Этот курс под названием: «Элементы-примеси в рудах, их опробование и подсчет запасов», объемом в 340 страниц, был издан Пермским университетом тиражом 200 экземпляров и роздан студентам. На Всесоюзной конференции по редким элементам в 1957 г. я договорился с директором Лаборатории минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ЛамГРЭ) о том, что его лаборатория даст рецензию на мой курс, чтобы можно было переиздать его большим тиражом. Курс был представлен в упомянутую лабораторию в 1957 г.,

а рецензии на него я так и не получил. Впоследствии оказалось, что она была написана, но послана не мне, а в КГБ СССР. Рецензенты, семеро ученых ЛамГРЭ, преобразованного в ИМГРЭ, написали, что я разгласил государственную тайну, за что по действовавшему тогда закону полагалось наказание — лишение свободы сроком до 25 лет. Кроме того, рецензенты обвинили меня в клевете на советскую науку. Фактически это была не рецензия, а донос. Курс лекций отобрали у студентов и весь тираж сожгли. Один студент припрятал экземпляр курса и принес его мне много лет спустя. Он рисковал, самое меньшее, исключением из университета и все же пошел на это. А мои коллеги-преподаватели — трусливо осуждали меня.

О существовании рецензии я впервые узнал после ареста в 1958 г., а о сожжении книги мне стало известно только в 1960 г., когда я был в лагере. Я долго не мог понять — почему семеро уважаемых ученых написали на меня донос. В книге не было никаких секретов и никакой клеветы. Были лишь мои высказывания о хищничестве горняков и металлургов и о том, что геологи помогают этому хищничеству. Лишь через 6 лет после сожжения книги вышел в свет труд о редких элементах, написанный коллективом ученых с участием тех, кто писал на меня донос в КГБ. В нем нет ссылок на мою сожженную книгу, однако есть некоторые идеи из нее. Коллективный труд ИМГРЭ носит академический характер и не содержит ни слова о хищническом использовании руд. Так был заглушен голос, обвинявший государство в безумном расточительстве национальных богатств и в экологических преступлениях. Авторы книги стали лауреатами Государственной премии и пошли в гору по службе. А я был прогнан через 9 тюрем и 7 лагерей, а после освобождения испытал запрет на профессию.

Ныне я пытаюсь переиздать сожженный курс лекций, но мои научные противники мешают этому.

Таковая первая черта стагнации нашей геологии.

Вторая черта — робость и косность в теоретических вопросах.

Карл Маркс говорил, что есть две науки — одна истинная, а другая — официальная. Официальная блаженствует, а истинная страдает, но человечество обязано прогрессом именно истинной науке. Есть, однако, еще и официозная наука, но она неустойчива и превращается главным образом в официальную науку.

Таковая ситуация и в нашей науке. Очень трудно реализовать результаты истинной науки, а официальная — обслуживает правящий класс. Официальные ученые больше всего боятся допустить несогласие с государственной идеологией. Авторитетные ученые каждый день молятся на догмы диалектического материализма, говорят где надо и не надо о диалектике. Один из наших академиков когда-то призвал геологов изучать диалектику по Мао-Цзе-дуну и не отказался от этого до сих пор. Но то, что уместно в системе Гегеля, совершенно неуместно в научной картине мира. Надо вернуться к догегелевскому определению диалектики как столкновению идей, как искусству спора. Полагать, что и в неживой природе идет столкновение идей — нелепость. Законы диалектики должны были бы быть законами развития мысли, а не законами природы.

Ф. Энгельс выделил три формы движения: механическую, химическую и органическую, а

философствующие геологи придумали еще социальную, психическую, мыслительную и три десятка геологических форм движения материи. Они написали двести работ по этой проблеме. Работы же разоблачающие эту схоластику в печать не пропускали. Работы по методологическим проблемам геологии, ее логизации, системному анализу печатались редко и в искаженном виде.

