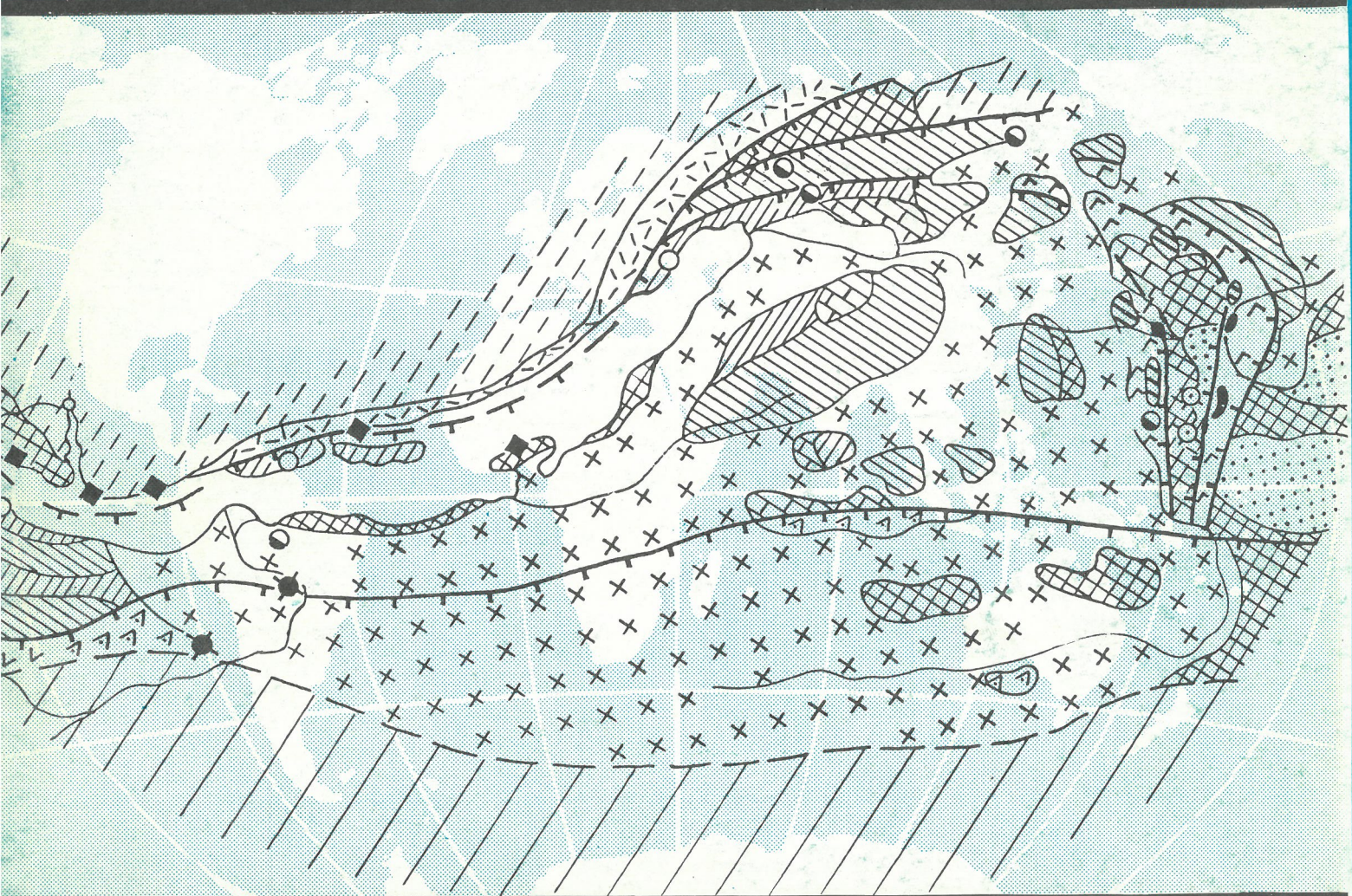


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



12/1997

СИСТЕМЫ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

РУДОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

12/1997

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И. Ф. Глумов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора),
В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев,
Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян (зам. главного редактора), *М. В. Ро-*
гачева (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного ре-
дактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов*
(председатель редсовета)

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников,*
И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан,
М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межелов-
ский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,
В. С. Сурков, В. А. Ярмолук

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Алексеев Ф.Н., Ростовцев В.Н., Устинов Ю.К.

Природные совокупности и некоторые системы нефтегазовых месторождений 3

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Савва Н.Е., Пляшкевич А.А., Петров С.Ф.

Золото-серебряные и серебряные месторождения окраинно-континентальных вулканических поясов Северо-Востока России 6

Гусев А.И.

Волластонит Синюхинского месторождения 14

Черновьянц М.Г.

Калиевые бентониты Львовско-Волынского бассейна 19

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Корчуганова Н.И.

Современные структуры Камчатки 24

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Панов Е.Н., Дубин О.Ю.

Использование шлихового анализа современного элювия при оценке достоверности результатов изучения акцессорной минералогии кристаллических пород 32

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Мавричев В.Г.

Аэромагниторазведка на региональном этапе изучения нефтегазоперспективных территорий 34

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Грудинин М.И., Мазукабзов А.М.

Геодинамика и рудоносность ультрабазит-базитовых формаций докембрия Байкальской складчатой области 39

ХРОНИКА

Буренков Э.К., Кочетков М.В., Морозов А.Ф., Филатов Е.И.

Международный симпозиум по прикладной геохимии стран СНГ 44

ДИСКУССИИ

Любалин В.Д.

Некоторые аспекты структуры земной коры как элементы диалога с настоящим и прошлым 48

Памяти Александра Семеновича Михайлова 52

300-ЛЕТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ

О чем писал наш журнал 53

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 1997 г. 55

Редакция: *Р.В.Добровольская, Г.В.Вавилова, М.В.Рогачева*
Компьютерный набор *В.К.Комарова*
Верстка и оригинал-макет *П.А.Сандомирский*

Сдано в набор 15.10.97. Подписано в печать 05.12.97. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315—28—47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

Природные совокупности и векторные системы нефтегазовых месторождений

Ф.Н.АЛЕКСЕЕВ (ТО СНИИГТиМС), В.Н.РОСТОВЦЕВ (администрация Томской области), Ю.К.УСТИНОВ (ТГУ)

Многолетний опыт геологоразведочных работ, проводимых в нефтегазоносных провинциях, показывает, что их эффективность заметно меняется в зависимости от стадийности. На начальных этапах освоения нефтегазоносных площадей коэффициент успешности поискового бурения составляет в среднем 0,7—0,8, на завершающих — 0,1 и менее. Эта особенность объясняется тем, что в начальные периоды выявляются наиболее крупные и хорошо выраженные традиционно перспективные структуры антиклинального типа, и имеется возможность выбора из относительно небольшого числа подобных. По мере открытия месторождений фонд наиболее перспективных структур сокращается, и в поисковое бурение вовлекаются объекты меньших размеров. Общее число структур этой категории значительно больше, а вероятность обнаружить в них промышленные залежи нефти и газа невелика. Применяемые методы прогнозных оценок не обеспечивают надежного выбора нефтегазосодержащих структур, что приводит к бурению большого числа «сухих» скважин. Это дает основание считать, что разработка методов локального прогнозирования, эффективных на завершающих этапах геологоразведочных работ, является актуальной задачей, имеющей большое экономическое значение, на что уже обращалось внимание в работе [1].

Прогнозирование в любой отрасли знаний относится к наиболее трудным задачам. Это объясняется тем, что надежный научный прогноз возможен только на основе хорошо разработанной теории и познаний закономерностей предсказываемых процессов или явлений. Поэтому существенную помощь в решении задач локального прогнозирования может оказать новое направление в исследовании месторождений полезных ископаемых, обозначенное в работе [2]. Основополагающая идея в разрабатываемой теории накопления запасов полезных ископаемых — представление о природных совокупностях с характерными для них вероятностными закономерностями.

В результате геолого-математических исследований нефтегазоносных районов юго-востока Западно-Сибирской платформы установлены и изучаются неизвестные ранее закономерности, свойственные природным совокупностям нефтегазоносных месторождений. Под природной совокупностью (ПС) в данном случае понимается группа геологически обособленных и пространственно сближенных месторождений, запасам которых присущи конкретные вероятностные закономерности, обусловленные накоплением нефти или газа, происходящим в условиях приоритетности, сохраняющимися весь период формирования нефтегазоносных объектов ПС.

Запасы нефти и газа в ПС описываются уравнениями вида

$$\hat{Q} = \alpha_0 y + \alpha_1, \quad (1)$$

где $\hat{Q}$ — расчетные запасы нефти или газа (или их логарифмы); y — стандартная нормальная случайная величина; α_0 и α_1 — параметры.

При оценке параметров α_0 и α_1 уравнения (1) используются значения запасов разведанных месторождений, относящихся к исследуемой ПС. Распределение разведанных запасов нефти в районе формирования одной из ПС Каймысовского нефтегазоносного района (НГР) приведено на рис. 1. Уравнение прямой, описывающей запасы нефти, имеет следующий вид: $\hat{Q}^* = 0,4963y + 4,0492$, где $\hat{Q}^* = \ln \hat{Q}$. Коэффициент корреляции r , характеризующий в данном случае, насколько близки разведанные запасы к вычисленным по найденному уравнению, составляет 0,9892. Значение r , близкое к единице, свидетельствует о хорошей согласованности между фактическим материалом и математической моделью, использованной при его описании.

Путем статистического анализа уравнения (1) по разработанной схеме (ноу-хау) можно определять, сколько месторождений еще не обнаружено в районе формирования ПС и каковы запасы нефти или газа в каждом из них. В том случае, когда разведано последнее месторождение в оцениваемой ПС, появляется возможность сразу же прекращать поиски, а не убеждать в бесперспективности дальнейших геологоразведочных работ бурением «сухих» скважин, как это делается в настоящее время и считается нормой.

Изучение пространственного положения нефтегазоносных месторождений, принадлежащих одной ПС, привело к открытию векторных систем, модули которых описываются уравнениями вида

$$\hat{L} = \beta_0 p + \beta_1, \quad (2)$$

где $\hat{L}$ — расчетные модули векторов системы; p — стандартная равномерная случайная величина; β_0 и β_1 — параметры.

Векторы системы имеют общее начало, которое совпадает с пространственным положением одного из месторождений, а концы векторов — с местоположением всех остальных месторождений ПС. В Каймысовской и Васюганской нефтегазоносных областях (НГО) векторные системы установлены во всех разведанных районах. Начала выделенных сис-

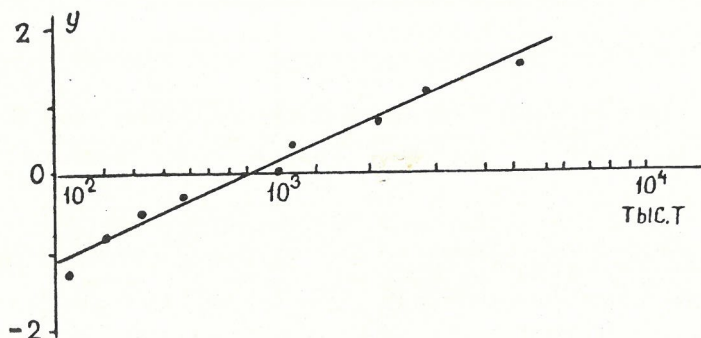


Рис. 1. Распределение запасов нефти в природной совокупности месторождений Каймысовского НГР

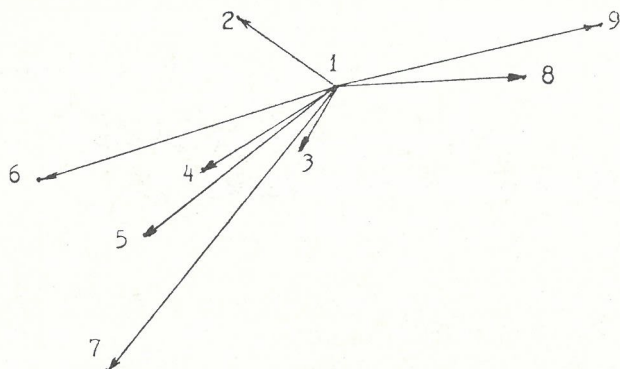


Рис. 2. Векторная система природной совокупности месторождений нефти в Каймысовском НГР, Каймысовской НГО:

месторождения: 1 — Столбовое; 2 — Олень; 3 — Озерное; 4 — Катыльгинское; 5 — Западное Катыльгинское; 6 — Первомайское; 7 — Лонгын-Яхское; 8 — Ломовое; 9 — Грушевое

тем совпадают с пространственным положением следующих месторождений: в Александровском НГР — с Проточным, Усть-Тымском — с Линейным, Средневазюганском — с Колотушным, Пудинском — с Рыбальным, Казанском — с Еллейским, Каймысовском — со Столбовым. В качестве примера одна из них показана на рис. 2, где месторождения обозначены точками, каждая из которых занимает центральное положение в контуре нефтегазоносной залежи, нанесенной на геолого-структурную карту в масштабе 1:500 000.

Уравнения, описывающие модули векторных систем, выделенных в Каймысовской и Васюганской НГО, приведены в табл. 1. Данные коэффициенты корреляции показывают, насколько хорошо согласуются между собой фактические модули векторных систем с вычисленными по найденным формулам.

Векторные системы занимают вполне определенное геолого-структурное положение. Располагаясь в сводовых и купольных поднятиях и мегавалах Каймысовском, Александровском, Средневазюганском и Пудинском, начала векторных систем тяготеют к бортам Калтогорского мегапрогиба, Нюрольской, Усть-Тымской и другим более мелким по масштабу впадинам. Залежи нефти, положение которых совпадает с началом векторных систем, всегда ниже по отношению ко всем остальным в векторной системе.

Отмеченные особенности позволяют высказать следующие предположения относительно геологических факторов, предопределивших образование векторных систем и свойственные им вероятностные закономерности, опираясь на самые общие представления по генезису месторождений нефти и газа. Первопричина формирования векторных систем — тектонические силы, последовательное действие которых привело к осуществлению главных процессов образования место-

рождений нефти и газа: генерации углеводородов (УВ), их миграции и аккумуляции. Под воздействием тектонических сил сформировались основные структуры Каймысовской и Васюганской НГО — впадины и прогибы, сводовые и купольные поднятия, перечисленные выше. В области впадин и прогибов возникли термобарические условия, приведшие к превращению органического вещества, накопившегося в процессе осадконакопления, в подвижные УВ. Началась их миграция в области более низкого давления, т.е. в соседствующие с прогибами сводовые и купольные поднятия. Тектонические силы сформировали также антиклинальные структуры, которые сыграли роль ловушек для нефти и газа, предопределив тем самым пространственное положение их залежей и месторождений. Однако не все структуры антиклинального типа явились ловушками. Наблюдается значительно больше таких структур без нефти и газа. Известны также ловушки нетектонического происхождения. По этой причине другим не менее активным генетическим фактором образования векторных систем мы считаем миграционные потоки УВ, векторы которых определялись разностью давлений, обеспечивающих движение УВ, элементами залегания и строением поровых пространств коллекторов, по которым происходила миграция. Согласно существующим представлениям об условиях миграции УВ [4], их перемещение осуществляется в неоднородно-проницаемой среде, и поэтому даже в условиях моноклинальной миграции нефти и газа происходит не в форме сплошной пластовой системы, а в виде ручейков по туннелям, расположенным в кровле коллекторов. Допускается существование в разрезе каналов максимальной проницаемости, обеспечивающих образование миграционных потоков УВ. Это дает основание предположить, что начала векторных систем пространственно совпадают с первыми ловушками, оказавшимися на пути миграционных потоков УВ из области генерации нефти и газа в область аккумуляции. По мере последовательного движения УВ вверх уже в пределах сводовых и купольных поднятий давление постепенно снижается, и происходит общее расширение миграционного потока с образованием сложной извилистой системы струй нефти и газа, о чем свидетельствует веерообразный рисунок векторных систем.

Рассмотрим процесс образования векторной системы более детально. Зафиксируем произвольную точку O и соединим ее векторами со всеми залежами $A_1, A_2, \dots, A_N$ данной природной совокупности. При извилистом ручейковом характере движения УВ от ловушки к ловушке каждый вектор системы $\vec{OA}_m$, $m=1, N$, является суммой большого числа слагаемых элементарных векторов, что иллюстрируется схемой на рис. 3.

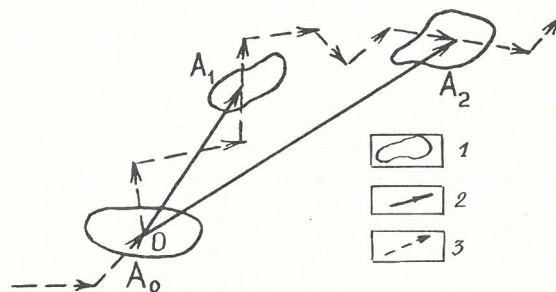


Рис. 3. Схема формирования векторной системы:

1 — залежи нефти и газа; 2 — векторы системы; 3 — элементарные векторы

1. Результаты исследования модулей векторных систем Каймысовской и Васюганской нефтегазоносных областей

НГР, в котором установлена векторная система	Уравнение функции, описывающей значения модулей векторной системы	Коэффициент корреляции
Александровский	$\hat{L} = 58p + 2$	0,9922
Усть-Тымский	$\hat{L} = 60p + 8$	0,9938
Средневазюганский	$\hat{L} = 36p + 10$	0,9944
Пудинский и Казанский	$\hat{L} = 83p + 18$	0,9903
Каймысовский	$\hat{L} = 43p + 4$	0,9969

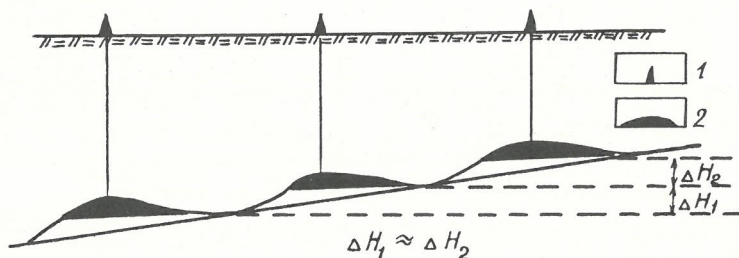


Рис. 4. Схема равномерного приращения глубин залежей нефти при пологом залегании коллектора:

1 — скважины; 2 — залежи нефти

Так как миграция УВ происходит в условиях неоднородной структуры порового пространства, то направления элементарных векторов и их модули варьируют случайным образом, а, следовательно, модули векторов системы можно рассматривать как независимые реализации некоторой случайной величины X . Возникает вопрос о распределении значений этой случайной величины.

Изучение месторождений юго-востока Западной Сибири показало, что в каждой ПС имеется только одна точка O , относительно которой модули векторов системы ПС распределены равномерно. Этой точкой оказывается самая глубокая ловушка, содержащая УВ, которая теперь может интерпретироваться как «начальная». Значения $X_m = |\vec{OA}_m|$ теперь распределены равномерно. Будем считать их пронумерованными в порядке возрастания. Тогда X_m есть m -ая порядковая статистика выборки объема N из равномерного закона, так что, как хорошо известно [4],

$$MF(X_m) = m/(N+1), m = \overline{1, N}. \quad (3)$$

Формула (3) дает право сопоставить модулям векторов системы значения $m/(N+1)$ по правилу

$$|\vec{OA}_1| < |\vec{OA}_2| < \dots < |\vec{OA}_m| < \dots < |\vec{OA}_N|,$$

$$1/(N+1) < 2/(N+1) < \dots < m/(N+1) < \dots < N/(N+1).$$

Это соответствие и лежит в основе оценки параметров β_0 и β_1 в формуле (2).

Другая не менее ярко выраженная закономерность проявляется в вероятностном распределении глубин залежей нефти и (возможно) газа, относящихся к одной ПС и одноименному продуктивному горизонту, которая описывается уравнением вида

$$\hat{H} = \gamma_0 p + \gamma_1, \quad (4)$$

где $\hat{H}$ — расчетная глубина залежей нефти, принад-

лежащих одноименному продуктивному горизонту ПС; p — стандартная равномерная случайная величина; γ_0 и γ_1 — параметры.

В качестве примера в табл. 2 приведены результаты изучения глубин залежей ПС нефтегазоносных месторождений Средне-васюганского НГР.

Установленные закономерности обеспечиваются следующими геологическими факторами: постоянным перемещением УВ вверх по коллектору; пологим залеганием продуктивного горизонта; равномерным распределением расстояний между соседними залежами.

Рассмотрим, как каждый из названных факторов влияет на подмеченную закономерность. Допуская даже весьма извилистый характер миграции УВ, но постоянно вверх, их путь можно искусственно распрямить и для большей наглядности представить в разрезе в виде наклонной прямой (рис. 4).

При существующем пологом залегании коллектора с превышениями 1—5 м на 1 км и примерно одинаковых расстояниях между соседними залежами (ловушками) нефти уменьшение глубины их залегания ΔH будет приблизительно одинаковым, как это показано на рис. 4. Вариации в расстояниях между соседними залежами при пологом залегании коллектора незначительно отражаются на изменениях глубины, тем более по отношению к глубине бурения скважин (см. табл. 2). Чем ближе залегание коллектора, тем меньше влияние расстояния на глубину залежей. В крайнем возможном случае, при горизонтальном залегании, при любом расположении скважин глубина коллектора будет постоянной. Отмеченные геометрические особенности миграции УВ и формирования залежей предопределяют равномерный закон распределения глубин залегания нефтегазоносных залежей.

Открытие векторных систем и связанных с ними вероятностных закономерностей может значительно повысить надежность выбора структур, перспективных на обнаружение нефти или газа из числа выявленных геофизическими методами. Пространственное положение нефтегазосодержащих структур должно удовлетворять уравнениям (2) и (4), описывающим установленные закономерности.

Подводя общие итоги, считаем необходимым особо отметить, что с помощью описанных закономерностей можно решать две основные задачи локального прогнозирования на завершающих этапах поисковых работ, проводимых в НГО: 1) определять число необнаруженных месторождений и оценивать ресурсы в каждом из них, 2) предсказывать структуры с залежами нефти и газа.

Решение этих задач, выполняемое с высокой заранее заданной достоверностью и точностью, может способствовать повышению результативности поискового бурения и значительному снижению числа «сухих» скважин, что ведет к сокращению сроков открытия месторождений, экономии материальных средств, улучшению экологии в нефтегазоносных районах.