Мой курс математизации геологии 13 лет ходил по издательствам, книга о применении логики в геологии — 10 лет, а ряд работ, в частности курс методики разведки, монография по применению методов непараметрической статистики в геологии, просто пропали у кого-то из рецензентов. Набор книги: «Недра Донбасса» был рассыпан, а рукопись погибла.

Моя главная работа по методологическим проблемам геологии (в основном по системному анализу), названная «Метагеологией», должна была выйти в свет в 1972 г. в издательстве «Недра», но невидимая рука помешала этому. Затем ее включили в план выпуска литературы в Новосибирске на 1976 г., но и туда дотянулась невидимая рука. Я предлагал издать ее в трудах разных институтов, но там принимались лишь такие работы, которые были выполнены по их планам. Но эта работа выполнена в моем «домашнем» институте по моей инициативе и за мой счет. Поэтому ее отклонили. Мне удалось ее преподнести институту истории естествознания и техники и добиться включения в план выпуска литературы на 1986 г., затем ее перенесли на 1987 г., 1988 и, наконец, на 1989 г. Так 17 лет шли хлопоты с изданием книги, и она вышла малым тиражом и без гонорара. Вообще все мои 150 опубликованных работ были выполнены на мой счет, в свободное от службы время. От государства не было получено ни рубля. Это позор, что первые труды по математизации и логизации геологии были созданы частным лицом за свой счет при сопротивлении официальной науки, опирающейся на карательные органы государства.

Причины задержки с публикацией моих работ в том, что они не отвечают идеологическому стандарту. Каждый раз надо было так перерабатывать книгу, чтобы и волки были сыты и овцы целы. В конце концов «Метагеология» вышла в свет изуродованная, хотя некоторые овцы и уцелели, правда, покрытые волчьей шкурой. Жаль, что пришлось выбросить главы о научной революции, законах стратиграфии, законах минералогии и некоторые другие. Ныне я хотел бы переиздать эту книгу в полном объеме, как она выглядела в 1972 г., но научные издания по-прежнему в руках некомпетентных и недобросовестных лиц. Такие же трудности, какие испытала «Метагеология», были у меня и с изданием «Исследования законов геологии», «Учения о методике разведки» и других работ. Их удалось только депонировать.

Мы живем в странном мире. Государственные учреждения, руководящие геологией, являются главным тормозом в развитии геологии, Комитет по изобретениям и открытиям по 10—20 лет задерживает признание ценнейших изобретений и открытий, ВАК не пропускал в науку талантливых людей.

Министерство геологии мешало не только публикации новаторских работ. В 1952 г. я предложил этому министерству систему мер по улучшению поисков и разведки. Мне ответили, что это предложение будет обсуждено в Научно-

техническом совете, куда я буду вызван с докладом. Но вызов не состоялся.

В 1960 г. я, находясь в лагере, написал министру геологии, что могу по памяти восстановить погибшую при обыске рукопись книги «Статистическая геология», но для этого нужно, чтобы министр внутренних дел освободил меня от физического труда. Ответа не последовало, а я в свободное от обязательной лагерной тяжелой работы время за полтора года все же восстановил погибшую рукопись. Книга была издана в 1965 г. в сокращенном виде под названием: «Применение математической статистики в геологии», затем — в 1968 (за границей) и в 1971 в Москве.

В 1962 г. я представил министру геологии проект организации первой в стране лаборатории по математизации геологии. Лаборатория была создана, но без моего участия. Другие мои предложения это министерство так же игнорировало или передавало моим научным противникам. Я пытался критиковать Министерство геологии, но это оказалось невозможным, т. к. в редакционных советах состоят представители этого министерства.

В геологических журналах мало подлинно научных дискуссий. Правда, по проблеме движения литосферных плит споры ведутся, но они логически некорректны. Говорят о геотектонических теориях, но это не теории, а гипотезы.

Для теории нужны законы, а моя монография о законах не издана. В коллективной (с моим участием) работе по геотектонике, изданной в 1991 г. в Афинах, это доказано логически.

В ряде работ я аргументированно предложил конкретные мероприятия по перестройке геологии, но эти предложения в печать не попали. Перечислю их здесь (без аргументов и деталей). Эти меры таковы: 1) восстановить Геолком старого типа; 2) поиски вести планомерно — квадрат за квадратом, постепенно охватив ими всю страну; 3) разведки ориентировать на полноту и достаточную детальность исследования рудных тел, готовя запасы для их безотходного использования и без порчи среды обитания человека; 4) сократить число научных институтов с 40 до 10—15, закрыв бесперспективные; 5) оставленные институты перепрофилировать — не по наукам, а по проблемам; 6) изгнать из институтов бездельников, оставив 50—70 честных ученых в каждом, обеспечив пятикратным количеством техперсонала; 7) руководство институтами поручить ученым, а не администраторам; 8) изгнать прислужников начальства из редакций и издательств; 9) организовать конкурсное решение методических задач геологоразведки; 10) практиковать дискуссии и особенно диспуты по злободневным проблемам.

Принята редколлегией 29 июня 1992 г.

Памяти Валерия Петровича Петрова

Скончался признанный глава геологов-неметаллистов, один из крупных отечественных петрографов, заслуженный деятель науки и техники РСФСР, доктор геолого-минералогических наук профессор Валерий Петрович Петров, с 1949 г. заведовавший лабораторией неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ.

В. П. Петров родился 19 июня 1908 г. в г. Ковно (Каунас) в семье военного инженера-дорожника. Вскоре семья переехала в г. Тифлис (Тбилиси). Здесь Валерий Петрович получил среднее образование, а затем среднее техническое — химический техникум. Еще в школьные годы он участвовал в работе полевых партий геологической службы Грузии. Затем поступил на сельскохозяйственное отделение Политехнического института г. Тбилиси. В геологическом музее этого института есть зал, в котором выставлены уникальные макеты древних животных (динозавров и др.), выполненные отцом Валерия Петровича — Петром Федоровичем. Почувствовав необходимость углубленного изучения геологических наук, особенно минералогии, В. П. Петров перевелся в Ленинградский Государственный университет, который и окончил в 1930 г.

По окончании университета Валерий Петрович был направлен на работу в Петрографический институт АН СССР Ленинграда, где проработал до переезда института в Москву.

Многогранная новаторская деятельность В. П. Петрова в области неметаллических полезных ископаемых и петрографии вытекает из огромного круга его научных интересов. Уже в 30-е годы он выдвигается в число крупнейших геологов-магматистов. Написанные им региональные сводки, в том числе наиболее крупная — «Петрография Грузии» (совместно с Д. С. Белянкиным, 1945 г.), до сих пор не утратили своего значения. В 30-е годы утверди-

лась и одна из главных линий общих интересов В. П. Петрова, выдвинувшая его в число ведущих петрографов. Широко известны его многочисленные работы, посвященные вулканизму и вулканизмам, интрузивным породам от лабродоритов до гранитов и пегматитов, выявлению взаимозависимостей оптики и свойств породообразующих минералов.

Большой вклад в развитие петрографических методов исследования внесли созданные им руководства — «Кристаллооптика» (совместно с Д. С. Белянкиным) и «Иммерсионный метод», неоднократно издававшиеся как в нашей стране, так в ряде зарубежных стран. В период «гранитной дискуссии» (50—60 годы) Валерий Петрович в ряде работ последовательно отстаивал концепцию магматического происхождения интрузивных пород и совместно с коллективом физиков осуществил серию экспериментов при высоких температурах и давлениях, проливших свет на механизм генерации расплавов в условиях больших глубин. В монографии «Магма и генезис магматических пород» (1972) В. П. Петров подводит итог и формулирует глобальную концепцию магматизма, как проявления жидкой фазы Земли, вариации которой от пресных поверхностных вод до ультрамафитовых расплавов определяются глубиной.