2. Распределение глубины залегания нефтегазоносных залежей в Средне-васюганском НГР

Месторождение	Возраст	Глубина залежи H , м	p	Глубина H , вычисленная по уравнению, м	Относительное расхождение, %
Мыльджинское	Ю ¹ ₁	2247	0,125	2235	0,5
Средне-васюганское	Ю ₁	2270	0,250	2256	0,6
Верхне-салатское	Ю ¹ ₁	2317	0,375	2318	0
Пугалымское	Ю ¹ ₁	2352	0,500	2360	0,3
Средне-нюрольское	Ю ₁	2384	0,625	2401	0,7
Колотушное	Ю ¹ ₁	2464	0,750	2443	0,9
Ключевское	Ю ₁	2484	0,875	2484	0

П р и м е ч а н и е: уравнение описывающей прямой: $\hat{H} = 333p + 2193$; коэффициент корреляции $r = 0,990$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Ф.Н., Дмитриев Ю.Г., Ростовцев В.Н. Пути повышения результативности геологоразведочных работ на завершающих этапах изучения нефтегазоносных районов // Геологическое изучение и использование недр. М., 1995.
2. Алексеев Ф.Н., Устинов Ю.К. Вероятностная теория формирования запасов полезных ископаемых // Непараметрические и робастные статистические методы в кибернетике и информатике: Матер. VII Всесоюзного семинара. Ч. 1. Томск, 1990. С. 32—43.
3. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. — М.: Мир, 1965.
4. Семенович В.В., Высоцкий И.В., Корчагина Ю.И. и др. Основы геологии горючих полезных ископаемых. — М.: Недра, 1987.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.411.412

© Н.Е.Савва, А.А.Пляшкевич, С.Ф.Петров, 1997

Золото-серебряные и серебряные месторождения окраинно-континентальных вулканических поясов Северо-Востока России

Н.Е.САВВА, А.А.ПЛЯШКЕВИЧ, С.Ф.ПЕТРОВ (СВКНИИ ДВО РАН)

Пространственное размещение комплексного золото-серебряного и серебряного оруденения на Северо-Востоке России контролируется областями проявления вулканизма различного возраста, продукты которого преимущественно сконцентрированы в вулканогенных поясах, а также образуют ареалы в докембрийских и фанерозойских складчатых структурах. Площадное развитие характерно для палеозойских вулканических кедонской серии в пределах Омолонского срединного массива. К поясовым следует отнести позднемезозойские вулканические, сосредоточенные в поясах, некогда окаймлявших древние моря и океаны — окраинно-континентальном Уяндино-Ясачненском и островодужных — Курьинском и Олойско-Алазейском, а также альб-сеноманские — в молодом окраинно-континентальном Охотско-Чукотском поясе (рис. 1).

Эпохи золото-серебряного и серебряного оруденения. По современным данным в пределах Северо-Востока выделены три эпохи золото-серебряного и серебряного оруденения, связанные с эпохами магматической активизации [14, 18, 38]. Наиболее древняя связана с девон-карбоновой тектоно-магматической активизацией на площади Омолонского срединного массива. Один из ярких представителей золото-серебряного оруденения этой эпохи — детально изученное к настоящему времени и вовлеченное в промышленную эксплуатацию месторождение Кубака, кроме него

и Олойско-Алазейском, а также альб-сеноманские — в молодом окраинно-континентальном Охотско-Чукотском поясе (рис. 1).

Эпохи золото-серебряного и серебряного оруденения. По современным данным в пределах Северо-Востока выделены три эпохи золото-серебряного и серебряного оруденения, связанные с эпохами магматической активизации [14, 18, 38]. Наиболее древняя связана с девон-карбоновой тектоно-магматической активизацией на площади Омолонского срединного массива. Один из ярких представителей золото-серебряного оруденения этой эпохи — детально изученное к настоящему времени и вовлеченное в промышленную эксплуатацию месторождение Кубака, кроме него

Наиболее древняя связана с девон-карбоновой тектоно-магматической активизацией на площади Омолонского срединного массива. Один из ярких представителей золото-серебряного оруденения этой эпохи — детально изученное к настоящему времени и вовлеченное в промышленную эксплуатацию месторождение Кубака, кроме него

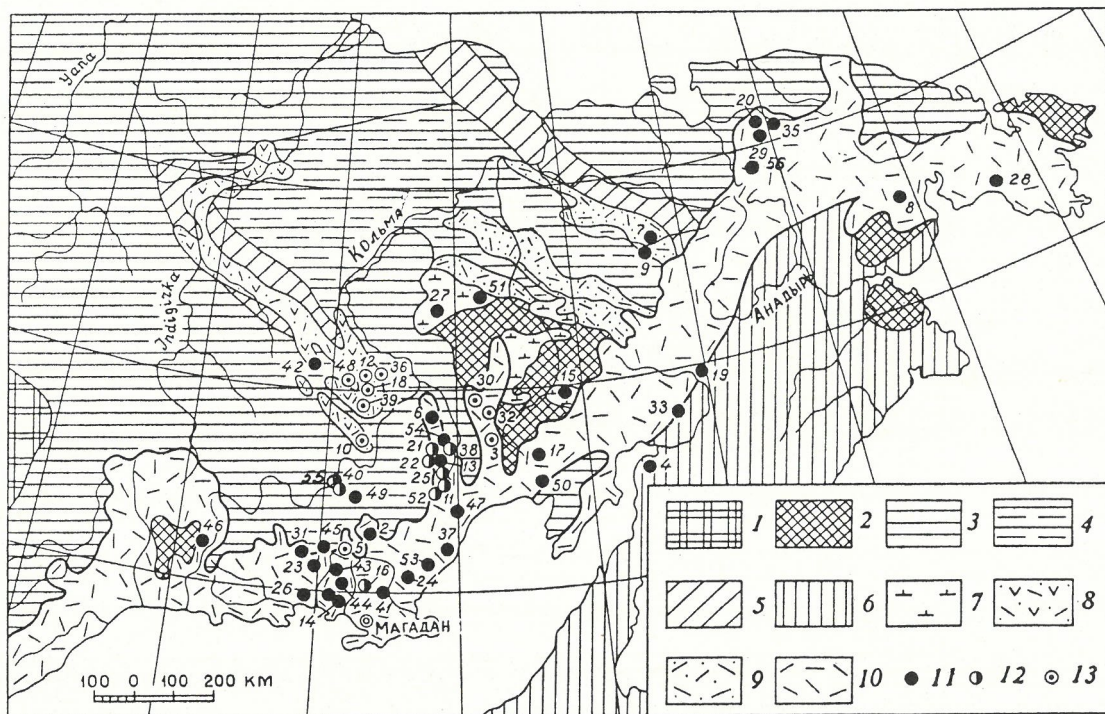


Рис. 1. Размещение эпипермальных месторождений серебра на Северо-Востоке России, геологическая основа с использованием материалов В.Ф.Белого, 1994:

1 — Сибирская платформа; Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости; 2 — срединные массивы, 3 — Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы, 4 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, 5 — краевые рифтовые зоны; 6 — Корякско-Камчатская область кайнозойской складчатости: области развития вулканогенных пород: 7 — палеозойские, кедонская серия, 8 — верхнемезозойские, Уяндино-Ясачненский пояс, 9 — Курьинский и Олойско-Алазейский пояса; 10 — альб-сеноманские, Охотско-Чукотский пояс; эпипермальные месторождения серебра различного геохимического профиля: 11 — золото-серебряные, 12 — олово-серебряные, 13 — серебро-полиметаллические; цифры на рисунке — месторождения: 1 — Аган, 2 — Агатовское, 3 — Абкитское, 4 — Амелистовое, 5 — Арманское, 6 — Арыллах, 7 — Баимское, 8 — Валунистое, 9 — Весеннее, 10 — Гай, 11 — Гольцовое, 12 — Дацитовое, 13 — Дукал, 14 — Карамкен, 15 — Кегали, 16 — Колхида, 17 — Кубака, 18 — Кунарево, 19 — Кавральяновское, 20 — Марс, 21 — Мечта, 22 — Малый Кэн, 23 — Мишистое, 24 — Нявлэнга, 25 — Невское, 26 — Ойра, 27 — Ольча, 28 — Пепенвеем, 29 — Промежуточный, 30 — Правая Визуальная, 31 — Сентябрьское, 32 — Седой, 33 — Сергеевское, 34 — Сильный, 35 — Сопка Рудная, 36 — Сфалеритовое, 37 — Теплое, 38 — Тидид, 39 — Тихое, 40 — Токичанское, 41 — Угрюмий, 42 — Урульгун, 43 — Утесное, 44 — Финиш, 45 — Флюоритовый, 46 — Хаканджа, 47 — Халали, 48 — Школьное, 49 — Эвенское, 50 — Юный, 51 — Юный, 52 — Ирча, 53 — Джульетта, 54 — Лунное, 55 — Тигрец-Индустрия, 56 — Кыплатат

можно выделить более мелкие объекты Ольча и Юный (см. рис. 1).

Позднеюрская — *неокомовая* магматическая эпоха выделена В.И.Шпикерманом [42] для центральных районов Северо-Востока России. С изверженными образованиями этой эпохи связано большинство рудных формаций мезозой. Известно сереброносное скарново-полиметаллическое оруденение, проявленное особенно широко в пределах Омутевско-Приколымской тектоно-магматической зоны (Кунаревский рудный узел). Эти руды тесно ассоциируют с вулканитами позднеюрской риолитовой формации, образование которой привело к повышению уровня дифференцированности полиметаллических руд, локальному концентрированию в них серебра и привносу селена. Типоморфная черта полиметаллических руд — повышенное содержание висмута. Из золото-серебряных месторождений, связанных с вулканитами этой формации, известно Урультунское [15]. Детальное изучение вещественного состава руд позволило отнести его к серебро-сурьмяно-мышьяковистому минеральному типу.

В *мезо-кайнозойскую* эпоху образование золото-серебряного и серебряного оруденения связано со становлением и развитием вулканогенных поясов, которые в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца подразделены на три класса: перигеосинклинальный, интрагеосинклинальный и протоорогенный [40]. В зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану перигеосинклинальные пояса образуют две гигантские системы структур: Восточно-Азиатскую окраинно-континентальных поясов (Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский, Хонсю-Корейский и Восточно-Китайский) и приматериковых вулканических дуг (Курило-Камчатская, Японская, Нансей, Алеутская). Главная роль в формировании эпitherмального благороднометалльного оруденения региона принадлежит Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу (ОЧВП). Здесь к настоящему времени выявлено наибольшее число золото-серебряных и серебряных месторождений (см. рис. 1). Основные закономерности их пространственного размещения в ОЧВП, по В.И.Гончарову, А.А.Сидорову [6], в региональном масштабе определяются наличием протяженных зон разломов глубокого заложения вдоль границ крупных структурных элементов основания пояса, а в локальном размещении важная роль принадлежит вулканоструктурам со сложным сочетанием тектоно-магматических и гидротермально-метасоматических процессов.

Типы месторождений. Как уже отмечалось, в генетическом плане золото-серебряные и серебряные месторождения описываемой провинции отнесены к эпitherмальному типу, который подразумевает определенные физико-химические параметры формирования руд [6] и характер околорудных метасоматитов [26]. Близкоповерхностные условия накладывают отпечаток, в первую очередь, на текстурные особенности руд (широкое развитие колломорфно-полосчатых текстур, ксеноморфный характер обособлений рудных минералов, микроскопические и субмикроскопические размеры их выделений). Во многом сходные по облику руды этих месторождений различаются по комплексной *геохимической специализации* — в основном это Au-Ag, Sn-Ag, Ag-Pb-Zn (см. рис. 1) и единичные Sn-Au-Ag (Карамкен — ОЧВП), Ag-As (Седой, Правая Визуальная — Омолонский массив), Ag-Sb-As (Урультун — Уяндино-Ясачненский пояс), Ag-Pb-Sb (Широкое — Кунаревский рудный узел). Широкий спектр веществ-

венной специализации эпitherмальных золотых и серебряных руд связан как с различием состава вулканогенных пород, слагающих рудоносные структуры [9], так и с металлогеническими особенностями фундамента вулканических построек.

Рудноформационная систематизация месторождений на основе концепции «базовых рудных формаций», развиваемой А.А.Сидоровым [35], представляется наиболее прогрессивной, хотя и далеко не во всем бесспорной. На сегодняшний день это единственная концепция, которая учитывает многообразие источников вещества, вовлекаемых в рудное минералообразование, и позволяет проследить развитие рудных формаций в их эволюции: от сложных недифференцированных прожилково-вкрапленных и вкрапленных месторождений, имеющих в своем составе все элементы руд данного ряда формаций, к простейшим, предельно-дифференцированным рудным месторождениям.

В пределах разнотипных и разновозрастных структур Северо-Востока России А.А.Сидоров с соавторами [36] выделили семь основных базовых рудных формаций, возглавляющих соответствующее число рудноформационных рядов. Систематика рудноформационных рядов, включающих эпitherмальные месторождения золота и серебра, на основе базовых рудных формаций приведена в таблице.

Минеральные типы руд, выделяемые по преобладающим минералам-концентраторам полезных компонентов, находятся в прямой зависимости от уровня их дифференцированности. Чем длительнее и сложнее история формирования месторождений, тем выше уровень дифференцированности руд и концентрация полезных компонентов в преобладающих минеральных видах, что наиболее контрастно отражено в минералах Ag [31]. Так, в рудах полиэтапных месторождений (Дукат, Нявленга, Седой и др.) преобладают самородное серебро и акантит (Ag 80—100 %), полистадийных (Карамкен, Джульетта, Сентябрьское и др.) — канфилдит, стефанит, полибазит (Ag 55—75 %), моностадийных (месторождения Паляваамской зоны разломов) — миаргирит, фрейбергит (Ag 18—50 %). К высокодифференцированным можно отнести также руды золото-серебряных месторождений Омолонского срединного массива (Кубака, Ольча, Юный и др.), формирование которых связано с наиболее древней девон-карбоновой магматической активизацией, возможно, здесь на уровень дифференциации влияют более длительная пострудная эволюция земной коры и более стабильный режим формирования месторождений [30].

Главные рудные районы. *Дукатский Ag-рудный район* расположен в Омсукчанском рифтогенном прогибе, представляющем собой орогенную межгорную впадину, наложенную в позднеюрское-меловое время на складчатые структуры верхоянского комплекса, заполнявшуюся вулканогенными образованиями синхронно с формированием ОЧВП. Оруденение локализовано в вулканоструктурах, расположение которых контролируется пересечениями глубинных разломов.

До конца 60-х годов прогиб считался типичной оловорудной провинцией, в которой преобладающими являлись касситерит-силикатный и касситерит-силикатно-сульфидный малоглубинные типы оруденения, с отчетливо выраженной сереброносностью поздних сульфидных парагенезисов. Открытие Т.И.Иевлевой в 1968 г. крупного Дукатского месторождения дало толчок новому направлению поисковых работ. К настоящему времени на территории

Базовая рудная формация	Литологический и структурный контроль оруденения, связь с магматизмом и рудовмещающими метасоматическими формациями	Рудные формации ряда	Примеры месторождений
Медно-порфировая (медно-молибденовая)	В парагенезисе с натровыми и калинатровыми монцитонитовидными разностями тоналит-диоритовой формации; с пропилитами и гидротермальными кварцитами	Полисульфидная — золото-серебряная—сурьмяно-ртутная—ртутная	Нявленга, Сергеевское, Дацитовое, Ольча, Баимка
Олово-порфировая	С интрузиями лейкократовых гранитоидов габбро-диорит-гранодиорит (адамеллит)-гранитной серии; с пропилитами и вторичными кварцитами по вулканитам риолит-дацитового ряда	Золото-серебряная—олово-серебряная — золото-редкометаллическая	Малый Кэн? Колхида, Хета, Токичанское, Угрюмий, Карамкен?
Золото (серебро)-сульфидноокрашенная	Сульфидизированные зоны динамометаморфизма и гидротермально-метасоматической проработки площадных ореолов сульфидизации	Золото-сульфидно-кварцевая — золото-серебряная — сурьмяно-ртутная	Сопка Рудная, Школьное, Марс, Эвенское, Сильный, Кыплатап
Залежей массивных сульфидных руд	Туфы, туфоалевролиты с прослоями глинистых сланцев; вулканоплутонические ассоциации риолитового и фельзориолитового состава	Серебро-полисульфидная—золото-серебряная—серебро-сурьмяная	Дукат, Тидид, Агатовское, Гольцовое, Арыллах
Скарновая	Известковистые толщи в зонах тектоно-магматической активизации с широко проявленным кислым интрузивным магматизмом	Полисульфидная — серебро-полисульфидная—серебро-свинцово-сурьмяная	Кунарево, Теплый, Сфалеритовый, Верхне-Арманское, Широкий
Барит-полиметаллическая	С известковистыми толщами в зонах тектоно-магматической активизации и вулканоплутоническими ассоциациями основного ряда	Полисульфидная — золото-серебряная—баритовая	Кубака? Дубль
Пятиэлементная	С железистыми кварцитами и последующей тектоно-магматической активизацией	Уран-свинцово-серебряная — серебро-полисульфидная — серебро-мышьяковая—серебро-сурьмяная	Седой, Правая Визуальная

Примечание: курсивом выделены рудные формации золото-серебряных и серебряных месторождений в каждом ряду, примеры приведены для них.

выявлено несколько десятков рудопроявлений серебра, среди них промышленно значимые Гольцовое, Тидид, Арыллах, Луна, которые будут вовлекаться в эксплуатацию параллельно с отработкой месторождения Дукат.

Характеристике самого месторождения Дукат посвящены многочисленные статьи и работы [5, 33, 41]. Его положение определяется приуроченностью к гигантской вулканотектонической депрессии (15×40 км) сложного строения. На глубине 1000—1300 м под месторождением скважинами вскрыт крупный батолит субщелочных гранитов (возраст по рубидий-стронциевой изохроне 82±4 млн. лет). Месторождение имеет сложную и длительную историю формирования. Ранний этап оруденения связан с субвулканами раннемелового возраста преимущественно риолитового и фельзориолитового составов, поздний — с внедрением в позднем мелу плутона, который вызвал мощный метаморфизм и дифференциацию руд раннего этапа, почти полностью уничтожив блеклые руды и сульфосоли.

Рудные тела представлены протяженными (1,5—2 км) зонами, включающими стволые жилы мощностью 5—10 м с ореолом оперяющих их прожилков. В составе руд раннего парагенезиса преобладают кварц, адуляр, хлорит, пирит, галенит, сфалерит, пираргирит, блеклые руды; в позднем — среди жильных наряду с кварцем широко развиты скарновые минералы: родонит, эпидот, гранат, бустамит, реже гельвин; из рудных преобладают акантит и самородное серебро, регенерированные полисульфиды, гринокит. В незначительных количествах присутствуют экзотические минералы серебра в широком видовом спектре, выявленные и детально описанные группой под руководством М.С.Сахаровой [41]. По составу руды существенно серебряные (Au:Ag 1:2000), с высокой степенью сульфидности 5—25 %. Большое количество Ag сосредоточено в

пирите. Главные концентраторы Ag — акантит и самородное серебро, содержащее до 5 % Au. Среднее содержание Ag в рудах около 400 г/т.

В целом для рудного района характерны приуроченность рудных узлов к вулканотектоническим депрессиям, высокая сульфидность руд большинства месторождений, значительное преобладание Ag над Au.

Влияние оловянной металлогенической специализации слабо отразилось на дукатских рудах (примеси Sn в поздних сульфидах), но позднемеловое Ag-Pb-Zn оруденение Омсукчанского прогиба в целом, вероятно, является завершающим генетический ряд оловорудных формаций [23, 24, 27]. Оно представлено многочисленными мелкими месторождениями и точками минерализации, как правило, содержащими в рудах широкий спектр сульфидно-тимонитов Ag и стannин. Оловянное и серебряное оруденения района связываются с риолит-гранитной ассоциацией позднего мела, а три главных парагенезиса рудной стадии — кварц-турмалин-касситеритовый, кварц-хлорит-касситеритовый и сульфидный, проявляясь с разной степенью интенсивности, определяют в данном случае и формационную принадлежность месторождений. Эпитермальные серебряные руды Дукатского рудного района и всего Омсукчанского прогиба обладают характерными признаками рифтогенной природы — повышенными марганцовистостью, сульфидностью, кадмиеносностью [1].

Карамкенский Au-Ag-рудный район расположен в 100 км от г. Магадан, поэтому, несмотря на относительно небольшие запасы руды Au-Ag рудника Карамкен, здесь достаточно быстро было организовано горнодобывающее предприятие и создан уникальный по технологии комплекс для производства золото-серебряного концентрата. Кроме Карамкена, в районе разведаны мелкие Au-Ag и сереброносные месторождения: Утесное, Аган, Финиш, Колхида,

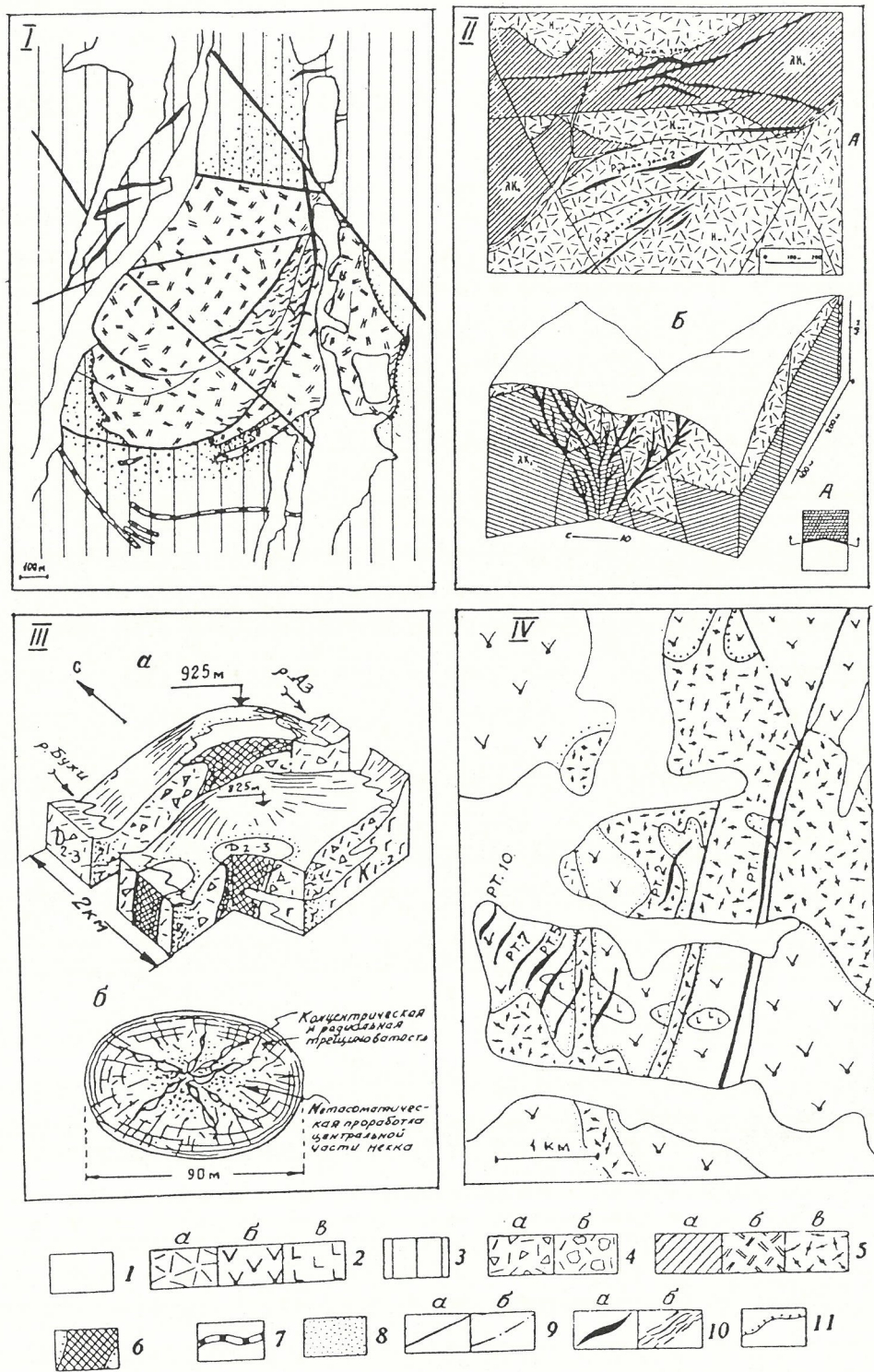


Рис. 2. Примеры геологического строения эпITHERМАЛЬНЫХ Au-Ag и Ag месторождений Северо-Востока России:

I — геологическая схема рудного поля Тигре-Индустрия (по материалам Ю.П.Карелина, А.И.Бельцова, Л.С.Киселевой); II — рудное поле месторождения Кыпалап (А — геологическая схема, Б — блок-диаграмма) (по материалам Кыпалапского ГСО Чаунского ГГП); III — месторождение Юное (а — блок-диаграмма, б — морфология рудного тела); IV — геологическая схема рудного поля Кегали (по материалам Е.Г.Пескова); 1 — четвертичные отложения; 2 — стратифицированные нижне-верхнемеловые вулканогенные накопления (а — туфы и игнимбриты риолитов, б — трахиандезитодациты, в — андезитобазальты); 3 — верхнепермские песчано-сланцевые отложения тасской свиты; 4 — средне-позднедевонские покровы туфов (а) и туфобрекций (б) риолитов; 5 — верхнемеловые субвулканические тела трахириолитов (а), гранит-порфиров (б) и трахириодацитов (в); 6 — субвулканические тела риолитов среднего-позднего девона; 7 — дайки грейзенизированных гранодиорит-порфиров позднего мела; 8 — зоны контактовых изменений; 9 — тектонические нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 10 — рудные тела (а — жилы, б — жильные зоны); 11 — границы субвулканических тел

Хета, Угрюмый. Месторождения локализованы в крупной Арманской вулканоструктуре, детально описанной Р.А.Ереминым [8], а также в примыкающих к ней Угрюминской, Сетесьми-Неорчанской и Колхидской структурах.