В годы Великой Отечественной войны В. П. Петров стал одним из главных организаторов новой сырьевой базы огнеупорной промышленности на Урале. Патриотический долг побудил его уделять больше внимания полезным ископаемым и это послужило истоком нового направления научных интересов — древней коре выветривания и связанным с ней полезным ископаемым, особенно неметаллическим. Детальные исследования уральских каолинов при дальнейшем расширении наблюдений на территории нашей страны и в результате анализа

мировой литературы привели Валерия Петровича к ряду оригинальных положений, в том числе к общей концепции о глобальных эпохах мощного выветривания в периоды планетарного тектонического покоя и представлению о древней коре выветривания, как ископаемой почве, реакционной пленке между био- и литосферой. Интерес к данной теории все возрастает, она служит надежной основой изучения известных и прогнозирования поисков новых месторождений многих полезных ископаемых (каолина, магнетита, бокситов, песков и др.). Впервые изложенная в докторской диссертации в 1948 г. эта концепция была развита и дополнена Валерием Петровичем в десятках работ, в том числе и широко известной монографии «Основы учения о древней коре выветривания» (1967 г.).

В последние годы жизни Валерий Петрович пришел к очень интересному теоретическому и практическому выводу. Он обосновал закономерную смену штокверкового строения магнетитовых залежей в площадных корях выветривания ультрамафитов массивным их строением, связанным с приуроченностью к зонам тектонических нарушений. Таким образом, логично проведена интеграция, ранее противопоставляемых кор выветривания площадного и линейного типов.

В деятельности В. П. Петрова и руководимого им коллектива ученых неизменно органически сочетались теоретические и прикладные аспекты. Исследования развивались в наиболее перспективных и актуальных направлениях и завершались выявлением новых видов полезных ископаемых, разработками новых прогнозно-геологических и технолого-минералогических подходов. Лично Валерий Петрович был инициатором создания перлитовой промышленности СССР, выступив в 1955 г. в печати не только с обоснованием ее актуальности, но и с широким прогнозом перлитоносности вулканических провинций СССР. Все дальнейшее бурное развитие перлитовой промышленности с сооружением десятков заводов и выходом СССР на мировую арену в качестве экспортера перлита целиком определилось первоначальным прогнозом В. П. Петрова. Лично ему принадлежат инициативы внедрения ряда других видов сырья, в том числе вермикулита, в последнее время — высокоглиноземистых огнеупоров (включая топаз). Совместно с сотрудниками и учениками Валерий Петрович рекомендовал к освоению и участвовал во внедрении в народное хозяйство маложелезистых гранитов, щелочных каолинов и фарфорового камня, порошковатых тальцитов, брусита, волластонита, мелкочешуйчатой слюды и др.

Деятельность В. П. Петрова как ведущего специалиста в области неметаллических полезных ископаемых далеко выходила за рамки небольшого академического коллектива. Он участвовал как в общественном планировании геологоразведочных и исследовательских работ по неметаллам, так и непосредственно консультировал многие институты и промышленные предприятия, руководил всесоюзными и межведомственными совещаниями, проводил экспертизы в Комиссии по запасам и на месторождениях. Геологи-нерудники черпают знания о декоративном и облицовочном камне, асбесте, пьезокварце, слюдах, тальке, апатите, различ-

ных глинах, перлите и других вулканогенных полезных ископаемых в многочисленных статьях В. П. Петрова и десятках монографий, вышедших при его участии и под его редакцией. Общее число опубликованных им печатных работ превышает пятьсот.

Авторитет во всех сферах его научной деятельности и обусловил руководящую роль В. П. Петрова в соответствующих координационных органах — Совете по рудообразованию (председатель комиссии неметаллов), Петрографическом комитете (член бюро), Комиссиях по осадочным породам и глинам (заместитель председателя). Валерий Петрович в течение многих лет был активнейшим членом редколлегии журналов «Известия АН СССР, Серия геологическая», «Известия ВУЗов. Серия геология и разведка».