Р.Б.Умитбаевым [38] Арманская вулканоструктура отнесена к трещинному типу. Она имеет треугольные очертания и занимает площадь около 600 км², выполнена мощной толщей риолитов и обрамлена вулканитами среднего и основного составов альб-сеноман-туронского возраста. Золото-серебряные проявления расположены вдоль Карамкено-Утеснинской зоны разломов и ассоциируют с субвулканическими телами.

Месторождение Карамкен изучено А.А.Красильниковым с соавторами [11]; Л.Н.Пляшкевич [26]; А.Н.Некрасовой, Г.П.Деминим [17]. Оно локализовано на юго-восточном фланге Арманской вулканоструктуры в вулканических породах среднего состава поздне-мелового возраста. По структуре, морфологии рудных тел и оловоносности руд месторождение обнаруживает определенное сходство с месторождением Потоси (Центральная Боливия), но от типичных оловопорфировых отличается заметно более высокой золотоносностью руд и может быть отнесено к полиформационному Sn-Au-Ag типу [16]. Жильные рудные тела протяженностью 700—800 м сложены ритмичными и колломорфно-полосчатыми существенно кварц-адуляровыми агрегатами с тонкими черными ритмами рудных минералов, среди которых преобладают пирит, электрум, полибазит, селеностефанит и селенистый канфильт. Характерна четкая вертикальная зональность, которая фиксируется по изменению метасоматических фаций, снижению роли селена в рудах, а также по появлению на нижних горизонтах игольчатого касситерита, вследствие чего Sn достигает промышленных концентраций — до 3 %. Сульфидность руд низкая (не более 1 %), средняя пробность электрума 780 ‰, Au/Ag колеблется от 1:3 до 1:100. Среднее содержание Au в рудах 25, Ag — 78 г/т. Золото, определяющее

промышленную ценность Карамкенских руд, представлено электрумом (570—650 ‰) и кюстелитом (130—250 ‰), в составе золотосодержащих фаз устанавливаются микропримеси Se, Cu, Hg. К настоящему времени месторождение практически отработано.

Тенькинский рудный район, территориально совпадающий с зоной Тенькинского глубинного разлома, известен как золото- и оловоносный и является одним из старейших горнодобывающих районов Северо-Востока, занимая промежуточное положение между Адыча-Тарынской на севере и Карамкено-Утесинской на юге металлогеническими зонами с серебряной и олово-серебряной специализациями. Он граничит с Тас-Кыстабытской оловоносной площадью [12].

В пределах района известны эпitherмальные сереброносные мелкие месторождения и проявления, обладающие всеми признаками оруденения градиентной зоны [13] и в то же время определенной спецификой. По преобладающей в рудах серебряной минерализации выделено два типа оруденения [22, 23].

Первый, представленный кварц-карбонатно-сульфидными и кварц-сульфидными жилами и линзовидными телами, размещенными в осадочных пропилитизированных породах, может быть отнесен к олово-серебряному формационному типу (месторождения Тигрец-Индустрия, рис. 2, А, I; Токичанское). Основными носителями серебра и олова в высокосульфидных полиметаллических рудах являются канфилдит, Fe-фрейбергит, в меньшей степени пираргирит, станнин и игольчатый касситерит. Полисульфидный этап продуктивен и на Ag, и на Sn, а игольчатый касситерит интерпретируется как результат распада тиллита. Руды в целом близки по своим характеристикам к оруденению синанчинского типа в Приморье. При этом они могут носить существенно колчеданный характер (обилие пирротина и вторичных гипогенных дисульфидов Fe в рудном поле Тигрец-Индустрия).

Второй тип серебряного оруденения еще более специфичен и представлен адуляр-кварцевыми и кварцевыми, часто с пластинчатым кальцитом жилами, содержащими вкрапленность селеноканфилдита, являющегося главным рудным минералом, иногда в сростаниях (структуры распада) со станнином и незначительной мелкой вкрапленностью обычных сульфидов. Эти руды являются более поздними, чем олово-серебряные, и представляют наиболее молодое серебряное оруденение района.

Оба типа оруденения связываются с позднемеловым-раннепалеогенным этапом развития ОЧВП; первый развивается в генетическом ряду оловорудных формаций, второй же, возможно, является завершающим гомологом золото-серебряного ряда.

Южно-Омолонский рудный район расположен не только на южном фланге Омолонского массива, но и на прилегающей к нему с юго-запада территории Охотского отрезка ОЧВП. Наиболее крупный промышленный объект этого района — Au-Ag месторождение Кубака — в настоящее время вводится в эксплуатацию, кроме него разведаны запасы Эвенского месторождения и выявлено около 20 более мелких рудопроявлений: Дубль, Иняга, Орлиное, Гриша, Елочка и др.

Месторождение Кубака открыто при проведении поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 под руководством Н.А.Усачева. Его образование связано с девон-карбоновым проявлением андезитового вулканизма на площади Омолонского срединного мас-

сива. Месторождение приурочено к кальдере обрушения [10], в которой вертикальное смещение составляет, по данным буровых и геофизических работ, 450—500 м. Здесь четко проявлен литологический контроль оруденения, рудные тела приурочены к трахидацитовому субвулкану. Среди морфологических типов рудных тел преобладают жилы выполнения и зоны штокверкового типа. Протяженность жил до 500 м, мощность 3—20 м, по падению они образуют пучок, сходящийся в единую рудную зону.

В рудах месторождения установлено более 70 минералов [30, 37], но лишь кварц (в т.ч. халседон), адуляр, карбонаты и самородное золото составляют более 99 % всей рудной массы. Спорадически отмечены высокие содержания барита и флюорита (рудное тело 8). Для руд характерна исключительно низкая сульфидность — менее 0,1 %, участие в их формировании коллоидных золота и кремнезема, резко-градиентные термодинамические условия, высокая неоднородность минеральных фаз, Au/Ag 1:1. Пробность самородного золота 680—850 ‰. Руды содержат в г/т: Au 30—275; Ag 25—350 (среднее 45 и 48 г/т соответственно).

Быстрое вовлечение в эксплуатацию месторождения Кубака определяется легкой обогатимостью руд и высокими концентрациями полезных компонентов.

Кунаревский рудный район расположен в Уяндино-Ясачненском вулканическом поясе в южной части Омуревского поднятия. В районе выявлено более 10 рудопроявлений, в различной степени сереброносных; помимо Pb, Zn многие из них специализированы на Bi. По предварительной оценке, масштаб оруденения этого рудного района сопоставим с Тетюхинской (Дальнегорской) группой месторождений, во многом они близки и по геолого-структурной позиции. В настоящих экономических условиях отработка комплексных Ag-Pb-Zn руд в регионе с плохо развитой дорожно-транспортной сетью не рентабельна, и месторождения не эксплуатируются.

Большая часть месторождений района описана В.И.Шпикерманом [42]. Оруденение локализуется в овально-кольцевой вулканоструктуре, размером 10×20 км, имеющей двухъярусное строение. Нижний ярус, слагающий цоколь вулканоструктуры, представлен терригенно-карбонатными толщами палеозоя, верхний — вулканогенно-осадочными породами юры. Магматические породы представлены верхнемезозойскими субвулканическими штоками андезитов, диоритов, гранит-порфиров, трахириолитов. Основной морфологический тип рудных тел — пологолежачие и крутопадающие рудные залежи. Зональность размещения оруденения связана с надвигом интрузивным положением центральной части рудного района.

Серебросодержащие полисульфидные руды большинства месторождений района представлены сульфидизированными гранат-эпидотовыми и гранат-генденбергитовыми скарнами. Основная часть серебра в месторождениях Кунарево, Теплое, Верхнесфалеритовое, Хрустальное сосредоточена в сульфидах — галените, сфалерите, халькопирите, пирротине, реже в блеклой руде (Ag до 18 %). В рудах содержания Ag достигают 800 г/т.

Для руд района характерен наложенный Ag-Cu-Bi парагенезис, генетически связанный с трещинным вулканизмом порфирового типа в центре структуры. Типичный представитель Cu-Ag порфирового оруде-

нения — месторождение Дацитовое, где рудная минерализация локализуется в сложноветвящихся жилах и образует вкрапленность сульфидов, среди которых преобладают пирит и халькопирит. Здесь заметно повышается серебристость руд за счет широко развитых селенистых разновидностей минералов ряда викингит — ширмерит (Ag 9—11 %; Se до 6 %). Содержание Ag в рудах 10—700 г/т.

К северо-западу от Дацитового в породах нижнего структурного этажа расположено месторождение Широкое, кварц-карбонат-сульфидные штокверки которого образуют плащеобразную залежь. В состав руд входят кварц, кальцит, галенит, сульфоантимониты свинца, сфалерит, пираргирит, бетехтинит, акантит, овихит, самородное серебро. Содержания Ag в богатых рудах достигают 1100 г/т.

Оруденение подобного типа установлено в Верхнеарманском районе, но оно локализовано в более молодых верхнетриасовых известняках и уступает Кунаревскому по масштабам.

В 50 км к юго-западу от Верхнеарманского рудного узла расположено небольшое экзотическое Ag-Te-Bi рудопроявление Ключа Флюоритовый [28], локализованное в субвулканическом теле риолитов. Рудные штокверковые тела сложены, помимо кварца и флюорита, теллуризмутитом, тетрадимитом, жозеитом «А», волинскитом, гесситом. Самородное золото пробностью 680 ‰ встречено только в шлиховом ореоле. Содержание Ag в рудах 170—500 г/т.

Среди Au-Ag месторождений, расположенных в относительно доступных районах, можно выделить перспективные месторождения Нявленга, Джульетта, Сентябрьское, локализованные во внешней зоне Примагаданского отрезка ОЧВП. Все они относительно древнее большинства месторождений ОЧВП, т.к. локализованы в вулканогенных породах раннемелового возраста. Их территориальная приуроченность к зоне влияния различных металлогенических поясов — Яно-Колымского (Au), Кони-Пьягинского (Cu-Mo) и Балыгчанского (Ag-Pb-Zn) — отражена на составе руд, в формировании которых принимают участие несколько источников вещества, придавая им своеобразие — высокую сульфидность, повышенную золотистость, широкий видовой спектр Cu-Ag колчеданов [39]. Руды месторождений Нявленга и Джульетта испытали термометаморфизм при пострудном внедрении интрузий гранитоидов, что привело к высокой дифференцированности руд, локальному концентрированию их полезных компонентов [20, 44]. На нижних горизонтах Нявленгинского месторождения отмечено широкое развитие высокопробного золота (850—900 ‰), а на месторождении Джульетта, на участках рудных тел, испытавших термометаморфизм, отмечены бонанцы с ураганными содержаниями Au до 800 г/т, Ag до 28 кг/т.

Наиболее перспективный объект из вышеуказанных — Au-Ag месторождение Джульетта, расположенное на побережье Охотского моря (бухта Пестрая Дресва). Геологическое изучение месторождения осуществлялось Н.В.Григорьевым, Ю.И.Радченко, С.Ф.Стружковым, О.Б.Рыжовым; первые сведения о минералогии руд были получены исследовательской группой МГУ под руководством М.С.Сахаровой.

Оруденение приурочено к юго-восточному флангу Сарманской кальдеры и локализовано в вулканогенно-осадочных образованиях раннемелового возраста. Рудные тела представлены жильными зонами сложного строения мощностью 7—10 м и протяжен-

ностью до 800 м. Предварительной разведкой выявлено девять зон. Руды колломорфно-полосчатого строения сложены кварцем, адуляром, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, полибазитом, селенистым полибазитом, стефанитом, маккинстриитом, акантитом, самородным серебром, кюстелитом, электрумом. Сульфидность руд 5—30 %, Au/Ag 1:5, содержание Au в рудах 30—40, Ag 200—400 г/т.

Значительным рудным потенциалом обладают Au-Ag и Ag месторождения неосвоенных площадей Омолонского срединного массива, и среди них, в первую очередь, можно назвать месторождение Ольча — близкий аналог Кубаки, приуроченное к вулканоструктуре кальдерного типа девонско-каменноугольного возраста. При общем высоком сходстве с Кубакинским месторождением руды Ольчи отличаются более высокой сульфидностью и пониженным золото-серебряным отношением (Au/Ag 1:4).

Второй интересный и важный тип — серебро-карбонатные россыпеобразующие месторождения Ag, локализованные в протерозойских-нижнепалеозойских известняках в связи с мезозойской магматической активизацией (Конгинская ветвь ОЧВП) — Вист, Седой, Правая Визуальная, Ушельное и др. [29]. Именно на этих, относительно молодых эпitherмальных месторождениях изотопным анализом Pb однозначно доказано вовлечение в рудообразование вещества пород фундамента вулканических построек. Модельный возраст Pb из сереброносных жил Седого 767 млн. лет, Правой Визуальной — 1577 млн. лет. Руды месторождений — скарново-полисульфидные с поздним карбонатным прожилкованием и широким развитием Со-леллингита и Ni-пирита. Среди минералов Ag преобладают тонкие минеральные смеси Ag-Sb и Ag-As сульфосолей. Содержание Ag в рудах до 2500 г/т. В шлиховых ореолах постоянно присутствует самородное серебро, образующее россыпи, в которых отмечаются его крупные самородки (до 850 г). Генезис шлихового самородного серебра связывается с поствулканическими горячими источниками и карстовым выщелачиванием в известковистых толщах [19].

Среди россыпных проявлений Омолонского срединного массива интересна россыпь в бассейне р. Туманная (Кедонское поднятие), где геологами Северо-Эвенского ГПП в верховьях одного из водотоков найдены крупные самородки существенно гесситового состава. Масса отдельных достигает 10 кг. Коренные источники этого типа минерализации пока не установлены. Водотоками дренируются девонские вулканогенные образования, в которых известны мелкие Au-Ag рудопроявления и месторождение аметистов.

К нетрадиционному типу Au-Ag месторождений на Омолонском срединном массиве следует отнести месторождение Юное, расположенное на Кедонском поднятии (левобережье р. Астрономическая). Его своеобразие состоит в том, что рудная минерализация локализована в трубчатых телах — некках риолитов небольшого диаметра 90—200 м, в которых при рудообразовании были широко развиты процессы самоэкранирования флюида стенками некков, что привело к мощной гидротермальной проработке их осевых частей. Здесь не образуются протяженные рудные тела, в их сложении отсутствует адуляр, хотя адуляризация риолитов, слагающих некки, проявлена интенсивно. Оруденение ориентировано вдоль концентрической флюидалности, параллельной

стенкам неков, а также размещено в радиальных трещинах, имеющих раздувы 30—40 см (см. рис. 2, III). Руды сложены халцедоновидным кварцем и тонкополосчатыми колломорфными скоплениями рудных минералов, среди которых преобладают пирит, галенит, электрум, кюстелит, акантит и ютенбогардит (Au-Ag сульфид). В незначительных количествах присутствуют карбонат, цеолит, сфалерит, халькопирит, агиларит, пирсеит, арсенопирит. Сульфидность руд 1—5 %, Au/Ag 1:10 — 1:100, средняя пробоность 600 ‰ (дисперсия 215—815 ‰). Из россыпи, образовавшейся за счет разрушения неков, извлечено 900 кг золота.

В восточном обрамлении Омолонского срединного массива известны Баимский рудный узел и месторождение Кегали.

Баимский рудный узел приурочен к Олойской эвгеосинклинальной зоне вблизи границы с ОЧВП [7]. Оруденение локализовано в нижнеюрских — верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложениях и прорывающих их интрузивных и субвулканических телах монзонитоидов и сиенодиоритовых порфириров. Для узла характерна сложная блоковая тектоника, контролирующая размещение рудных тел преимущественно жильной морфологии. На северном фланге узла в долинах водотоков, дренирующих Находкинское рудное поле, установлены россыпи высокопробного золота. Здесь преобладает прожилковое оруденение, типичное для Cu-Mo-порфировой формации. Руды сложены синевато-серым криптозернистым кварцем с тонковкрапленным молибденитом и гнездами пирита, халькопирита, марматита, кубанита, борнита, халькозина и серебросодержащей блеклой руды. Самородное золото ассоциирует с халькопиритом и халькозином. Au/Ag колеблется от 1:5 до 1:15. Au-Ag оруденение развито в пределах центрального блока рудного узла (Веснинское рудное поле). Жилы выполнения с характерными колломорфно-полосчатыми текстурами сложены кварцем, родохрозитом с тонкими ритмами рудных минералов, среди которых преобладают пирит, галенит, сфалерит, гематит, шапбахит. Au-Ag минерализация представлена электрумом, кюстелитом, пирсеитом, акантитом. Au/Ag 1:22. В южном блоке рудного узла, наименее эродированном, проявления рудной минерализации отмечены в виде сети лестничных кварцевых жил с гематитом, магнетитом, золотом и серебросодержащим пиритом.

Месторождение Кегали открыто Б.Г.Жулановым при проведении геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 (1973—1974 гг.) под руководством Е.Г.Пескова. В поисковых работах масштаба 1:50 000 принимали участие В.Н.Ведерников, В.А.Сурчилов. Месторождение расположено в Гижигинском прогибе, огибающем с юго-востока Омолонский срединный массив. Рудообразование тесно сопряжено с развитием ОЧВП. Рудное поле сложено вулканогенно-осадочной толщей трахиандезитов, трахиандезитоацитов, андезитобазальтов позднемелового возраста. В центральной части расположено субвулканическое тело риодацитов. Рудные тела представлены мощными (до 5 м) жилами выполнения с сетью опережающих прожилков протяженностью 0,5—2,5 км, локализованными как в девонских трахириодацитах, так и в игнимбритах риодацитов раннемелового возраста (рис. 2, IV). В рудах отчетливо выделяются два парагенезиса: золото-гессит-теллуридно-висмутый, приуроченный к более низким гипсометрическим отметкам, и развитый выше электрум-акантито-

вый с сульфоантимонитами Ag, а также сульфидами Pb, Zn, Cu. В целом сульфидность низкая (не более 5 %), Au/Ag 1:10—1:70. В штучных пробах отмечаются ураганные содержания полезных компонентов — Au до 2, Ag до 140 кг/т. Месторождение перспективно и может быть доизучено и вовлечено в эксплуатацию. Зимняя дорога протяженностью около 100 км связывает его с Кубакой.

Площадь Чукотской ветви ОЧВП исследована менее детально. Здесь выявлены отдельные рудные узлы и единичные рудоносные вулканоструктуры, позволяющие лишь в общих чертах привести типизацию Au-Ag и Ag оруденения территории. Ни одно из разведанных месторождений горнорудными предприятиями не эксплуатируется ввиду плохого развитой транспортной сети и отсутствия необходимой перерабатывающей базы.

В Анадырском секторе ОЧВП за последние десятилетия установлены месторождения и рудопроявления, группирующиеся в протяженную (до 400 км) цепочку, контролируемую одноименным глубинным швом. Au-Ag объекты, наследующие Cu-Mo специфику внутренней зоны, локализуются в ядерных частях или на периферии крупных структур проседания, осложненных многочисленными разрывными нарушениями. Рудные тела представлены жилами (рудопроявления Малый Пеледон, Серовское, Иргуней), жильными зонами (рудопроявления Березовское, Энмываам) и минерализованными зонами дробления (месторождения Горностаевское, Сергеевское) разных протяженности и мощности [43]. Среди полезных компонентов в рудах преобладают электрум, сульфосоли (пираргирит, полибазит и др.) и селениды Ag. Au/Ag составляет в рудах 1:30—1:100, что, по-видимому, определяется более основным характером магматизма Анадырского сектора [2] по сравнению с секторами Примагаданского отрезка ОЧВП.

Степень изученности Центрально-Чукотского сектора несколько выше в связи с открытием в конце 50-х годов на северном замыкании Пегтымельского вулканотектонического прогиба Au-Ag месторождения Сопки Рудной и других более мелких проявлений, что вызвало всплеск геолого-поисковых работ. В структурном плане оруденение приурочено к Паляваамской и Верхнепегтымельской зонам разломов, которые рассекают прогиб с юго-востока на северо-запад и примыкают в Чукотскую складчатую систему [34]. Au-Ag минерализация локализована как в зонах окварцевания и адуляризации среди вулканогенных накоплений кислого состава (месторождение Сопки Рудной), так и в крупных жилах среди песчано-сланцевых осадочных толщ (рудопроявление Промежуточный). Промышленно значимые минералы включают электрум, сульфосоли Ag (пираргирит, миаргирит) и серебросодержащие блеклые руды (фрейбергит). Повсеместны высокие концентрации As и Sb, вызванные присутствием в рудных телах гнездовых и прожилковых выделений арсенопирита и антимонита. Au/Ag в рудах 1:10—1:500 и менее. Сульфидность их сильно варьирует в зависимости от уровня эрозионного среза.

Несколько иной минеральный тип месторождений, но также с повышенными концентрациями As и Sb, установлен в начале 90-х годов на северо-западном крыле Пегтымельского прогиба. Рудопроявление Кыплатап расположено на стыке западной части Пыкарваамской депрессии с Верхнемилыгуе-

емской кальдерой. Вмещающие породы подвергнуты метасоматозу кварц-серицитово-фаци. Au-Ag оруденение сосредоточено в монокварцитовых телах, развитых по субвулканическим трахириолитам и перекрывающей их туфоигнимбритовой толще того же состава. В их ядрах локализованы стержневые гидрослюдисто-кварцевые, адуляр-гидрослюдисто-кварцевые и кварцевые жилы, иногда зоны прожилкования мощностью 2—3 м и протяженностью до 1,5 км (см. рис. 2, II). Главными полезными минералами руд являются акантит, полибазит, часто с примесью Se (до 2 %) и стефанит. Спорадически отмечаются пираргирит, агвиларит, кюстелит (Au 315 ‰) и самородное Ag. В процессе рудоотложения выделены четыре стадии — арсенопирит-пирит-кварцевая, сфалерит-халькопиритовая, полибазит-акантитовая (главная продуктивная) и марказит-карбонатная. Особенность руд заключается в преобладании метасоматических жил замещения над жильными телами выполнения, очень низкой сульфидности руд (менее 0,5 %) и преобладании акантита над другими продуктивными минералами. Среднее Au/Ag по рудопроявлению 1:450. Максимальные зафиксированные содержания в рудах Au 15, Ag 4500 г/т.

В пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны на северо-восточном замыкании ОЧВП известны единичные рудные поля с потенциально промышленным оруденением (Валунистый, Пепенвеем). Геологическая особенность многих вулканоструктур — заложение их на жестком дорифейском фундаменте Эскимосского массива. Au-Ag минерализация в рудных полях обычно тяготеет к узлам пересечения разломов субмеридионального и северо-восточного простирания в ядрах локальных экстрезивно-купольных структур. Рудные тела — это жилы (месторождения Валунистый, рудопроявления Шах, Жильный), жильные и прожилково-метасоматические зоны (месторождение Пепенвеем), штокверки (Валунистый). Продуктивные рудные минералы представлены акантитом, штроейеритом, полибазитом, агвиларитом, электрумом, самородным Ag [3, 4]. Здесь также известны существенно полиметаллические скарновые проявления (Энпыльханское, Сердце-Камень и др.), локализованные на контактах позднемеловых интрузивно-субвулканических тел с палеозойскими известняками чехла Эскимосского массива и несущие серебряное оруденение. Содержание Ag в них достигает 170 г/т, что связывают с повышенной сереброносностью галенита, присутствием сульфосолей Ag и Au-Ag фаз [43].

Приведенный краткий обзор эпитермального золото-серебряного и серебряного оруденения, тесно сопряженного со становлением и развитием окраинно-континентальных вулканогенных поясов, охватывающих почти треть территории, позволяет с уверенностью говорить о высоком минерально-сырьевом потенциале региона на эти виды полезных ископаемых.

Широкое разнообразие геохимических типов эпитермальных Au-Ag и Ag месторождений и минеральных типов их руд, отражает гетерогенность пород основания и магматических формаций вулканических поясов. Детальное изучение этих объектов представляет большой интерес не только для горнодобывающей промышленности, но и для решения фундаментальных проблем тектоники, металлогении, петрологии и минералогии уникальной части нашей планеты.

Освоение Au-Ag и Ag месторождений только начинается. Выявленные к настоящему времени месторождения не дают полного представления обо всех богатствах Северо-Востока. На его бескрайних просторах еще множество слабо опоискованных, труднодоступных территорий, где возможно открытие крупных по запасам месторождений. Особого внимания заслуживают Чукотская ветвь ОЧВП, центральная и северная территории Омолонского срединного массива, Корякия. Представляется, что новые открытия и находки станут возможными при условии восстановления здесь разветвленной геологической службы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 16289а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Е. Зарубежные месторождения серебра. — М.: Недра, 1992.
2. Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М. 1:1 500 000. Объяснительная записка. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. — Магадан, 1981.
3. Берман Ю.С., Найбородин В.И. Вторичные кварциты и золото-серебряное оруденение Пепенвеемского рудного поля // Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967. С. 117—120.
4. Берман Ю.С., Тренина Т.И. Золото в золото-серебряных рудопроявлениях Чукотки и связанных с ними россыпях // Тр. ЦНИГРИ. М., 1968. Вып. 79. С. 142—152.
5. Бростовская В.Г., Гончаров В.И., Еремин Р.А. и др. Существенно серебряное месторождение золото-аргентитового типа // Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1974. Вып. № 21. С. 95—100.
6. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. — М.: Наука, 1979.
7. Гулевич В.В. Субвулканические образования и оруденение в бассейне р. Баймки // Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1974. Вып. № 21. С. 108—116.
8. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. — Новосибирск: Наука, 1974.
9. Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. — М.: Наука, 1986.
10. Котляр И.Н., Караваева Н.И., Милов А.П., Умитбаев Р.Б. Раннекарбонный магматизм и оруденение Омолонского массива // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление геолкарты-50: Тез. докл. III регион. петрографического совещ. Магадан, 1983. С. 35—36.
11. Красильников А.А., Лейбова Л.М., Хрусталева Л.Б., Некрасова А.Н. Геолого-структурные особенности и минеральный состав гидротермально-измененных пород и рудных тел золото-серебряного месторождения Карамкен // Металлогенетическая специализация вулканических поясов и вулканических структур Дальнего Востока и других районов СССР: Тез. докл. Владивосток, 1971. С. 18—21.
12. Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. — М.: Недра, 1972.
13. Лычагин П.П. Глубинные фации и относительная температура формирования оловянного, полиметаллического и золото-серебряного эпитермального оруденения в бассейне р. Кулу // Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967. С. 88—93.
14. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1989.
15. Мерзляков В.М. Основные черты геологии района Урультунского рудопроявления золота // Колыма. 1964. № 2. С. 16—18.
16. Некрасов И.Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса // Геология рудных месторождений. 1990. № 1. С. 98—104.
17. Некрасова А.Н., Демин Г.П. О соотношении золото-серебряной и олово-серебряной минерализации на вулканогенном месторождении // Геология рудных месторождений. 1977. № 2. С. 105—108.
18. Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России / А.А.Сидоров, Н.А.Горячев, В.И.Шпикерман и др. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.
19. Павлов Г.Ф., Савва Н.Е., Хорин Г.И. и др. Самородное серебро в россыпях Северо-Востока СССР // Минералы и минеральные парагенезисы пород и руд Северо-Востока СССР. Магадан, 1986. С. 77—89.
20. Петров С.Ф. О конвергентности минералогических признаков

- термометаморфизма руд различного генезиса (на примере Аи-Аг месторождения Нявлэнга (ОЧВП) и Озерного Pb-Zn месторождения (ЦАСП) // Структурная и вещественная эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса: Тез. докл. Иркутск, 1995. С. 40—42.
21. *Пляшкевич А.А.* Сравнительная минералогия касситерит-силикатного и серебро-полиметаллического месторождений (Ом-сукчанский район Магаданской области) // Минералы и минеральные парагенезисы пород и руд Северо-Востока СССР. Магадан, 1986. С. 115—129.
 22. *Пляшкевич А.А.* Минералогия серебра меловых и палеогеновых серебряных проявлений зоны Тенькинского глубинного разлома (Северо-Восток) // Рудные месторождения Дальнего Востока — минералогические критерии прогноза, поиска и оценки: Тез. докл. Владивосток, 1991. С. 87—89.
 23. *Пляшкевич А.А.* Минералогия серебра олово-серебро-полиметаллических месторождений (Северо-Восток России) // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан, 1992. С. 11—24.
 24. *Пляшкевич А.А., Приставко В.А.* Систематизация оловорудных месторождений по их сереброносности // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан, 1992. С. 63—79.
 25. *Пляшкевич Л.Н.* Золотое и золото-серебряное оруденение эпitherмального типа на Северо-Востоке СССР // Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967. С. 52—57.
 26. *Пляшкевич Л.Н.* Пространственное и возрастное соотношение вулканизма, приповерхностного метасоматизма и золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Рудообразование и его связь с магматизмом. М., 1972. С. 91—103.
 27. *Роднов Ю.Н., Зайцев В.И.* Соотношение оловянного и серебряного оруденения в Балыгычан-Сутойском районе Северо-Востока СССР // Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 155—167.
 28. *Савва Н.Е., Шаповалов В.С.* К минералогии и температурным условиям образования редкометалльного проявления ключа Флюоритового // Тр. ВНИИ-1. 1974. Т. XXXIV. С. 62—68.
 29. *Савва Н.Е., Ведерников В.Н.* Новый тип серебряной минерализации на Северо-Востоке СССР // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, 1989. С. 86—97.
 30. *Савва Н.Е., Ворцелнев В.В.* Особенности формирования вулканогенных месторождений на срединных массивах // Генезис рудных формаций и практическое значение рудноформационного анализа на СВ СССР. Магадан, 1990. С. 50—64.
 31. *Савва Н.Е.* Дифференциальные ряды минералов серебра в серебросодержащих природных системах // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан, 1992. С. 3—11.
 32. *Савва Н.Е.* О роли дифференциации в эволюции видообразования минералов серебра // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия): Тез. докл. Т. 2. Петрология, геохимия, металлогения. Иркутск, 1995. С. 109—110.
 33. *Серебро* (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений) / А.А.Сидоров, М.М.Константинов, Р.А.Еремин и др. — М.: Наука, 1989.
 34. *Сидоров А.А.* Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. — М.: Наука, 1966.
 35. *Сидоров А.А.* Рудные формации фанерозойских провинций (Северная часть Тихоокеанского подвижного пояса). — Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987.
 36. *Сидоров А.А., Еремин Р.А., Константинов М.М.* и др. Серебросодержащие рудные формации фанерозойских металлогенических провинций // Рудные формации Северо-Востока СССР: Тр. СВКНИИ. 1990. С. 20—30.
 37. *Степанов В.А., Шишкова Л.Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. — Владивосток: Дальнаука, 1994.
 38. *Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). — М.: Наука, 1986.
 39. *Фидря И.Л., Савва Н.Е.* Отражение металлогенических особенностей территории в минералогическо-геохимической специализации руд золото-серебряного месторождения Джуньетта // Международное сотрудничество и образование молодежи на Севере: Тез. докл. Магадан, 1995. С. 147—148.
 40. *Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А.* Вулканогенные пояса Восточной Азии — проблемы тектоники, магматизма и металлогении // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 70—88.
 41. *Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривичкая Н.Н.* и др. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения Северо-Западной части Тихоокеанского обрамления. — М.: Наука, 1992.
 42. *Шникерман В.И.* Полиметаллическое оруденение Омлевского поднятия (Северо-Восток СССР). — Владивосток: ДВО АН СССР, 1987.
 43. *Nokleberg W.J., Bundigen T.K., Grybeck D.* et al. 1993. Metallogenesis of mainland Alaska and the Russian Northeast: U.S. Geological Survey OFR 93-339.
 44. *Petrov S.F.* Mineralogical evidence of ore thermal metamorphism at the Nyavlenga gold-silver deposit // International conference on Arctic margins. Abstracts. Magadan, Russia. 1994. P. 91.

УДК 553.67

© А.И.Гусев, 1997

Волластонит Синюхинского месторождения

А.И.ГУСЕВ (Горно-Алтайская экспедиция)

Волластонит имеет специфические физические свойства, позволяющие при определенной его обработке получать широкий спектр новых параметров, применимых при производстве различных материалов. Добавка волластонита в композиционные массы также меняет их свойства. Благодаря такой способности, волластонит широко применяется в различных отраслях промышленности зарубежных стран: керамическое, металлургическое, лакокрасочное, пластмассовое, бумажное производства и т.д. [10, 14, 16, 23]. Керамическая плитка, получаемая на основе волластонита, обеспечивает высокую прочность изделий, отвечает самым высоким эстетическим запросам. Присутствие волластонита ускоряет ее обжиг, повышает сопротивление растрескиванию, снижает усадку волластонитовых масс и готового кафеля. С добавкой волластонита резко меняются микроструктура керамики, что позволяет кафельную плитку сверлить, прибавать, обрабатывать в необходимом режиме и направлении [21, 23]. Добавка волластонита в стекловидные изделия уменьшает их усадку и значительно снижает температуру витрификации. Волластонитовые массы используют для из-

готовления глазурированной посуды, фарфоровых эмалей, стекла с необычными свойствами и стекловолокна [22]. Краски с волластонитовым наполнителем, изоляционные керамические изделия с метасиликатом кальция высококачественны и долговечны. Краски для покрытия шлакобетонных плит вдвое увеличивают срок их службы даже в условиях химически агрессивной среды. Несмотря на то, что в Европе существуют две компании, выпускающие искусственный волластонит, потребность в природном волластоните велика (450 тыс. т ежегодно), и дефицит натурального волластонита на зарубежном рынке в настоящее время составляет 50 тыс. т [22, 24, 25]. Острота проблемы усиливается также и тем, что во многих отраслях производства произошла замена канцерогенного асбеста на волластонит, что в свое время привело к резкому повышению цен на последний [20, 26]. Стратегическое предсказание оценивает рост потребления волластонита к 2000 г. в объеме 750 тыс. т с резкой сменой структуры конечного потребления. 65 % полученного волластонита будет использоваться в качестве заменителя асбеста [25]. Потребность в волластоните в Советском

Союзе в 1970 г. составляла 40 тыс. т. В настоящее время проявляют живой интерес в использовании природного волластонита в России заводы керамических изделий, предприятия ВПК, производители тормозных колодок для автомашин (замена асбеста на волластонит в тормозных колодках увеличивает срок их эксплуатации в 2—3 раза).

Геологические условия залегания и распространение волластонита. В России в настоящее время нет ни одного месторождения волластонита, подготовленного к эксплуатации, хотя многие отрасли отечественного производства испытывают потребность в нем. Она существует и среди крупных предприятий

Южного индустриального пояса России, куда входит и Алтай. Все ранее разведанные месторождения волластонита на территории бывшего СССР оказались в Средней Азии (Босагинское, Койташское, Куру-Тегерек, Алтын-Топканское, Западный Джангалык и др.) и на Кавказе (Тырныауз). Горный Алтай ранее не привлекал внимания как возможный поставщик волластонита. Однако кальциевый метасиликат здесь широко развит в золото-медно-скарновых и скарново-шеелитовых месторождениях и рудопроявлениях от Мурзинских скарнов на западе до Лебедских на востоке в северной части Горного Алтая (Баяниха, Сухая Грива, Синюхинское, Чойское, Ульменское, Лебедское, Шемиловское, Айское). Он известен в скарново-рудных полях и на юге Горного Алтая: Верхнеаккаинском, Актуринском, Атуркольском, Саратанском и Башкаусском. Скарновые проявления в регионе обнаруживают пространственную связь с многофазными массивами гранитоидов I-типа, реже — А-типа [1, 15]. На крупнейшем золото-медно-скарновом месторождении Горного Алтая — Синюхинском (рис. 1) отмечены две генерации волластонита — высокотемпературная (650—700° С), образующаяся в стадию проградирующего скарнообразования, и низкотемпературная (195—220° С), кристаллизующаяся в раннюю стадию постскарновых изменений. Волластонит первой генерации встречается в ассоциации с ферробустамитом и андрадитобогащенным гранатом. Волластонит второй генерации ассоциирует с пектолитом, бустамитом, реже — везувианом, датолитом, аксинитом и родонитом. Как правило, метасиликат кальция встречается в сложных по составу скарновых телах. В Синюхинском рудном поле волластонитобогащенные скарны тяготеют к дистальным экзоскарновым частям, обнаруживая аналогию в распространении метасиликата кальция с Чойским, Майским, Ульменским рудными полями на Алтае и Тырныаузским на Северном Кавказе [2]. Волластонит в скарнах образует прожилки, гнезда, линзы и сплошные анхимономинеральные залежи мощностью от 0,5 до 55 м.

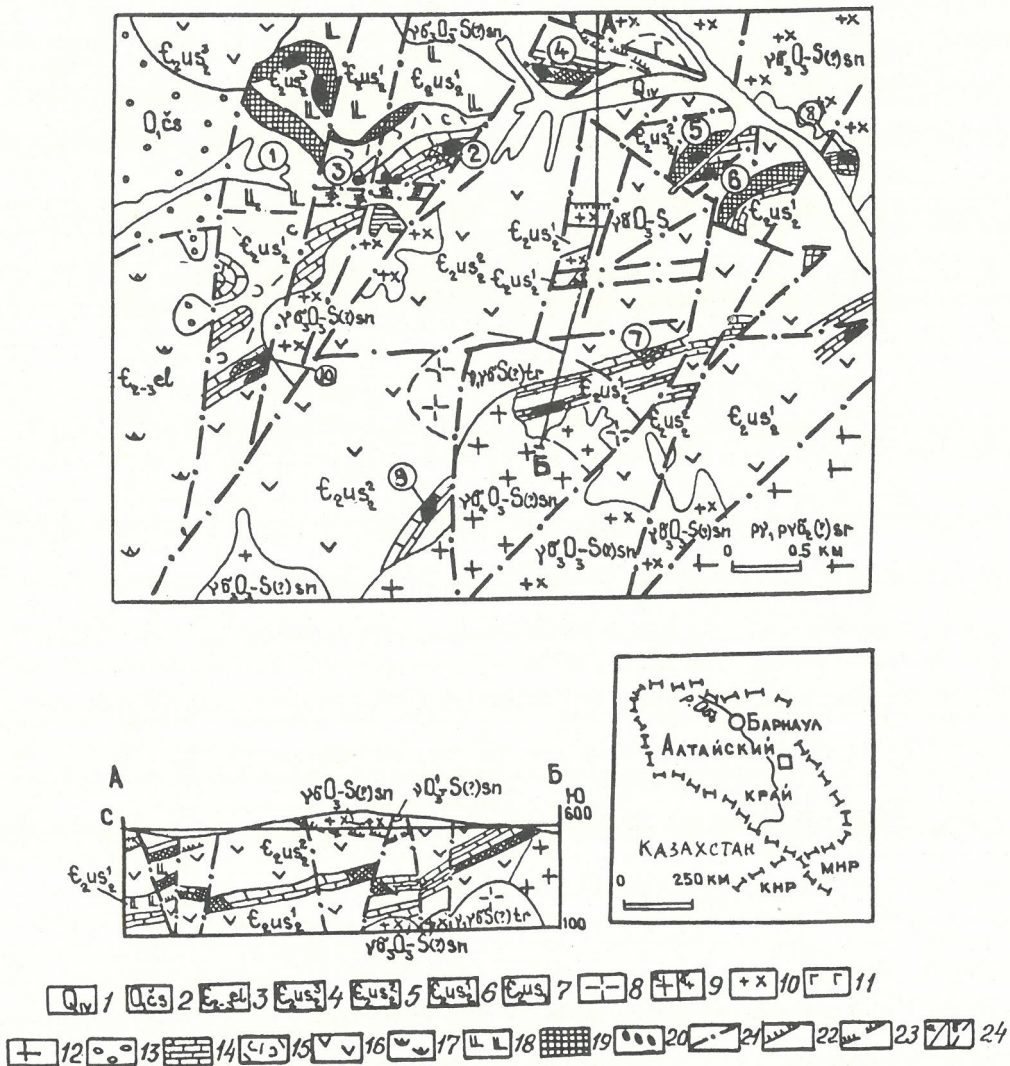


Рис. 1. Геологическая схема Синюхинского рудного поля:

1 — нерасчлененные четвертичные отложения; 2 — алевролиты, конгломераты, песчаники чойской свиты; 3 — переслаивание алевролитов, песчаников, реже гравелитов, конгломератов и известняков еландинской свиты; 4 — переслаивание туфов, туфопесчаников, лав базальтов, андезитов, дацитов с мощным (более 100 м) горизонтом известняков верхней подсвиты усть-семиинской свиты; 5 — переслаивание туфов лав трахибазальтов, трахиандезитов, трахириодацитов с горизонтами известняков (15—200 м) средней подсвиты усть-семиинской свиты; 6 — переслаивание туфов риодитов, риодацитов с лавами базальтов и риодацитов средней подсвиты усть-семиинской свиты; 7 — конгломераты с прослоями и линзами алевролитов и песчаников нижней подсвиты усть-семиинской свиты; 8 — умеренно щелочные гранитоиды турочакского комплекса; синюхинский комплекс: 9 — порфировидные гранодиориты, граниты четвертой фазы, 10 — тоналиты третьей фазы, 11 — габбро первой фазы; 12 — плагиограниты саракошкинского комплекса; 13 — конгломераты; 14 — горизонты известняков и мраморов; 15 — кристаллокластические туфы риодацитов; 16 — лавы базальтов и андезитов и их туфы; 17 — вулканикоидные песчаники; 18 — лавы базальтов; 19 — скарны; 20 — рудные тела; 21 — сбросы, сбросо-сдвиги; 22 — надвиги, выходящие на дочетвертичную поверхность; 23 — надвиги, не выходящие на дочетвертичную поверхность; 24 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); цифры в кружках — участки рудного поля: 1 — Западный, 2 — Первый Рудный, 3 — Ыныргинский, 4 — Рудная Сопка, 5 — Западно-Файфановский, 6 — Файфановский, 7 — Тушкенекский, 8 — Полушахтный, 9 — Карлагинский

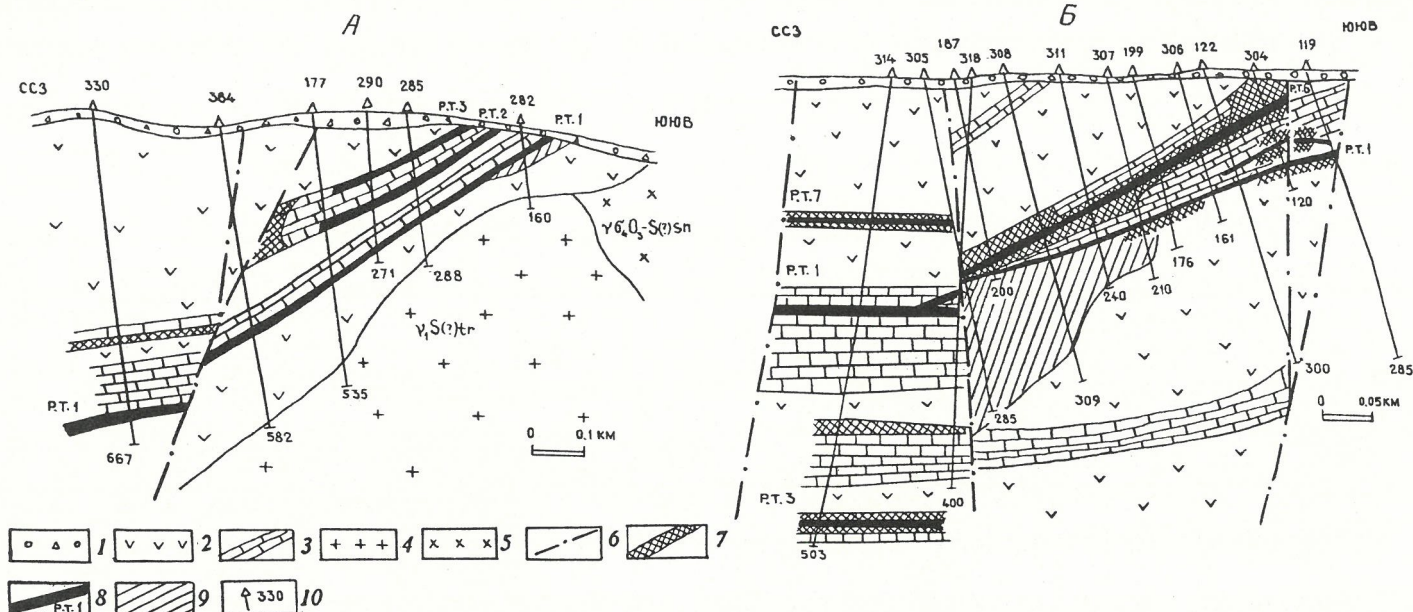


Рис. 2. Геологические разрезы по участкам Тушкенек (А) и Полушахтный (Б):

1 — четвертичные образования; 2 — лавы и туфы среднего-основного состава; 3 — горизонты мраморов; 4 — гранитоиды турочакского комплекса; 5 — гранодиориты четвертой фазы синюхинского комплекса; 6 — разломы; 7 — скарны; 8 — волластонитовые и гранат-волластонитовые залежи и их номера; 9 — метасоматиты турмалин-кварц-альбитового состава; 10 — скважины, их номера и глубины (в м) на забое

Последние и представляют промышленный интерес. Протяженность волластонитовых тел по падению и простиранию от нескольких десятков до нескольких сотен метров. На многих участках волластонитовые залежи имеют многоярусную картину распределения в вертикальной плоскости (рис. 2).