Одна из черт личности Валерия Петровича — готовность щедро делиться своими знаниями и опытом. Он преподавал многие годы в ряде учебных заведений как Санкт-Петербурга (Металлургический институт), так и Москвы (ВЗПИ, МИЦМИЗ), а также на факультете повышения квалификации МГРИ, воспитал сотни специалистов, в том числе более двух десятков кандидатов наук, охотно выступал с лекциями и опубликовал немало научно-популярных статей и книг, написанных нарядко просто и занимательно.

Чрезвычайно обширна география деятельности В. П. Петрова. Начав с Кавказа и Урала, он работал затем на Украине, в Сибири на Дальнем Востоке, Колымском полуострове. Массу интересных наблюдений вынес он и из поездок во многие государства всех континентов. Консультации, которые он давал зарубежным коллегам, неизменно приводили к важным открытиям. Так, во Вьетнаме он помог открыть месторождения асбеста, в Польше освоить месторождение щелочных каолинов, на Кубе — мраморов, в Югославии, Чехославии и Германии обосновал принципы поисков месторождений, связанных с древней корой выветривания и т. д. Международное признание Валерия Петровича выразилось в публикации его работ во многих европейских и азиатских странах, а также в США.

Он награжден медалью Карлова университета, состоял членом Лондонского минералогического общества и Международной комиссии по геологической корреляции каолинов. Важный вклад в международные связи внес В. П. Петров как переводчик и редактор переводов многих фундаментальных зарубежных трудов. Он награжден тремя орденами Красного Знамени, орденом Знак Почета и др.

В 1984 г. под председательством В. П. Петрова впервые в истории Международного геологического конгресса, на XXVI сессии в Москве плодотворно работала секция неметаллических полезных ископаемых.

В. П. Петров был блестящим оратором. Его хорошо аргументированным выступлениям был присущ высокий темперамент.

Товарищи по работе, его ученики навсегда сохраняют о нем светлую память не только как о крупном ученом, но и добром, жизнерадостном и отзывчивом человеке.

Редколлегия, И. Ф. Романович, П. П. Смолин, Н. Н. Ведерников, Е. Я. Киевленко

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НИИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (ДВИМС)
завершил в 1992 году важнейшие работы, аккумулирующие научный потенциал Дальневосточного экономического района и ряда центральных научных структур в соответствующих областях знаний

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА «ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОКА АЗИИ»
Масштаб 1 : 3 000 000 (6 листов, 4,5 м², 16 цветов, легенда на английском языке). Цена комплекта 70 US \$ или соответствующая сумма в валюте РФ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АЛЬБОМ «АТЛАС МНОГОФАКТОРНЫХ МОДЕЛЕЙ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА»

Объем 168 печ. л., 539 рис., 76 таблиц по 27 месторождениям.
Цена 475 US \$ или соответствующая сумма в валюте РФ

Заказы направляйте по адресу:

680021 ХАБАРОВСК, УЛ. ГЕРАСИМОВА, 31
ТЕЛЕТАЙП 141118 МАГНИТ
ТЕЛЕКС 141166 PROBA
ФАКС 342-843

МЭНМС

Приказом Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра) образован Межведомственный экспертный научно-методический совет по геологии алмазов, благородных и цветных металлов (МЭНМС).

МЭНМС — экспертно-консультативный орган Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр. Деятельность МЭНМС направлена на повышение эффективности разработок и внедрения прогрессивных методов и методик прогноза, поисков, разведки, технологической и геолого-экономической оценки месторождений указанных видов полезных ископаемых, включая их техногенные скопления.

Основные задачи МЭНМС:

экспертиза всех видов разработок в области методов и методик прогноза, поисков, разведки, технологической и геолого-экономической оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов, включая экспертизу научно-технических программ, отдельных этапов их выполнения, окончательных отчетов по важнейшим НИР, проектов методических рекомендаций и руководств.

выборочная экспертиза проектов геологоразведочных работ по поискам, оценке и разведке месторождений, а также отчетов по ним в части их методического обеспечения и геологической результативности.