В отдельных золото-медно-скарновых рудных телах волластонит максимально развит на выклинках и флангах последних, а иногда и далеко за пределами профилирующего оруденения (участки Рудная Сопка, Новый, Нижний, Тушкенек, Полушахтный), подтверждая типовую минералогическую зональность скарнорудной модели [11, 18]. Минералогическим картированием и геометризацией в пространстве метасоматических парагенезисов установлены два типа скарновых залежей, существенно различающихся по своей структурной приуроченности и характеру зональности (рис. 3). Первый из них отвечает профилю скарнообразования в непосредственном контакте гранитоидов и мраморов. В нем просматриваются типичные черты биметасоматической модели скарнорудной системы [4, 5]. Топоминералогические исследования таких скарнов показали, что зональность в распространении продуктов всех стадий подчиняется контакту гранитоидной интрузии синюхинского комплекса. Здесь выделяются ранние эндоскарны геденбергитового состава, а также волластонит первой генерации, занимающие проксимальную позицию в скарновой залежи. Волластонит второй генерации максимально развит на флангах таких рудных тел. Подобной модели отвечают некоторые скарны глубоких горизонтов Первого Рудного участка. Вероятно, такие скарны шире распространены на глубоких горизонтах и других участках рудного поля. В скарновых залежах второго типа, развивающихся по модели инфильтрационной системы, отсутствуют ранние геденбергитовые и волластонитовые образования. Скарновые залежи этого типа стратиформные и доминируют в рудном поле. При этом выделяются два подтипа

скарновых залежей этой модели. Первому из них соответствуют скарны, в формировании которых флюидоподводящий разлом для кристаллизации ранних скарновых ассоциаций, последующих ретроградных изменений и наложенной золото-сульфидной минерализации был един (Первое и Второе рудные тела Файфановского месторождения). Минералогическая зональность и поисковые признаки на волластонит в этом подтипе целиком определяются реставрируемым флюидоподводящим каналом.

Второму подтипу отвечает рудное тело 1 Третьего Файфановского участка, где флюидоподводящие каналы для ранних скарновых перагенезисов были одни, а растворы ретроградных изменений поступали из другого канала, который и управлял распределением волластонита второй генерации в пространстве. Оба подтипа совмещены во второй модели (см. рис. 3). Продуктивность второго подтипа значительно уступает первому и по запасам золота, и по скоплениям волластонита.

Уже в 1964 г. по Ыныргинскому и Первому Рудному участкам запасы волластонита оценивались в 1,5 млн. т [3]. В настоящее время по всем участкам рудного поля суммарные запасы C_2 и ресурсы P_1 волластонита превышают 20 млн. т с содержаниями в руде не менее 50 % метасиликата кальция. С учетом прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 Синюхинское рудное поле по волластониту сравнимо с крупнейшими зарубежными месторождениями: в США — Уилсборо (15 млн. т с геологическими ресурсами), в Финляндии — Савитайпале (20 млн. т), в Китае — Джилин (20 млн. т) [25].

Физические свойства и химический состав волластонита. Понятие качества волластонита охватывает такие характеристики, как цвет, морфология кристаллов, химический состав. На всех участках Синюхинского рудного поля минерал имеет белый и белоснежный цвета (наиболее высоко ценится исключительная белизна минерала). Длиннопризматическая и игольчатая формы кристаллов обеих генераций

волластонита отвечают самым высоким требованиям потребителей. Отношение размеров элементарных сторон кристаллов в скарнах рудного поля варьирует от 10:1 до 35:1. Твердость по шкале Мооса составляет 5,1–5,2, плотность 2,95 г/см³, точка плавления 1530° С, содержание растворимого СаО 0,001 при температуре 25° С, рН суспензии — 9,9–10,5, температура обжига 1350° С.

Анализ данных по химическому составу волластонита (табл. 1) свидетельствует о том, что по концентрации таких вредных примесей, как титан, железо и марганец волластонит Синюхинского рудного поля отвечает принятым кондициям. Также он характеризуется низкими концентрациями не только вредных основных петрогенных, но и элементов-примесей (табл. 2). Низкие содержания указанных элементов в минерале обусловлены относительной «чистотой» растворов ретроградной стадии; обедненностью мраморов, которые замещались метасиликатом кальция, железом, марганцем, титаном, натрием и других элементов; достаточно интенсивно проявленными элизионными процессами в периоды его кристаллизации.

Ранее считалось, что причиной относительно малого применения волластонита скарнового происхождения являлась его высокая загрязненность, о чем свидетельствуют повышенные (2 % и более) содержания марганца на месторождениях Франклин [7], Алтын-Топкан [8], Дальнегорское [9]. Анализ эмпирических материалов и изучение термодинамических свойств волластонита показали, что увеличение роли воды во флюидах, вызывающих скарнирование, ведет к резкому снижению температур кристаллизации волластонита [6]. Преобладающая же вторая генерация волластонита в Синюхинском рудном поле аномально низкотемпературная (195–220° С), а состав флюидных включений в метасиликате кальция показал в нем существенное содержание воды. Видимо, этим и объясняются сравнительно низкие концентрации марганца и других вредных элементов-примесей. Возможно, сравнительно высокое содержание воды во флюидах и низкие температуры кристаллизации продуктов ретроградной стадии (когда и выделялся волластонит) явились причиной разделения марганца и кальция между бустамитом и волластонитом. Это разделение, вероятно, обусловило несмешимость минералов волластонита и бустамита и более позднюю кристаллизацию последнего. В скарновых залежах Синюхинского рудного поля максимумы развития бустамита смещены еще более дистальной, чем волластонит. Б.Масон [17] на основе субсолидных взаимоотношений волластонита и бустамита пришел к выводу, что в оценке смешимости этих двух минералов большое значение имеет температура их кристаллизации.

Результаты технологических испытаний крупно-объемной пробы (5,5 т) волластонитсодержащей руды карьеров Западный и Рудная Сопка, выполненные в АО «Механобр-Технология» (Санкт-Петербург), показали высокое качество сырья. Технологическая проба объединяла различные по составу типы скарновых руд. Химический состав волластонита технологической пробы весьма близок таковым конкретным проб (в особенности по вредным примесям) минерала, отобранному из различных участков рудного поля. Соотношение длин элементарных сторон волластонита в технологической пробе более 15:1. Синюхинский волластонит исключительной белизны. Специалисты «Механобр» сделали заключение о том, что по потребительским свойствам он не уступает «эталону» — волластониту «Корона» (Индия) [19].

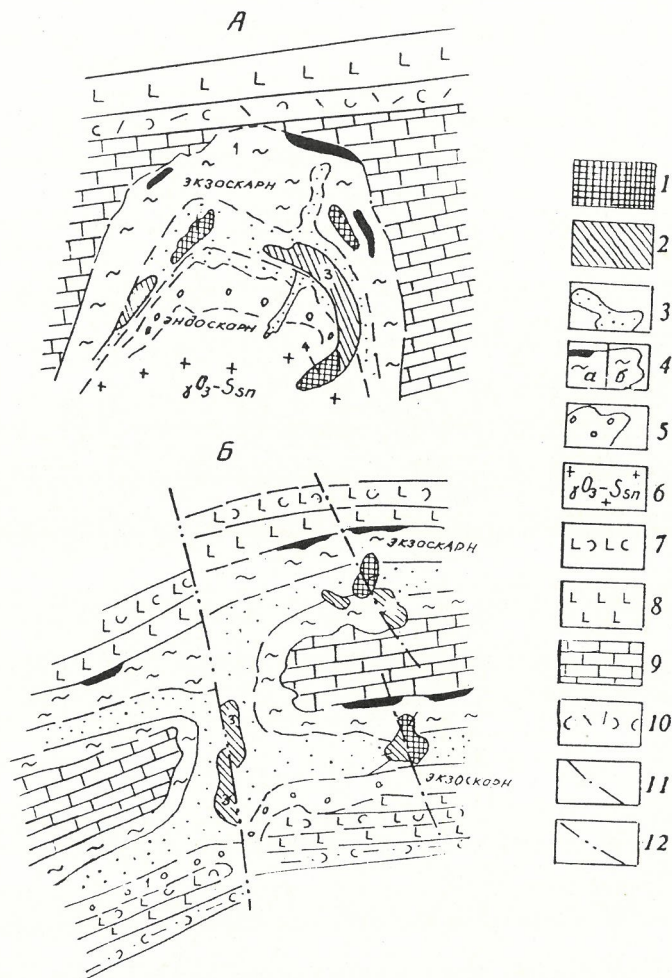


Рис. 3. Модели скарновых залежей Синюхинского рудного поля:

А — Первый Рудный участок; Б — Третий Файфановский участок; 1 — постскарновые метасоматиты и наложенная продуктивная минерализация четвертой стадии гидротермального цикла; 2 — постскарновые метасоматиты третьей стадии; 3 — скарны второй стадии (волластонит 1); 4 — экзоскарны первой стадии (а — гранат-магнетитовые с редким пироксеном, б — пироксен-гранатовые); 5 — геденбергитовые эндоскарны первой стадии; 6 — граниты, гранодиориты четвертой фазы синюхинского комплекса; 7 — переслаивание туфов и лав основного состава; 8 — лавы базальтов; 9 — горизонты мраморов; 10 — кристаллокластические туфы риодацитов и риолитов; 11 — рудоподводящие разломы; 12 — рудолокализирующие разломы

Синюхинский волластонит прошел полузаводские испытания на керамическом заводе АО «Контакт» (Ленинградская область). Специалисты сделали вывод, что применение волластонита в изготовлении керамической фасадной плитки позволит заменить дорогостоящие дефицитные материалы при получении плитки светлых тонов (до белой окраски) с хорошей матовой поверхностью.

Некоторые скарновые залежи Синюхинского рудного поля (участки Полушахтный, Ыныргинский, Первый Рудный, Новый, Тушкенекский) отличаются весьма высокими концентрациями волластонита (80–90 %), что позволяет добывать необходимого содержания метасиликата кальция в порошковой массе (85 %) обычной ручной разборкой руды. Следует отметить, что из богатых руд месторождения Уилсборо (США) и некоторых других за рубежом (все месторождения Китая) волластонит выделяется путем ручной сортировки с получением товарного продукта [10, 12, 13]. Это значительно сокращает затраты по переработке волластонита, удешевляет

1. Химические составы волластонитов Синюхинского рудного поля, %

Участок рудного поля	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	П.л.п.	Генерация волластонита
Первый Рудный	ПР-350	51,20	—	1,62	—	—	0,14	Следы	47,82	—	—	0,12	—	0,08	0,52	I
	П-807/62	50,24	—	1,01	0,80	0,36	0,14	1,32	46,06	0,26	—	0,12	—	0,02	0,84	I
	ПР-101	54,50	0,04	0,35	0,23	0,18	0,18	0,23	43,31	0,10	0,05	0,15	0,10	0,05	0,43	II
Карьер № 2	К-9	54,54	—	0,30	0,28	0,18	0,20	0,21	43,30	—	—	0,15	0,10	0,05	0,43	II
	16-1	53,90	0,03	0,50	0,17	0,15	0,18	0,55	42,80	1,19	0,01	0,22	0,15	0,05	0,07	II
	16-3	52,92	0,01	0,52	0,18	0,14	0,18	0,57	43,84	1,23	0,01	0,22	0,15	0,05	0,07	II
Файфановский	ШТ-13-101	55,51	—	0,40	0,38	0,26	0,31	0,60	40,41	0,21	0,14	0,17	1,10	0,03	0,30	II
	ШТ-13-100-5	55,33	—	0,45	0,37	0,28	0,26	0,70	40,38	0,26	0,20	0,12	1,12	0,05	0,39	II
	ШТ-13-102-7	54,70	0,03	0,52	0,25	0,19	0,24	0,85	41,42	0,31	0,15	0,18	0,50	0,08	0,54	II
Западно-Файфановский	С-345	53,80	—	0,83	0,27	0,18	0,28	0,70	43,50	0,20	0,15	0,11	—	0,05	0,40	II
	346-141	51,94	0,03	1,84	0,56	0,14	0,27	1,27	42,11	1,23	Следы	0,14	0,42	0,05	—	II
	385-53	52,08	0,01	1,65	0,31	0,16	0,24	1,21	42,38	1,21	0,01	0,15	0,43	0,06	—	II
	С-401	53,20	0,01	1,24	0,28	0,20	0,25	1,01	42,05	0,81	0,03	0,17	0,58	0,10	—	II
Рудная Сопка	РС-5	50,88	—	0,50	0,29	0,25	0,32	0,65	45,80	0,18	0,13	0,13	0,31	0,08	0,35	II
	РС-2	50,96	—	0,48	0,26	0,18	0,36	0,94	44,98	0,21	0,15	0,15	0,42	0,06	0,50	II
	РС-10	52,84	0,02	0,31	0,24	0,16	0,28	1,25	43,55	0,20	0,16	0,18	0,32	0,04	0,30	II
Полушахтный	С-309	52,83	—	0,86	0,25	0,15	0,40	0,87	43,66	0,15	0,05	0,14	0,31	0,08	0,30	II
	С-317	52,75	0,03	0,90	0,28	0,16	0,39	0,91	43,70	0,18	0,12	0,15	0,21	0,06	0,20	II
	С-312	53,05	0,02	0,70	0,24	0,13	0,21	0,80	43,75	0,20	0,21	0,14	0,26	0,05	0,17	II
Тушкенский	285-61	52,81	—	0,72	0,32	0,20	0,27	0,66	43,99	0,16	0,08	0,13	—	0,05	0,44	II
	285-63	53,88	0,01	0,70	0,30	0,21	0,22	0,74	42,53	0,15	0,03	0,11	0,10	—	0,25	II
Карлагинский	333-40	47,06	0,12	3,23	1,36	0,36	0,31	2,21	37,63	1,17	Следы	0,12	6,25	0,08	—	II
	331-91	50,08	0,11	1,40	0,36	0,18	0,30	2,25	40,41	0,58	0,03	0,13	4,12	0,05	0,08	II
Технологическая проба		55,50	—	0,40	0,38	0,28	0,30	0,50	40,40	0,20	0,10	0,05	—	0,01	0,05	II

Примечание: анализы выполнены в ЦЛ Южсибгеокома, г. Новокузнецк.

сырье и продукт в порошковой массе. Для синюхинских руд с содержанием в исходной руде 50—60 % «Механобром» предложена схема обогащения с использованием в цикле магнитной сепарации.

Волластонит Синюхинского рудного поля исходя из существующих мировых требований вполне пригоден к использованию и переработке. Качественные характеристики, определяемые физическими свойствами и химическим составом минерала, позволяют использовать его в различных отраслях производства. Традиционная область применения — керамическое производство требует такие показатели исходного сырья, как белизна минерала и его химическая чистота. Эти параметры синюхинского волластонита удовлетворяют потребителя. Пригодность использования его в керамике подтверждается положительными результатами полужавовских испытаний, проведенных в АО «Контакт».

Игольчатая форма синюхинского волластонита с высоким соотношением сторон кристаллов (более 15:1) предполагает возможность его использования в качестве заменителя асбеста. Сворачивание потребления асбеста связано с отрицательным воздействием последнего на здоровье людей. Запрещение использования асбеста становится все более настойчивым в США, Канаде и европейских странах. В США планируется общее изъятие асбеста из производства [25].

Игольчатый волластонит широко применяется в производстве пластмасс как функциональный наполнитель. Низкие потери при прокаливании (менее 1 %), белизна, низкие концентрации железа, титана, марганца, рН водной суспензии (9,9—10,5) синюхинского волластонита удовлетворяют требованиям использования его в производстве пластмасс. Ука-

занные показатели позволят улучшить такие характеристики пластмасс, как прочность, гибкость, ровность поверхности изделия, хорошую электроизоляцию, варьирование цветовых оттенков. Волластонит, таким образом, может конкурировать с более дорогостоящим фибровым стеклом как усиливающим наполнителем в пластмассах.

Низкие потери при прокаливании, содержания серы и фосфора анализируемого волластонита могут найти применение в сталелитейной промышленности в качестве формовочного порошка, используемого в технологии пролонгированного формования. Для этого только США и Китай используют ежегодно 50 тыс. т волластонита [25].

2. Статистические параметры распределения элементов-примесей в монофракциях волластонита (п 98) Синюхинского рудного поля

Элементы-примеси	Средние содержания, $N \times 10^{-3} \% + \text{стат. } X+1 \%$	Стандартное отклонение S	Пределы колебаний содержаний, соответствующих вероятности $0,99 a_{\min} - a_{\max}$
Медь	23,11+5,85	24,7	3—70
Цинк	2,83+0,74	3,16	0,5—3
Свинец	1,44+0,25	0,99	0,5—3
Серебро	0,04+0,006	0,028	0,01—0,1
Висмут	0,64+0,11	0,502	0,3—1,5
Мышьяк	4,11+0,24	1,02	3—5
Олово	0,11+0,076	0,032	0,1—0,2
Молибден	0,17+0,035	0,149	0,05—0,5
Кобальт	0,59+0,21	0,89	0,05—3
Никель	0,19+0,06	0,25	0,05—1
Марганец	205,5+33	140,26	150—400
Ванадий	1,36+0,34	1,47	0,3—4
Хром	0,12+0,012	0,051	0,1—0,3
Цирконий	2,5+0,27	1,15	1—5
Галлий	0,3+0,07	0,291	0,1—1
Стронций	7,22+0,60	2,55	5—10

Физические и химические характеристики синюхинского волластонита позволяют использовать его в производстве огнеупоров, стекол, изоляционных материалов, антикоррозионных красок, биокерамики, зубного цемента.

Р.Хеллингверф (Швеция) письменно сообщил об успешном тестировании композитного материала, полученного в Чалмерском Технологическом Университете Гётеборга на базе синюхинского волластонита и свинца. Композитный материал обладает прекрасной защитой от радиации. В отличие от ранее применявшихся материалов этот композит имеет целый ряд преимуществ, в т.ч. относительную легкость и значительную дешевизну.

В заключение следует отметить, что волластонит Синюхинского рудного поля по условиям залегания, содержания в рудных залежах может с успехом разрабатываться на одних участках карьерным способом, на других — комбинированным методом (подземным и открытым). Возможно на некоторых месторождениях (Первый Рудный участок, Файфановское) при отработке отдельных блоков с золотым и медным оруденением попутное извлечение и волластонита. Основная же масса метасоматита кальция может отрабатываться самостоятельно открытым способом, т.к. преобладающая часть волластонита распространена на флангах и выклинках профилирующих рудных тел с золотом и медью.

Качество синюхинского волластонита высокое, и он может применяться в различных отраслях промышленного производства. Подготовленные запасы метасиликата кальция и производственные мощности рудника «Веселый» уже в ближайшее время позволят добывать отечественный натуральный волластонит в объеме 25 тыс. т ежегодно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев А.И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 28—40.
2. Гусев А.И. Ресурсы волластонита Горного Алтая // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1995. С. 310—312.
3. Дмитриев С.Д. Волластонит и его месторождения в СССР // Тр. ВСЕГЕИ. 1964. Вып. 117. С. 46—64.
4. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. С. 220—302.
5. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955. С. 332—452.
6. Мельник Ю.П. Термодинамические свойства и устойчивость волластонита и ксонотлита // Конституция и свойства минералов. Киев, 1970. С. 29—38.
7. Петров В.П. Волластонит как минерал и полезное ископаемое // Волластонит. М., 1982. С. 5—15.
8. Серебрицкий А.И. Волластонит месторождения Алтын-Топкан // Тр. ВСЕГЕИ. 1964. Вып. 13. С. 26—34.
9. Щербанин В.М., Носенко Н.А., Чернышов А.В. Волластонит Приморья // Волластонит. М., 1962. С. 78—81.
10. Andrews R.W. Wollastonite. Inst. Geol. Sci., 1970. Vol. 44. P. 1—6.
11. Atkinson W.W., Einaudi M.T. Skarn Formation and Mineralization in the Contact Aureole at Carr Fork, Bingham. Utah. Econ. Geol., 1978. Vol. 73. P. 1326—1365.
12. Copeland J.R. Wollastonite. Mining Eng., 1979. Vol. 31. N 5. P. 447—456.
13. Fountain K. Chinese wollastonite, industry and commerce. 7-th «Industrial Minerals». Intern. Congress. Monte Carlo, 1986. P. 42—54.
14. Friederling-Kapteinat H.G. Interceram, 1983. Vol. 42. № 6. P. 384—388.
15. Gusev A.I. The types and tectonic environment of the few granite bodies of Gornyi Altai. 4-th Intern. Symp. on Geodynamic evolution of Paleasian Ocean. Novosibirsk. 1993. P. 76—77.
16. Lennart L. Industrial minerals. «Kemia-Kemi». 1993. Vol. 20. № 6. P. 506—507.
17. Mason B. Compositional Limits of Wollastonite and Bustamite. Amer. Miner. 1975. Vol. 60. № 3/4. P. 433—447.
18. Meinert L.D. Skarns and Skarn Deposits. In: «Ore Deposits Models». Geoscience Canada Reprint Series 6. 1993. Vol. 1. P. 117—134.
19. Minerals and Metals Review Annual. London. 1991. P. 135.
20. Prices. Ind. Miner., 1993. № 304. P. 66—67.
21. Rak Z. Wall tiles on the base of synthetic wollastonite and diopside. Interceram. 1981. Vol. 30. № 4. P. 392—395.
22. Rieger K.C. Wollastonite. Amer. Ceram. Soc. Bull., 1992. Vol. 71. № 5. P. 8—21.
23. Smith M. Wollastonite — production and composition continue to climb. Ind. Miner., 1981. № 167. P. 21—36.
24. Synthetic wollastonite project. Ind. Miner., 1992. № 299. P. 12.
25. The Economic of Wollastonite. Roskill Information Services Ltd., Fifth Edition. London. 1993. P. 170.
26. Wollastonite price additions. Ind. Miner., 1992. № 33. P. 70.

Принята редколлегией 2 июня 1997 г.

УДК 552.313.8 (477.82/.83)

© М.Г.Черновьянц, 1997

Калиевые бентониты Львовско-Волынского бассейна

М.Г.ЧЕРНОВЬЯНЦ (ВНИГРИУголь)

Каменноугольные отложения Львовско-Волынского бассейна, открытого и освоенного в послевоенный период, в последние 15–20 лет подвергнуты интенсивному всестороннему изучению. По палеонтологическим и литологическим признакам они были подразделены на ряд зон, впоследствии переименованных в свиты, стратиграфическая схема которых дополнялась и уточнялась вплоть до последнего времени [2, 3].

Угленосная формация бассейна представлена в основном терригенными породами; известняки и угли составляют в ней соответственно 10 и 1,4 % (В.Ф.Шульга, 1994). Наличие вулканогенных образований, и в частности пирокластиков, в угленосных отложениях не отмечалось. Между тем, она в достаточной мере известна в разрезах соседних каменноугольных угольных бассейнов — Донецком, Верхнесилезском и др. [12, 15].

Цель настоящей статьи — привлечение внимания геологов к выявлению в стратиграфическом разрезе бассейна пепловых образований для их использования во внутрибассейновой корреляции, а также для решения различных научных и практических задач угольной геологии.

Во Львовско-Волынском, как и в Донецком бассейне, в качестве маркирующих горизонтов традиционно использовались резко отличающиеся от соседних пласты пород — известняки, угли, песчаники, группировки пластов различных пород, а также характерные для отдельных пластов или интервалов разреза фаунистические и флористические комплексы. Пепловые прослои, на возможность использования которых издавна указывали многие исследователи, также подходят для этого из-за своего необычного облика среди вмещающих пород и большой выдержанности на площади.

Вулканические извержения, как современные, так и древние, сопровождаются выбросом большого количества пирокластического материала в верхние слои атмосферы, который затем разносится ветрами на значительные расстояния. Выпадая из пепловых туч на обширной территории, пирокластический материал осаждался на земную поверхность и в наиболее спокойных гидродинамических условиях формировал глинистые прослои, выделяющиеся своим обликом среди терригенных, фито- и органогенных образований. Именно здесь в осадочных породах обнаруживается их большая ценность в качестве вулканических маркеров из-за вездесущности и в геологическом смысле краткосрочности образова-

ния. Эти свойства прослоев позволяют проводить идеальную параллелизацию отложений как на небольших участках, так и в пределах обширных регионов, давая в руки геолога инструмент выделения в осадочной толще изохронных уровней, позволяющих получать срезы огромной территории для изучения палеогеографии областей с различными режимами формирования.

Пепловый материал по своей природе весьма нестойкий и, попадая в ту или иную химически активную среду, преобразуется в зависимости от физико-химических условий аккумулятивной ванны. Наиболее подверженное изменению вулканическое стекло раскристаллизовывалось и превращалось в глинистые минералы каолинового, гидрослюдистого, монтмориллонитового типа.

Повышенная кислотность в торфяниках обуславливает трансформацию исходного пеплового материала в каолинит. Известные во многих угольных бассейнах каолиновые прослои в угольных пластах, так называемые тонштейны, образовались за счет разложения вулканического пепла [4, 12]. Не останавливаясь детально на этих образованиях, обратим внимание на подобные пепловые прослои, встречающиеся не в угольных пластах, а в известняках и аргиллитах. Основное отличие их от тонштейнов связано с совершенно иной фациально-геохимической обстановкой аккумуляции пепла и, как следствие этого, конечным результатом его преобразования. В щелочных морских, лагунных и озерных условиях пепловый материал в процессе гальмиролиза образует тонкие обособленные прослои большой протяженности и трансформируется в монтмориллонит, гидрослюда и промежуточные между ними фазы, т.е. бентонитовые прослои. Для монтмориллонитовых бентонитов молодого геологического возраста характерно присутствие свежих или слабо измененных минералов вулканических пород — хорошо ограненных полевых шпатов, кварца, биотита и акцессорных минералов. Бентониты палеозойского возраста обычно обогащаются калием и в качестве основных породообразующих компонентов содержат гидрослюда и смешанослойные образования гидрослюда—монтмориллонита. Такие бентониты Ч.Уивер и Г.Бейтс (1952) предложили называть калиевыми бентонитами или метабентонитами.

Калиевые бентониты широко известны в отечественных и зарубежных угольных бассейнах, причем они встречаются и в неугленосных отложениях. Такие туфогенные образования выявлены в нижнем и среднем карбоне Донбасса, где показано успешное их использование при корреляции [1, 10, 12].

Изучение разреза каменноугольных отложений Львовско-Волынского бассейна позволило обнаружить несколько ясно выраженных тонких туфогенных прослоев в известняках и аргиллитах, аналогичных донецким, которые отчетливо выделяются среди вмещающих пород и прослеживаются по значительно удаленным друг от друга

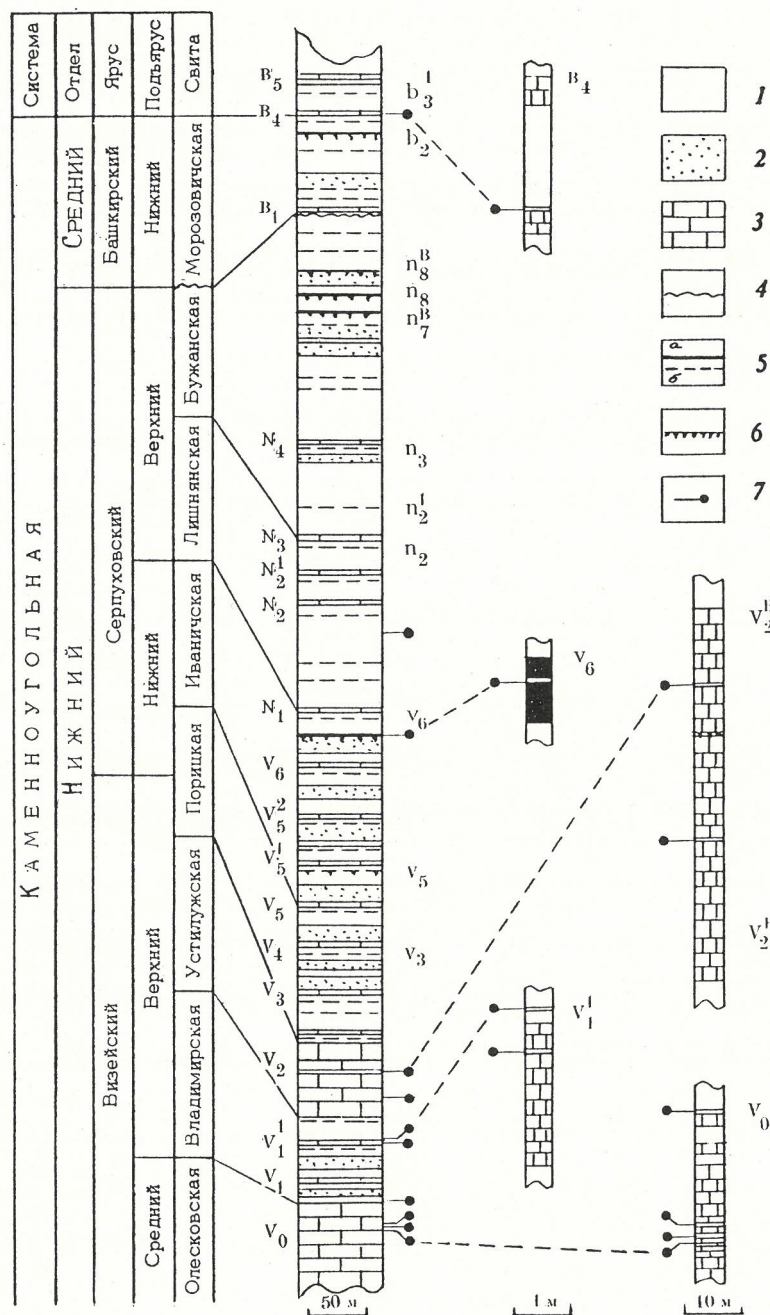


Рис. 1. Положение бентонитовых прослоев и тонштейна в сводном стратиграфическом разрезе каменноугольных отложений Львовско-Волынского бассейна:

1 — аргиллит; 2 — песчаник; 3 — известняк; 4 — размыв, несогласное залегание; 5 — угольный пласт (а — рабочей мощности, б — нерабочей); 6 — почва угольного пласта комковатой текстуры («кучерявичик»); 7 — бентонитовый прослой, тонштейн

скважинам. Местоположение выявленных бентонитовых прослоев в стратиграфическом разрезе нижнего и среднего карбона Львовско-Волынского бассейна приведено на рис. 1.

В известняке V_0 олесковской свиты нами установлены четыре бентонитовых прослоя на участке Балучин Тягловского месторождения. Мощность нижних двух прослоев (пробы 1174, 1175) по 1 см, третьего прослоя (проба 1177) — 5 см. Непосредственно в кровле верхней пачки известняка V_0 отмечен четвертый бентонитовый прослой мощностью 1 см (проба 1181). Прослои представлены светло-серой глинистой породой и имеют резкие контакты с известняком.

В минеральном составе прослоев преобладает гидрослюда. Смешанослойные образования гидрослюда—монтмориллонита содержатся в небольшом количестве и представлены неупорядоченными диоктаэдрическими фазами. В качестве примеси отмечается также хлорит.

Известняк V_0 представлен детритовыми, детритово-шламовыми, биоморфными, микрозернистыми разностями, содержащими обломки брахиопод, членики криноидей, спикулы губок, остракоды, фораминиферы. Фораминиферы в известняке здесь и далее по тексту определены Н.А.Редичкиным. Им установлены *Parathurammia* sp., *Omphalotis minima* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Globoendothya* ex gr. *globula* (Eichw.), *Tetraxis paraminima* Viss., *Vissariotaxis exilis* (Viss.), *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.) и другие формы, характерные для отложений тульского горизонта Подмосковья, Урала, зон C_{f2} и C_{f1} Донбасса. Интересно, что в Донбассе в этих зонах также выявлена группа бентонитовых прослоев (горизонт a_7 , по Брагину [1]).

В вышележащем известняке V_1 владимирской свиты выделены два бентонитовых прослоя: нижний мощностью 5 см, расположен в 2 м выше почвы известняка (проба 1168); верхний мощностью 3 см, находится в аргиллитах в 30 см выше кровли известняка (проба 1171). В составе прослоев преобладает гидрослюда, в подчиненном количестве присутствуют смешанослойные гидрослюда—монтмориллонит, кальцит, кварц.

Известняк V_1 детритово-шламовый, перекристаллизованный. Органические остатки представлены обломками брахиопод, члениками криноидей, обрывками мшанок, остракодами, фораминиферами. Из последних определены *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothya globula* (Eichw.), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Parastaffella sturvei* (Moeller.), *Mediocris breviscula* (Viss.), *Archaediscus* cf. *gigas* Raus., *Eostaffella mosquensis* (Viss.) и другие формы, характерные для алексинского горизонта Подмосковья и зоны C_{f2} Донбасса.

Устилюжская свита представлена карбонатной толщей известняка V_2 мощностью до 50 м. Детальное изучение его средней части позволяет почти повсеместно выделить тонкий (до 20 см) прослой аргиллита комковатой текстуры с многочисленными отпечатками корней растений и редкими угольными прослойками. Это типичный «кучерявчик»; встречающийся в почвенных отложениях угольных пластов. Таким образом, морские отложения известняка V_2 нельзя считать единым пластом и было бы вернее рассматривать их как два самостоятельных пласта V_2^1 и V_2^2 , разделенных континентальными глинистыми

ми осадками. В каждом из этих слоев известняка выявлены примечательные бентонитовые горизонты, которые прослежены по многим скважинам на участках Межречье Западный, Каровский и Балучин.

Бентонитовый прослой в известняке V_2^1 представлен светлой зеленовато-серой глинистой породой, жирной на ощупь, мощностью 3—5 см. Он залегает в известняке на расстоянии 0,5—7 м выше его почвы. Следует отметить, что, если в большинстве проб прослоя порода представлена гидрослюдистой основной массой с чешуйками слюды, кварца и полевых шпатов и не отличается от состава вышеописанных прослоев, то в пробах на участке Балучин отмечается более грубая фракция составных элементов. Здесь наряду с крупными чешуйками довольно свежего биотита размером до 0,8—1 мм наблюдаются оскольчатые остроугольные зерна полевых шпатов и кварца. При этом зерна кварца часто имеют облик, характерный для пепловых отложений: вытянутые, клиновидные формы, фигурчатые края с заливами, идиоморфная огранка. Все это говорит о близости к источнику поступления пеплового материала. В составе глинистой фракции преобладают гидрослюда и смешанослойные гидрослюда—монтмориллонит, однако в ряде проб отмечено повышенное содержание каолинита.

Бентонитовый прослой в верхней части известняка V_2^2 имеет светло-серую окраску и мощность 5—6 см. Он расположен в 6—9 м ниже кровли известняка. Благодаря повышенной мощности прослой легко опознается в разрезе известняка и прослежен по многим скважинам.

Минеральный состав прослоя характеризуется наличием микрозернистой гидрослюдистой основной массы, в которую погружены чешуйки биотита со слабой ориентацией. В качестве примесей присутствуют кварц, полевые шпаты, циркон. Глинистая фракция помимо гидрослюда содержит смешанослойные гидрослюда—монтмориллонит, а также в небольшом количестве каолинит и хлорит. В некоторых пробах отмечается повышенное (до 75—95 %) содержание каолинита, что связано с подкислением вод в местах аккумуляции исходного пеплового материала. Это подтверждается наличием аутигенных червеобразно изогнутых, спирально закрученных кристаллов каолинита, погруженных в коричневатую основную массу, содержащую органический материал.

В известняке V_2 устилюжской свиты среди фораминифер встречаются *Forschiella prisca* Mikh., *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Endostaffella parva* (Moell.), *Endothyra* sp., *Omphalotis tantillae* (Schlyk.), *Cribrotomum bradyi* Moell., *Tetraxis media* Viss., *Archaediscus gigas* Raus., *Eostaffella ikensis* Viss., характерные для михайловского горизонта Подмосковья и верхней половины зоны C_{f2} Донбасса.

Следующий маркирующий горизонт пеплового происхождения — тонштейн в угольном пласте v_6 . Детальное описание этого прослоя с характеристической вещественного состава и условий залегания дано в работе [8]. Особое значение горизонт приобретает в связи с близостью его к границе между иваницкой и лишнянской свитами. Угольный пласт v_6 с тонштейном залегает в верхней части иваницкой свиты в 10—14 м ниже известняка N_1 , по почве которого проводится граница между иваницкой и

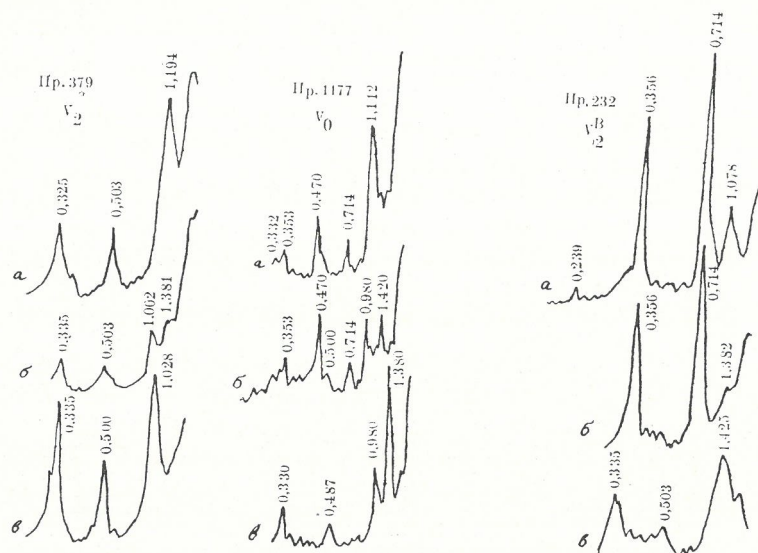


Рис. 2. Характерные рентгенограммы глинистой фракции бентонитовых прослоев:

проба 379 — скв. 6031, глубина 1045,8 м; проба 1177 — скв. 6061, глубина 441 м; проба 232 — скв. 6031, глубина 1008,3 м; препараты: а — исходный, б — с этиленгликолем, в — прокаленный при 600 °С; базальные рефлексы даны в нм

лишнянской свитами серпуховского яруса (бывший намюр А).

В известняке N_1 из фораминифер установлены *Dainella efremovi* Vdov. et Rost., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Prospermodiscus krestovnikovi* (Raus.), *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Eostaffella mosquensis* Viss., E. ex gr. *protvae* Raus., комплекс которых соответствует протвинскому горизонту Подмосковья и зонам C_5^c -b и C_5^d Донбасса (интервал известняков C_5 — D_3). Таким образом, известняк N_1 Львовско-Волынского бассейна отвечает протвинскому горизонту Русской платформы [7], а в Донбассе по микрофауне он сопоставляется с известняком D_1 [3]. Подтверждением такого сопоставления служит также то, что в нерабочем угольном пласте c_{16} по скв. 14661 на поле шахты 11/12 Павлоградского геолого-промышленного района Донбасса, залегающем под известняком D_1 , нами обнаружен тонштейноподобный прослой мощностью 2 см. В составе глинистой фракции прослоя рентгенографически установлено следующее содержание глинистых минералов, %: каолинит — 60, гидрослюда — 35, хлорит — 5. Неполная каолинизация тонштейна объясняется, скорее всего, дефицитом органического вещества, т.к. пласт c_{16} в рассматриваемой скважине представлен в основном углистым аргиллитом.

В связи с изложенным интересно проследить тонштейн угольного пласта v_6 в северо-западном продолжении Львовско-Волынского бассейна на территории Польши. Здесь в Люблинском бассейне по общегеологическим сопоставлениям Ю.Пожицкого [6] этот прослой следует искать в угольном пласте, залегающем ниже известняка G комаровской свиты.

Очень характерный бентонитовый прослой установлен в аргиллитах лишнянской свиты на поле шахты 3 Червоноградской (проба 1235, скв.4399). Прослой находится в 23 м ниже известняка N_2 , имеет мощность 1—2 см и четко выделяется светлосерой окраской среди темно-серых аргиллитов.

В шлифах установлены многочисленные крупные

чешуйки биотита с ясным плеохроизмом, некоторые из них бесцветны. Кварц встречается в виде остроугольных зерен или обломков размером 0,12—0,25 мм. Очень типичны спиклоподобные, фигурчатые, остроугольные и угловатые формы кристаллов. Обогащенные калием плагиоклазы (в основном альбит) образуют таблитчатые зерна размером до 0,2—0,3 мм. Одни из них каолинизированы, другие замещены мелкими чешуйками серицита. Изредка отмечаются зерна апатита и циркона. Основная масса представлена преимущественно гидрослюдой.

Самый верхний бентонитовый прослой в стратиграфическом разрезе бассейна установлен в известняке V_4 , по которому проходит граница между морозовичской и паромовской свитами. Прослой выявлен лишь по одной скв. 6044 Каровского месторождения. Он имеет светло-коричневую окраску, мощность 5 см.

Порода прослоя представлена гидрослюдистой основной массой с включениями сидерита. По рентгеновским данным в породе содержится 67 % гидрослюда и смешанослойных гидрослюда—монтмориллонита, а также 33 % каолинита.

Известняк V_4 глинистый, детритовый. Содержит комплекс фораминифер *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus subcylindricus* Brazhn. et Pot., *A. longus* Pot., *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Reitl., *Seminovella elegantula* Raus., *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ps. compressa* Raus., *Ozawainella plana* Pot., характерный для прикамского горизонта Подмосковья и зоны C_2^a Донбасса (свита C_1^f).

По содержанию глинистых минералов изучаемые

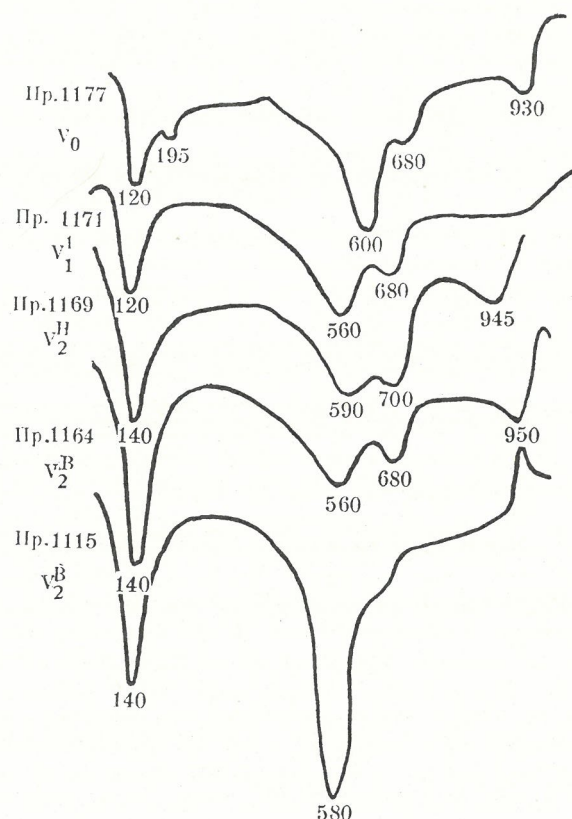


Рис. 3. Характерные термограммы бентонитовых прослоев, °С

Оксиды	Прослой в известняке V ₂ ^н		Прослой в известняке V ₂ ^в	
	Скв. 6033, проба 319	Скв. 6031, проба 379	Скв. 6013, проба 232	Скв. 6033, проба 312
SiO ₂	45,71	38,78	47,10	46,77
TiO ₂	0,72	0,36	0,95	0,73
Al ₂ O ₃	29,05	16,16	35,70	32,36
Fe ₂ O ₃	0,12	1,48	0,17	0,46
FeO	1,36	0,68	0,56	0,47
MnO	0,007	0,01	0,003	0,05
CaO	4,95	17,14	1,52	3,68
MgO	1,66	2,89	0,31	0,31
K ₂ O	5,27	2,59	0,19	0,48
Na ₂ O	1,14	1,79	0,19	0,38
P ₂ O ₅	0,44	0,19	0,51	0,45
П.п.п.	9,24	17,81	12,68	13,52
Сумма	99,24	99,88	99,88	99,66

бентонитовые прослои можно подразделить на две группы: породы с преобладанием гидрослюда при незначительном участии смешанослойных минералов и породы со значительным содержанием каолинита.