экспертиза всех материалов, содержащих оценки прогнозных ресурсов по отдельным регионам и по Российской Федерации в целом.

экспертиза методических материалов, предлагаемых для реализации за рубежом на лицензионных и иных основах, с оценкой стоимости соответствующих разработок.

научно-методическое сопровождение внедрения методов и методик в геологоразведочное производство с оценкой их эффективности.

разработка предложений для Роскомнедра по научно-методическому опережению, сопровождению и обслуживанию геологоразведочных работ на алмазы, благородные и цветные металлы.

Экспертизы и консультации, выполняемые МЭНМС по заказам Роскомнедра и других ведомств, представляются в форме экспертных заключений и рекомендаций, используемых для научно-методического регулирования соответствующих видов деятельности.

Экспертные заключения МЭНМС на разработки, предлагаемые к внедрению в геологоразведочное производство в форме методик, методических руководств и методических рекомендаций, служат официальным подтверждением целесообразности утверждения соответствующих документов Роскомнедра и другими ведомствами.

МЭНМС функционирует при ЦНИГРИ.

Заявки на экспертизу направлять по адресу:
Москва 113545 Варшавское шоссе, дом 129 «Б»

Телефон секретаря 315-28-38

Факс 315-27-01

Contents

ENERGY RESOURCES

- Sobolev V. S.*
Environment of formation and expansion
of oil in Subcaspien Depression 3

METALS AND NON-METALS

- Kharlamov M. G., Chernov V. Ya.,
Grigoriev K. A., Vasiliev N. N.,
Naumov S. S., Nikolaev S. L.*
Metallogeny of the North Kazakhstan
minerogenetic Province 8
- Gorzhevsky D. I.*
Geological mineralogical history of Pyrite-
Polymetallic ores in ore bearing deposits
of «Rudny Altay» 18
- Vedernikov N. N.*
Gomological gradation of asbestos de-
posits and their causation with others
mineral manifestation and mineragenetic
consequences 27
- Likhachev A. P.*
Mineralization of Magmatic complex Steel
water 35

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Ustinov V. N., Ustinova N. B., Sal-
tykov O. G., Somov S. V.*
Foraminifera findings in the middle
Carboniferous period within Diamond-
bearing depositions of Tungus Sineclise 42

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Patalakha E. Y., Lukienko A. Y., Smir-
nov A. V., Bely V. A., Korobkin V. V.,
Sergeev E. A., Chugunkina A. A.,
Patalakha M. E.*
Subcleavage and Orthocleavage — intertran-
sition episone and mesosone 46

MINERALOGY. PETROGRAPHY. LITHOLOGY

- Sterkhov K. G., Beljaeva V. R., Pakhomo-
va V. A.*
Petrology and Potential Mineralization of

- alkaline granitic rocks of Tomptokan
Massif in Aidan 49
- Shakhotko L. M.*
Subdivision of Siberian kimberlite on
basis of their petrochemical composition 56

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Dmitrovsky S. V., Kim E. K., Ma-
lakhov V. D., Ostrovsky V. N.*
Block Structure influence on ground water
resources formation in Alma-Ata Depres-
sion 67
- Aliev F. Sh., Bairamov T. A.*
Apsheron Peninsula: Geological Structure
and hydrogeological Conditions 73

DISCUSSINS

- Ivankin P. F., Nazarova N. I.*
Nature of quartz Sandstone served as
oil-bitumen Collectors 78
- Makrushin R. N.*
Conjugation of Paleozoic and Mesozoic
Metallogeny with Eearth's Crust large
Segments Paleotectonic 83

NEW IN BRIEF

- Sakutin V. P., Paukshtis B. P.*
International Symposium: Problems of
Nydroecology 88

BOOK REVIEWS

- Gershanovich D. E.*
Terrigenous Sedimentation in the Global
Ocean 89

EDITORIAL CORRESPONDENCE

- Sharapov Y. P.*
Stagnation in Geological Science 92
- In commemoration of Valery Petrovich Pet-
rov 94