В первой группе рентгенографически и термически установлено наличие гидрослюда, которая встречается одна или совместно с небольшим количеством смешанослойных образований гидрослюда—монтмориллонита. В последнем случае характерны беспорядочно переслаивающиеся слои гидрослюда—монтмориллонита. При этом базальные отражения дают интегральные комбинации нескольких порядков слоев 1,00—1,94 нм. При насыщении этиленгликолем монтмориллонитоподобные слои расширяются и дают объединенный 001/001 пик при 1,20—1,42 нм, а 001/002 пик при 0,96—0,98 нм (рис. 2). При нагревании до 600 °С удаляется межпакетная вода и происходит сжатие разбухающих слоев. Результирующая дифрактограмма дает основной пик $d_{001} = 0,980 \div 1,030$ нм.

Глинистые минералы с преобладанием каолинита, которые встречаются в бентонитовых прослоях второй группы, показывают интенсивную базисную интерференцию при 0,714 и 0,356 нм (см. рис. 2, проба 232). Она сохраняется у гликолизированных образцов и исчезает после прокаливании проб при 600 °С.

Помимо описанных глинистых минералов, в отдельных пробах рентгенографически устанавливается присутствие монтмориллонита, хлорита, полевых шпатов, кварца, оксидов железа, кальцита.

Кривые дифференциально-термического анализа глинистых минералов бентонитовых прослоев характеризуются рядом эндотермических и экзотермических реакций (рис. 3). Эндотермические эффекты наблюдаются при температурах 100—210 °С (главный пик приходится на 120—140 °С, побочный — на 195—210 °С), 500—800 °С (здесь отмечаются две реакции — при 560—600 и при 680—700 °С) и 930—950 °С. Экзотермическая реакция протекает в интервале 900—1000 °С и достигает максимума при 930—960 °С.

Эндотермический эффект при температуре 560—600 °С связан с присутствием в пробах каолинита. Наибольший интерес представляют эндотермические пики при 680—700 °С. Они свидетельствуют о том, что смешанослойные гидрослюда—монтмориллонит прошли через стадию монтмориллонита и стали похожи на гидрослюда в связи с фиксацией ионов калия в межпакетных слоях. Очень сходные

термограммы получены по калиевым бентонитам зарубежных месторождений.

В пробах с преобладанием каолинита термические кривые имеют характер, типичный для этого минерала (см. рис. 3, проба 1115).

Поскольку бентонитовые прослои вскрыты только скважинами, всегда ощущался недостаток материала для проведения анализов. По пробам наиболее мощных прослоев в известняках V₂^н и V₂^в с достаточным количеством материала проведены химические анализы (таблица).

Химические анализы породы прослоя в известняке V₂^н показали относительно низкое содержание глинозема (16,16—29,05 %) при содержании щелочных оксидов в сумме более 3 % (4,38—6,41 %), что характерно для гидрослюдистого состава. В анализах проб прослоя известняка V₂^в отмечается повышенное содержание глинозема (32,36—35,70 %) при низком содержании щелочных оксидов (в сумме менее 3 %), характерное для пород с преобладанием в составе каолинита.

Обнаруженные бентонитовые прослои являются новыми для бассейна маркирующими горизонтами. Обладая специфическим вещественным составом и выдержанностью на площади, они позволяют уверенно проводить идентификацию и сопоставление содержащих их пластов уже в полевых условиях от скважины к скважине и от участка к участку и обеспечивают осуществление единой индексации пластов для всего бассейна.

Имеющиеся результаты прослеживания бентонитовых прослоев в бассейне, а также опыт применения аналогичных образований в Донбассе [10, 12] свидетельствуют об их важной роли в корреляции угленосных отложений, особенно в районах, отличающихся сильной изменчивостью или тектонической нарушенностью. В этой связи было бы весьма полезным проследить выявленные прослои в северо-западном продолжении бассейна на территории Польши — в Люблинском бассейне.

Изучение тонштейнов и бентонитовых прослоев во Львовско-Волынском и Люблинском бассейнах может способствовать проведению сверхрегиональной корреляции угленосных отложений карбона между бассейнами. Известно [14], что такое сопоставление проведено для ряда бассейнов и месторождений северо-западной Европы — от угольных бассейнов Англии через группу Франко-Бельгийских бассейнов в Нижнерейнско-Вестфальский (Рурский) бассейн. Для продолжения такого прослеживания в юго-восточном направлении главное усилие необходимо сосредоточить на поисках подобных горизонтов во Львовско-Волынском и Люблинском бассейнах, т.к. эта территория расположена между Верхнесилезским и Донецким бассейнами, в стратиграфических разрезах которых тонштейны и туфогенные прослои сравнительно хорошо изучены. Осуществление подобного рода работ позволит в деталях увязать стратиграфические схемы Восточно-Европейской платформы с западноевропейской шкалой.

Следует остановиться еще на одном аспекте использования бентонитовых прослоев и тонштейнов, на который указывали многие исследователи. Отлагаясь на обширной территории практически мгновенно в силу условий своего образования, пепловые прослои являются строго изохронными уровнями и в связи с этим приобретают значение опорных гори-

зонтов в том смысле, который придавал им Л.Л.Халфин* [9]. Поэтому прослеживание на определенной площади положения пепловых образований в разрезе вмещающих пластов известняков и углей позволяет оценить степень синхронности последних. Обычно контакты согласно залегающих пород — кровля, почва угольных пластов, известняков — принимаются как разновозрастные. Однако в направлении миграции фаций в бассейне границы литологических подразделений бывают разновозрастными и поэтому уровни одновременности, каковыми являются тонштейны и туфогенные прослои, будут пересекать их под различными углами.

Аналогичные явления пересечения биостратиграфических рубежей изохронными уровнями наблюдаются при сопоставлении разрезов по цинеритовым прослоям [5]. Перемещение фациальных обстановок в бассейне вызывает миграцию биоценозов, поэтому одни и те же организмы могут оказаться на различных уровнях разреза, т.е. являются разновозрастными. Практическая попытка оценки синхронности угольных пластов и известняков осуществлена на примерах Донецкого [11, 12], Рурского [13] и других бассейнов.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Бентонитовые прослои в известняках и аргиллитах являются новыми для бассейна маркирующими горизонтами. Особенности их внешнего облика, состава и выдержанность на площади позволяют успешно проводить идентификацию и сопоставление содержащих их пластов и способствуют обеспечению единой индексации пластов для всего бассейна.

2. Разработана схема распределения бентонитовых прослоев в стратиграфическом разрезе каменноугольных отложений бассейна. Содержащие прослои известняки по микрофауне сопоставлены с отложениями Донецкого бассейна и Русской платформы.

3. Бентонитовые прослои с тонштейнами — идеальные уровни одновременности, позволяющие восстановить пространственно-временные соотношения при формировании заключающих их известняков и угольных пластов.

4. Расширение установленных площадей распространения известных бентонитовых прослоев и выявление новых горизонтов во Львовско-Волынском

и Люблинском бассейнах позволят проводить межбассейновую корреляцию разрезов каменноугольных угольных бассейнов и уточнить в деталях сопоставление стратиграфических схем Восточно-Европейской платформы со шкалой Западной Европы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брагин Ю.Н. Маркирующие горизонты глинистых пород в карбонатной толще нижнего карбона Донбасса // Геологический журнал. 1973. Т. 33. Вып. 3. С. 134—138.
2. Вдовенко М.В., Полетаев В.И. Палеонтологическая характеристика и обоснование возраста свит карбона Львовско-Волынского угольного бассейна по фораминиферам и брахиоподам. — Киев, 1981. — (Препринт, АН УССР, Ин-т геологических наук; 81-9).
3. Вдовенко М.В. Новые данные по биостратиграфии нижнего карбона юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 3. С. 69—80.
4. Зарицкий П.В. К проблеме генезиса угольных тонштейнов // Геология угольных месторождений. Екатеринбург, 1995. Вып. 5. С. 44—51.
5. Мейен С.В. Понятия «естественность» и «одновременность» в стратиграфии // Изв. АН СССР. 1974. Сер. геол. № 5. С. 79—90.
6. Пожицки Ю. Главные черты геологического развития Люблинского каменноугольного бассейна // Тр. 8 международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., 1979. Т. 5. С. 165—173.
7. Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Каменноугольная система. — Л.: ВСЕГЕИ, 1990.
8. Терещенко С.П., Черновьянц М.Г. О первой находке тонштейна в угленосной толще Львовско-Волынского бассейна // Геологический журнал. 1979. Т. 39. Вып. 1. С. 94—98.
9. Халфин Л.Л. Об опорных палеонтологических горизонтах и границах на примере стратиграфии Кузнецкого бассейна // Вопросы геологии Кузбасса. Томск, 1959. Т. 2. С. 47—70.
10. Черновьянц М.Г. Корреляция среднекаменноугольных отложений Донбасса по тонштейнам и туфогенным прослоям // Советская геология. 1976. № 12. С. 87—97.
11. Черновьянц М.Г. К вопросу о ширине зон угле- и карбонатообразования в Донбассе // Советская геология. 1981. № 4. С. 27—33.
12. Черновьянц М.Г. Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций. — М.: Недра, 1992.
13. Burger K. Kohlensteinsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für Exploitation und Exploration von Kohlenlagerstätten // Z. Deutsch. Geol. Ges. 1982. 133. S. 201—255.
14. Burger K. Kohlensteinsteine im Oberkarbon NW-Europas. Ein Beitrag zur Geochronologie // 10 Intern. Congr. Strat. Geol. Carbonif. // 1985. C.R. 3. S. 433—447.
15. Dopita M., Kralik J. Uhelne tonsteiny Ostravsko-Karvinského revíru // Monogr. I st Colloq. on Kohlensteinsteine. OKD und Vys. Skoly Banske v Ostrave. 1977.

Принята редколлегией 2 июня 1997 г.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.24 (571.66)

© Н.И.Корчуганова, 1997

Современные структуры Камчатки

Н.И.КОРЧУГАНОВА (МГГА)

Камчатка — современная активная континентальная окраина, новейшему строению которой посвящено множество работ, по-разному интерпретирующих ее структуры и геодинамику. Известно, что новейший

этап на Камчатке наступил после алеутской фазы складчатости позднего миоцена — раннего плиоцена, в результате которой весь полуостров был выведен из-под уровня моря. В плиоцене формировались зоны поднятий и опусканий на месте современных крупных форм рельефа. В конце позднего плиоцена — раннего плейстоцена в обстановке общего тектонического затишья образовалась полигенетическая денудационно-аккумулятивная поверхность выравнивания. С середины — конца среднего плейсто-

* По определению Геологического словаря (1978) «маркирующий горизонт» и «опорный горизонт» синонимы. Л.Л.Халфин предложил в отличие от маркирующего опорным горизонтом называть тот, который на площади своего распространения является разновозрастным.

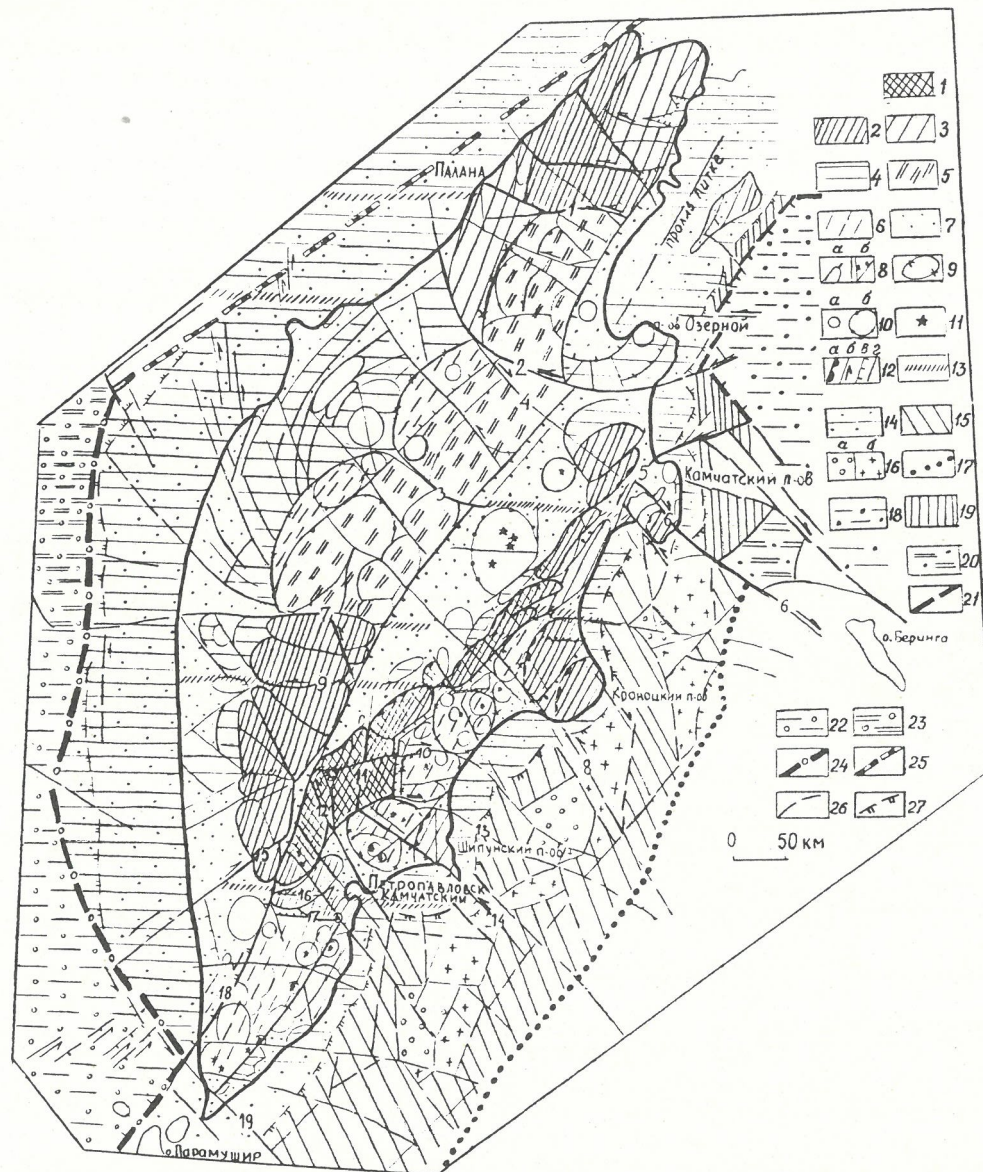


Рис. 1. Современные структуры Камчатки:

суша: тектонические поднятия с суммарной амплитудой, км: 1 — более 2, 2 — 1–2, 3 — 0,5–1, 4 — менее 0,5; вулканотектонические структуры с амплитудами поднятия: 5 — значительными, 6 — слабыми; 7 — впадины, заполненные молассовым комплексом и частично вовлеченные в поднятия; 8 — локальные структуры (а — окраинно- и внутридепрессийные поднятия, б — горные впадины); 9 — обобщенные контуры вулканотектонических поднятий; 10 — вулканы (а), группы вулканов (б); 11 — действующие вулканы; 12 — разрывные нарушения (а — взбросо-надвиги, б — сдвиги, в — сбросы, г — неустановленной кинематики); 13 — линейменты; 14 — впадины, некомпенсированные осадконакоплением, шельфовые; 15 — Камчатский континентальный склон; 16 — структуры Камчатского склона (а — преддуговые впадины, б — «барьерные» поднятия); 17 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; Командорская впадина: 18 — дно, 19 — континентальный склон; 20 — впадина Камчатского пролива; 21 — границы структур Камчатки и Командорской впадины; 22 — Охотоморская впадина; 23 — впадина Тинро-Охотского моря; 24 — границы Охотоморских и Камчатских структур; 25 — северо-западная граница Камчатских структур (Парапольско-Пенжинско-Шелиховская зона разлома); 26 — разломы, выраженные в строении рельефа дна; 27 — бровка шельфа

цена наступил новый этап тектоно-магматической активизации и оформилась современная структура Камчатки, в которой проявлена продольная и поперечная зональность [14, 15, 18, 19, 25, 26, 31, 42 и др.].

Одним из информативных и наиболее полно разработанных методов изучения неотектонических деформаций является структурно-геоморфологический, включающий многочисленные методические приемы анализа рельефа, в т.ч. по материалам дистанционных съемок и топокартам разных уровней генерализации. Различают внешнее строение структурных форм (складок, блоков), которое обусловлено собственно неоген-четвертичными или четвертичными деформациями, и внутреннее, представленное разновозрастными структурно-вещественными комплексами горных пород, отражающими все деформации с момента зарождения структурной формы до современной эпохи включительно и потому заключающими как древние (отмершие), так и унаследованно развивающиеся и новообразованные. Внешнее строение определяется только новыми и унаследованно развивающимися складчато-блоково-разрывными деформациями разных рангов, время развития которых охватывает, как правило, неоген — квартал, а наиболее молодых — плейстоцен — голоцен. В данной работе изучены структур-

ные формы, сформированные в плиоцене и преимущественно в квартере, выраженные в рельефе суши и сопредельных районов акваторий и определившие современный структурный план региона.

Периконтинентальные структуры Камчатки граничат с Тихоокеанскими по Курило-Камчатскому глубоководному желобу. Границы с Охотоморскими структурами на западе и юго-западе проходят по разломам, приуроченным к бровке шельфа и изобате 500 м, на северо-западе — по Парапольско-Пенжинско-Шелиховской зоне глубинного разлома; с Берингоморскими — по разломам континентального склона (рис. 1).

В строении полуострова обособляются Западная и Восточная Камчатка, разделенные Центральнокамчатской депрессией. Восточная Камчатка входит в систему мегагорст-антиклинальных островодужных новейших поднятий Курило-Камчатской дуги [16]. Восточно-Камчатская мегагорст-антиклиналь протягивается до Пикежско-Ольхового разлома (6, см. рис. 1) северо-западного простираения на п-ове Камчатский. Этот разлом является продолжением на суше разлома Стеллера [43] Алеутской трансформы. Пикежская ветвь разлома, имеющая сбросо-сдвиговую кинематику, представлена серией субпараллельных разрывных нарушений, по которым в конце плейстоцена — голоцене происходили правосторон-

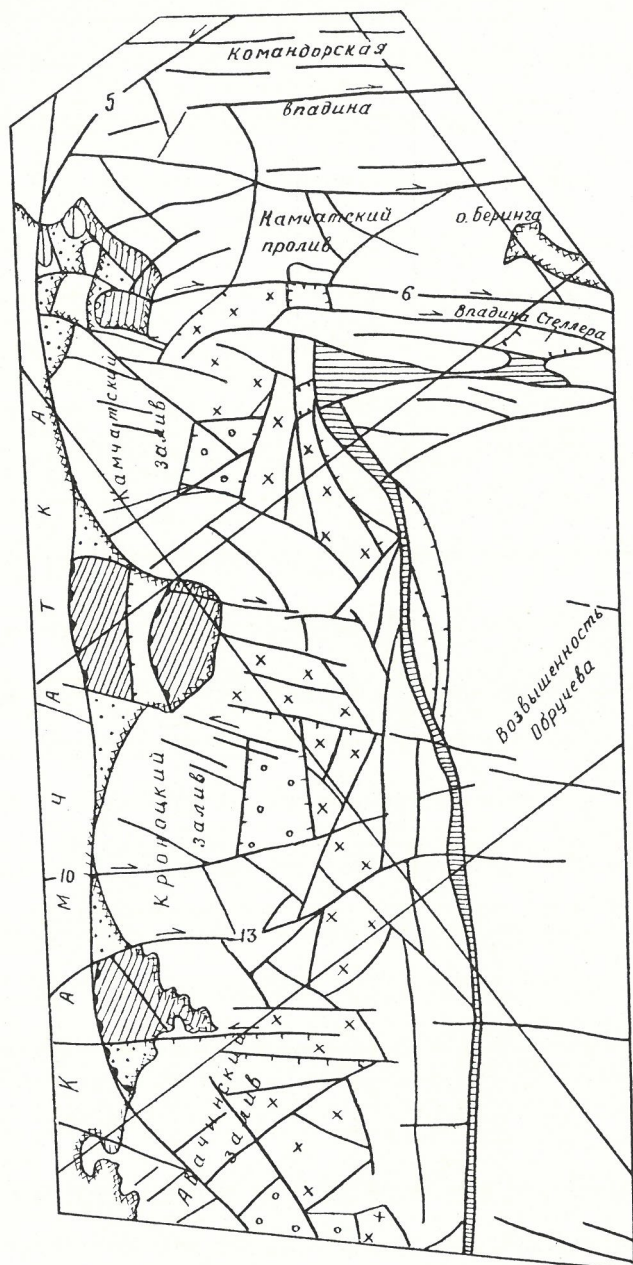


Рис. 2. Активные разломы Камчатского склона, выраженные в рельефе:

усл. обозн. см. рис. 1

ние смещения с горизонтальной амплитудой 100–200 м [5]. Часть п-ова Камчатский, расположенная к северу от этого разлома, является элементом Алеутской системы островодужных поднятий и отделена от нее впадиной Камчатского пролива (рис. 2). Это обстоятельство согласуется с вырождением Курило-Камчатского глубоководного желоба, который объединяет систему мегагорст-антиклинальных поднятий Курило-Камчатской островной дуги и не продолжается севернее Алеутской трансформы. Западным ограничением Камчатского сегмента Алеутской островной дуги служит, по-видимому, глубинный разлом 5, выраженный гравитационной ступенью и проявленный в рельефе, по особенностям строения которого предполагаются левосдвигово-сбросовые голоценовые смещения по нему, унаследованно развивающиеся с неогена.

В южной части Восточной Камчатки выделяется

Южно-Камчатская мегагорст-антиклиналь, которая в морфоструктурном отношении более похожа на Курильскую островодужную систему поднятий и отделена от ее Северо-Курильского сегмента разломом 19, выраженным в приповерхностной структуре грабеном Первого Курильского пролива [16]. Северная граница Южно-Камчатской мегагорст-антиклинали проходит по широтному разлому 17, севернее которого параллельно расположен Авачинско-Большебанский разлом (16), проявленный в особенностях строения рельефа, мощности земной коры и геофизических полях [27, 28]. Продолжение этих разломов прослеживается в Авачинском заливе; на пересечении с ними изменяются строение, морфология и ширина п-ова Камчатка.

Таким образом, в пределах Восточной Камчатки выделяются три сегмента: Южно-Камчатская и собственно Восточно-Камчатская мегагорст-антиклинали Курило-Камчатской системы островодужных поднятий, Камчатский блок Алеутской островной системы поднятий (см. рис. 1, 2).

Южно-Камчатская мегагорст-антиклиналь в присводовой части представлена зоной молодых вулканотектонических слабых поднятий, сложенных неоген-четвертичными вулканитами. Эта зона, имеющая северо-восточное простирание и состоящая из двух нечетко выраженных ветвей, является структурным продолжением Большой Курильской вулканической гряды. К востоку от нее расположена система береговых поднятий и впадин, которая (вместе с шельфом и подводной поверхностью до глубины 1 км) является структурным продолжением подводного валообразного поднятия Северо-Курильского сегмента — аналога Малой Курильской невулканической дуги. На западе Южно-Камчатская зона вулканотектонических поднятий граничит по региональному сбросо-сдвигу 18 с Голыгинским прогибом — структурным элементом системы задуговых впадин Центральнокамчатская — Южно-Курильская. Северо-западным ограничением Голыгинского прогиба служит, по-видимому, Быстринский правосторонний сбросо-сдвиг 15. Южно-Камчатская мегагорст-антиклиналь нарушена разломами. Курильско-Вилучинский региональный раздвиг северо-восточного простирания приурочен к перегибу в поверхности М и контролирует положение вулканов [41]. Вулканы расположены непосредственно на разломе или вблизи, в узлах пересечения с разрывами северо-западного и субширотного простираний. Наиболее крупные из широтных разломов прослеживаются в акватории.

Восточно-Камчатская мегагорст-антиклиналь отличается более сложным строением. Подошва континентальной земной коры [26] на Восточной Камчатке воздымается с запада на восток, не согласуясь в целом с новейшими структурами [27]. В присводовой части мегагорст-антиклинали выделяются структуры более мелких порядков. Это системы горст-антиклиналей Восточного хребта, вулканотектонических слабых поднятий Восточно-Камчатского вулканического пояса и умеренных поднятий полуостровов, создающие продольную зональность верхнекорового структурного плана.

Новейшее поднятие Восточного хребта представлено сложно подстраивающимися по простиранию Ганальской, Валагинской, Тумрокской и Кумрочской горст-антиклиналями. Ганальская структура (рис. 3; см. рис. 1) отличается общим субмеридиональным простиранием, сильной нарушенностью

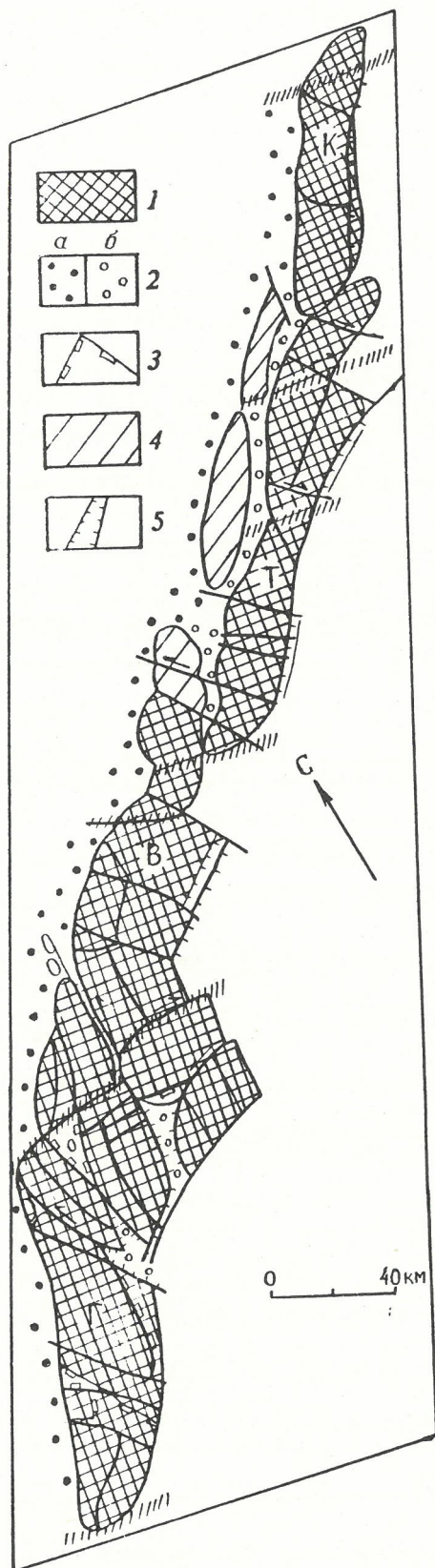


Рис. 3. Современные структуры Восточного хребта:

1 — положительные структурные формы — горст-антиклинали (Г — Ганальская, В — Валагинская, Т — Тумрокская, К — Кумрочская); 2 — отрицательные структуры (а — Центральнокамчатская депрессия, б — локальные, частные, впадины); 3 — относительно опущенные блоки в пределах поднятий; 4 — окраинно-депрессийные малоамплитудные поднятия; 5 — разрывные нарушения, разработанные речными долинами; остальные усл. обозн. см. рис. 1

разрывами и подворотом периклинальных замыканий (северного — к востоку, южному — к западу на пересечении с широтными линеаментами). Кулисно расположенная Валагинская горст-антиклиналь, граничащая с Ганальской структурой по Кавыча-Левовавачинскому меридиональному разлому (11, см. рис. 1), разделена широтными сдвигами на блоки, из которых южный и северный имеют меридиональное простирание, а центральный — северо-восточное. В строении Тумрокской горст-антиклинали общего северо-восточного простирания выделяются две части. Южная часть отличается прямолинейной юго-восточной границей сбросового типа, тогда как северо-западная (с Шапинской впадиной) в плане имеет дугобразно-фестончатый рисунок, что позволяет предполагать ее взбросо-надвиговую природу. На замыкании отмечается подворот структуры к западу на пересечении с широтным линеamentом. Похожий рисунок продольных границ — прямолинейных юго-восточных (с Восточно-Камчатским вулканическим поясом) и выпукло-дугобразной северо-западной (с Центральнокамчатской депрессией) — характерен и для Валагинской структуры. В северной части Тумрокской горст-антиклинали наблюдаются виргация и изменение простирания на пересечении с широтным линеamentом. Продолжение структуры к северо-востоку представлено прибрежным поднятием умеренных амплитуд, замыкание которого приходится также на широтный линеament.

Кумрочское поднятие состоит из кулисно подстраивающихся брахи- и линейной формы складок с ундуляцией шарнира на пересечении с широтным Устькамчатским линеamentом (см. рис. 1). Южная линейная горст-антиклиналь отличается выдержанным простиранием и сбросово-сдвиговыми границами с Хапицкой (на северо-востоке) и Ажабачевской (на юго-западе) впадинами. Расположенная севернее брахискладка ограничена с востока разломом Гречишкина, который в плейстоцене — голоцене имеет взбросовую кинематику с крутым падением поверхности сместителя к запад-северо-западу. Еще севернее расположено концентрическое поднятие сложного внутреннего строения. К юго-востоку от Ганальской горст-антиклинали, отделяясь от нее долинообразной приразломной впадиной, находится Балаганчиково-Дзэндзурское поднятие северо-восточного простирания.

Восточно-Камчатское поднятие сформировалось в течение плиоцена — плейстоцена. А.Е.Шанцер [40] считает его односторонним горстом, кулисообразное расположение которого объясняется последовательным расширением по сбросам площади Центральнокамчатского грабена в северном направлении. Южная часть Восточно-Камчатской системы горст-антиклиналей начала формироваться как конэрозийное поднятие раньше северной, и в плейстоцене, по-видимому, она осложнялась за счет увеличения вертикальной амплитуды, образования узких приразломных Право-, Средне-, Левовавачинского, Кавычского грабенов, Плотниковской и Верхнеавачинской впадин и горизонтальных перемещений по разломам. Северная часть Восточно-Камчатской системы горст-антиклиналей отличается наращиванием в плейстоцене площади структур по простиранию. К этому времени относится и оформление в рельефе малоамплитудных поднятий п-ова Озерный и о-ва Карагинский. Морфологические особенности горст-антиклиналей Восточно-Камчатской системы

поднятий свидетельствуют о формировании структур в условиях латерального сжатия в северо-западном направлении с надвиганием на Центральнокамчатскую депрессию, а также с перемещением верхнекорового вещества вдоль всей зоны. Значительное влияние на ее строение оказали широтные линейменты, которые не выражены на всем их протяжении разломами в приповерхностной структуре, но проявлены в геофизических полях [35] и являются, очевидно, отражением деформаций глубинных слоев литосферы.

Восточно-Камчатский вулканический пояс, рассматриваемый некоторыми исследователями как перекомпенсированный плиоцен-четвертичный прогиб, расположен на перегибе поверхности М, который выражен резким увеличением глубины его залегания и максимальными градиентами мощности земной коры [27]. Формирование прогибов Восточной и Южной Камчатки, а также Центральнокамчатской депрессии и Срединного хребта происходило на фоне крупных поднятий, т.е. в условиях растяжения верхних участков земной коры как реакции на поднятие всей области вулканизма [12]. Восточно-Камчатский пояс, являющийся в антропогене областью слабых вулканотектонических поднятий, разделен субширотными разломами на самостоятельные изометрические и брахиформные структуры, которые объединяют группы вулканических построек (см. рис. 1). Наиболее крупной из них является Корякско-Жупановское тектоновулканическое поднятие, северная граница которого проходит по правостороннему сдвигу 13, разрабатываемому р. Жупаново и одноименным каньоном на континентальном склоне. Карымско-Семлячинское вулканотектоническое поднятие ограничено с севера разломом 10, который маркируется долиной р. Новый Семлячик и береговой впадиной. Южно-Кроноцкое вулканотектоническое поднятие протягивается до одноименного озера и ограничено широтным линейментом. Гамченское поднятие северо-восточного простираения отделено разломом от структур п-ова Кроноцкий и приразломными Верхнесторожской и Кроноцкой впадинами от Тумрокской горст-антиклинали. Поднятие нарушено секущими преимущественно северо-западными левосторонними сбросо-сдвигами 8, один из которых срезает пьедестальную часть вулкана Шмидта. Продольные, северо-восточные системы разрывов, осложняющие вулканотектонические поднятия в осевой части (Вулканический раздвиг [21]), представлены, по данным И.В.Флоренского и В.Г.Трифорова [39], сбросами и сбросо-сдвигами с левой сдвиговой компонентой вдоль оси. М.И.Стрельцов [34] по закономерностям расположения вулканов устанавливает правосторонние сдвиги на северном фланге Курило-Камчатской островной дуги. Разная интерпретация кинематики продольной системы разрывов Восточной Камчатки не противоречит их образованию в условиях растяжения.

Умеренные поднятия полуостровов Восточной Камчатки имеют преимущественно изометрическую форму и являются (вместе с шельфом) структурными аналогами Малой Курильской невулканической дуги. Поднятия ограничены северо-западными разломами, из которых юго-западные являются левыми, а северо-восточные — правыми сдвигами (см. рис. 1, 2). В.А.Ермаков [12] считает их поперечными глыбовыми поднятиями. Шипунское поднятие нарушено одноименным трансрегиональным разломом

14, по которому южная часть структуры опущена и представлена в рельефе широкой шельфовой равниной. Продолжение этой зоны дислокаций устанавливается геофизическими [6, 36] и морфоструктурными методами на континентальном и океанском склонах. Северным ограничением Шипунского поднятия служит Жупановский разлом (13). Кроноцкий полуостров в морфоструктурном плане представляет собой концентрическое тектоническое новейшее поднятие, в пределах которого выделяются Чажминская и Отдельная купольные структуры, разобщенные впадиной северо-восточной ориентировки. Северо-западные границы этих молодых структур имеют взбросо-надвиговую кинематику с падением поверхностей сместителей на юго-восток, тогда как юго-восточные ограничения кинематически выражены сбросами. Структуры осложнены секущими северо-западными, а в северной части Чажминской структуры — широтными разрывами. В южной части самого северного Камчатского полуострова расположена концентрическая тектоническая структура диаметром по вытянутой оси более 2,5 км, также нарушенная северо-западными границными разломами. Вероятно, с латеральным движением структуры по этим разломам в северо-западном направлении связаны взбросо-надвиговая граница с Нерпечьей впадиной и вовлечение в позднем плейстоцене — голоцене в процесс поднятия ее борта.

Юго-восточное крыло Восточно-Камчатской мегагорст-антиклинали представлено континентальным склоном (до глубоководного желоба). Заложение желоба датируется поздним плиоценом — ранним плейстоценом [3] или средним плейстоценом [22]. На временных разрезах непрерывного сейсмоакустического профилирования устанавливается клавишное строение акустического фундамента, возникшее в результате дифференцированных контрастных движений [23], предопределивших образование подводных каньонов и ступенчатость склона. В рельефе прикамчатского склона выделяются три ступени [16]. Верхняя ступень распространена наиболее широко вдоль всего побережья и располагается на глубинах преимущественно до 1 км. Она развита также на подводных продолжениях всех трех полуостровов Камчатки, где опускается до глубин 2 км. Эти подводные поднятия имеют значительную протяженность и сильно нарушенную поверхность крутыми уступами, перегибами и локальными поднятиями.

Средняя ступень (площадка и сопряженный с ней склон) прослеживается в пределах глубин 1—4 км. Площадка этой ступени образует днище преддуговых впадин Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов. Наиболее ровной поверхностью отличается дно Кроноцкого залива (до Жупановского субширотного каньона), расположенное на глубинах 3,5—3,65 км. В Авачинском заливе-впадине площадка средней ступени неровная, наклонена и вытянута в сторону глубоководного желоба (от 3 до 3,5 км), прорезана глубоким одноименным каньоном. Наибольшими глубинами (до 4—4,5 км) отличается площадка, расположенная в Камчатской преддуговой впадине-заливе. Она значительно осложнена локальными поднятиями и также прорезана глубокими каньонами. В пределах заливов Камчатки обнаружена аномальная мантия (зона пониженных скоростей сейсмических волн) и выявлена преимущественная роль растяжения [33]. Для всех трех площадок средней ступени, занимающих дно заливов, отмечается

общая особенность: они отделены, загорожены поднятиями со стороны глубоководного желоба (см. рис. 1, 2). Формирование хребтов-«барьеров» происходило в условиях сжатия; это зона взбросо-сдвига, ориентированного в субгоризонтальной плоскости [24]. Нижняя (первая), наиболее молодая ступень (площадка и сопряженный с ней склон) прослеживается на всем протяжении желоба, хотя площадка этой ступени развита локально. Она приурочена к глубинам 6—5,5 до 5 км и ограничена со стороны океана хорошо выраженным в рельефе склоном глубоководного желоба, высота которого, как и площадки нижней ступени, уменьшается к северо-востоку.

Таким образом, Восточно-Камчатская асимметричная мегагорст-антиклиналь северо-западной вергентности сформировалась в условиях преобладающего северо-западного регионального латерального сжатия. Структуры более высоких порядков, верхнекоровые, создающие поперечную зональность мегагорст-антиклиналей, отражают чередование условий сжатия и растяжения.

О геодинамических условиях формирования глубоководных желобов существуют противоречивые представления. По мнению Л.П.Зоненшайна и др. [13], глубоководные желоба являются структурами сжатия. По геофизическим [37], сейсмологическим [1] и структурно-геоморфологическим данным для желоба и его склонов характерны условия растяжения в приповерхностной части земной коры. Деструктивная тектоника в прикамчатской зоне определяется молодыми тектоническими процессами и сейсмичностью, указывающими на общность порождающих их процессов [38].

Восточно-Камчатская мегагорст-антиклиналь отделена от Западно-Камчатской зоны поднятий Центральнокамчатской депрессией, заложившейся в начале среднего или конце раннего миоцена; развитие собственно грабенообразной впадины падает на конец плиоцена и особенно на квартал [40]. Мощности четвертичных отложений в нем составляет 0,3—0,6 км и более [12]. Разрез земной коры в пределах Центральнокамчатской депрессии и Ключевской группы вулканов специфичен и указывает на геодинамическую неустойчивость [2]. Мощности «гранитного слоя» относительно сокращена, а «базальтового» увеличена (10—12 км). В переходной зоне мощностью 8—10 км между «базальтовым» слоем и мантией установлено сложное распределение скоростей. В работах [10, 12] приводятся доказательства рифтовой природы Центральнокамчатской депрессии. По мнению А.И.Кожурина [18], депрессия является наложенной структурой глубокого заложения; ее образование связано с изостатическим погружением блока коры, вызванного перемещением к западу вещества низкоплотной верхнемантийной линзы, которая создает усилие на нижнюю поверхность блока.

Центральнокамчатская депрессия имеет довольно прямолинейную западную границу со Срединным поднятием — разлом, продолжающийся к югу разломом 18 (см. рис. 1), а к северу — глубинным разломом, выраженным в приповерхностной структуре грабеном пролива Литке, надстраивающимся по простиранию Вывенским разломом Корьяки. Границей депрессии с Восточно-Камчатской мегагорст-антиклиналью служит разлом, называемый «передовым фасом Камчатки», который интерпретируется как левосторонний [16, 21] или правосторонний [17]

сбросо-сдвиг или сдвиг. Проведенный структурно-морфологический анализ выявил сложный характер сочленения названных структур, когда сбросо-сдвиги, характерные в основном для южной (Ганальской) части, сменяются по простиранию взбросо-сдвиговыми нарушениями (с надвиганием структур Восточного хребта на Центральнокамчатскую депрессию), что, возможно, обусловлено сменой рифтогенного режима на орогенный [11, 12] в позднем плейстоцене или голоцене (?). Вероятно, с этим процессом связано образование окраинно-депрессийных позднеплейстоцен-голоценовых поднятий, отделенных от Восточной системы горст-антиклиналей Лево- и Правощапинской и Хапицкой впадинами (см. рис. 1, 3).

Депрессия состоит из ряда структур: Верхнебыстринского субмеридионального узкого грабена, разделяющего Малкинское и Ганальское поднятия; Устькамчатского грабена, расширяющегося к северо-востоку (до устья р. Андриановка) и осложненного правосторонними сдвигами северо-восточного и субширотного простирания; Среднекамчатской впадины до северо-западного Козыревско-Щапинского разрывного нарушения; Центральной впадины до широтного отрезка долины р. Камчатка, в пределах которого расположено поднятие с Ключевской группой вулканов, наследующее более древние элементы [9]; Северной впадины до широтного участка долины р. Озерная. Депрессия испытывает дифференцированные опускания с максимальным погружением (15—19 мм/год) у Ключевской группы вулканов [8]. В депрессии проявлена сопряженность деструктивных тектонических и вулканических процессов [29].

Западная Камчатка представляет собой пологое мегагорст-антиклинальное поднятие, выраженное в рельефе Срединным хребтом, и сопряженно с ним развитыми на западе разновысотными денудационными, субаэральными приморскими и шельфовыми равнинами. По особенностям морфологического строения и различию в простирании Срединного новейшего поднятия выделяются три мегаблока (см. рис. 1): Южный (Малкинский), протягивающийся до Северокроноцко-Крутогоровской (7) широтной транскамчатской зоны дислокаций (продолжение последней в Охотском море служит южным ограничением впадины Тинро); Центральный — до Озерновско-Воямпольской (2) субширотной транскамчатской зоны разлома; Северный, занимающий перешеек полуострова.

Южный (Малкинский) меридиональный мегаблок (рис. 4) существовал как поднятие в течение всего кайнозоя и представляет собой метаморфический выступ. Он отличается значительными (более 1,5 км) амплитудами конэрозионного развития и интенсивно нарушен молодыми разломами. Границей с Центральнокамчатской депрессией являются высокоамплитудные сбросы или сбросо-сдвиги, с Западно-Камчатским прогибом — сбросы и крутопадающие взбросы также, возможно, с горизонтальной компонентой. Восточный борт Западно-Камчатского прогиба вовлечен в плейстоцене в поднятие, осложнен локальными преимущественно изометрическими структурами, а также разрывными нарушениями, многие из которых прослеживаются в Малкинское поднятие. К Центральному мегаблоку Срединного хребта приурочен Центральнокамчатский вулканический пояс, для которого характерен преимущественно раннеплейстоценовый базальтовый вулканизм, обусловивший образование обширных

лавовых плато и вулканических щитов [4]. В четвертичной структуре здесь выделяются крупные тектоновулканические поднятия: Ичинское и Алнай-Шишельское, разделенные Верхнетигильским разломом (3, см. рис. 1). В пределах Ичинского вулканотектонического брахиформного поднятия обособляются западная и восточная (Козыревско-Быстринская) структуры северо-восточного простирания. Алнай-Шишельское горстообразное тектоновулканическое поднятие также имеет неоднородное строение и сильно нарушено продольными и секущими разломами, среди которых по морфологическим признакам устанавливаются правые и левые сдвиги. Восточная граница вулканотектонических поднятий прямолинейна, имеет сбросовую природу и выражена в рельефе денудационными уступами. С запада от них выделяются области слабых вулканотектонических поднятий, объединенных дугообразными грани-

цами. Сопряженно с ними развивается Тигильское тектоническое поднятие небольших суммарных амплитуд, в пределах которого дешифрируется вихревая структура. Ее образование объясняется [20] с позиции гидрогазодинамики как распад поверхности раздела континентальной земной коры и океанической на сочленении древних и современных островных дуг. Граница Западно-Камчатских структур с Охотоморскими проходит обобщенно по изобате 500 м, повторяясь в контурах впадины Тинро.

Северный мегаблок Срединного хребта-поднятия отличается азимутом простирания, морфологическими особенностями и смещен по Воямпольско-Озерновскому разлому (2) к западу. На востоке мегаблок по высокоамплитудному сбросу граничит с впадинами Карагинского залива и грабеном пролива Литке; к западу от него расположено поднятие умеренных амплитуд. В пределах мегаблока обособляются две части, разделенные Паланским субширотным левым сдвигом (1). Южная часть представляет собой вулканотектоническое поднятие, образующее вместе со структурами п-ова Озерный мегакольцевую структуру, разделенную субмеридиональным сбросом, по которому восточная часть опущена и частично занята Южно-Карагинской впадиной. Северное тектоническое поднятие ограничено с северо-запада Парапольско-Пенжинско-Шелиховской зоной разлома (см. рис. 1), прослеживающейся, по видимому, до северного окончания впадины Тинро. Для этого сегмента Срединного хребта отмечается нарушенность северо-западными и преимущественно широтными разломами. Последние являются, как правило, левосторонними сдвигами; некоторые из них продолжают в Командорскую впадину и нарушают подножие континентального склона. Эти широтные разломы входят в трансрегиональную Магаданско-Северокамчатскую линеаментную зону, которая предопределила широтное простирание новейших «магаданских» прибрежных структур и границу суши—моря, отразилась в строении рельефа дна залива Шелихова, континентального склона Командорской котловины и подводного поднятия Ширшова.

Современные структуры Камчатки интенсивно нарушены разломами, среди которых выделяются транскамчатские (см. рис. 1, 2). Продольная система разломов (Голыгинско(18)-Центральнокамчатско-Литкенская) разделяет Восточную и Западную Камчатку. Широтные зоны Воямпольско-Озерновская (2) и сближенные Вилючинско-Плотниковская (17) и Авачинско-Большебанная (16) обособляют Южную, Центральную и Северную части полуострова. Секущие северо-западные — Начикинская (12) зона дислокаций [7], Южнокроноцко-Щапинская (8) и Ольхово-Воямпольская (4) и широтные зоны разломов — Колпаково-Южнокроноцкая (9) и Северокроноцко-Крутогоровская (7) разбивают Центральную Камчатку на мегаблоки, определяя их некоторую автономность развития и структурно-морфологические особенности. В акватории эти разломы по особенностям строения рельефа дна, сейсмологическим и геофизическим данным [6, 30, 32, 37] прослеживаются на прикамчатском и океанском склонах. Секущие северо-западные разломы маркируются в приповерхностной структуре береговыми впадинами, образовавшимися в условиях поперечного растяжения. Широтные зоны обуславливают изменение простирания и морфологию верхнекоро-

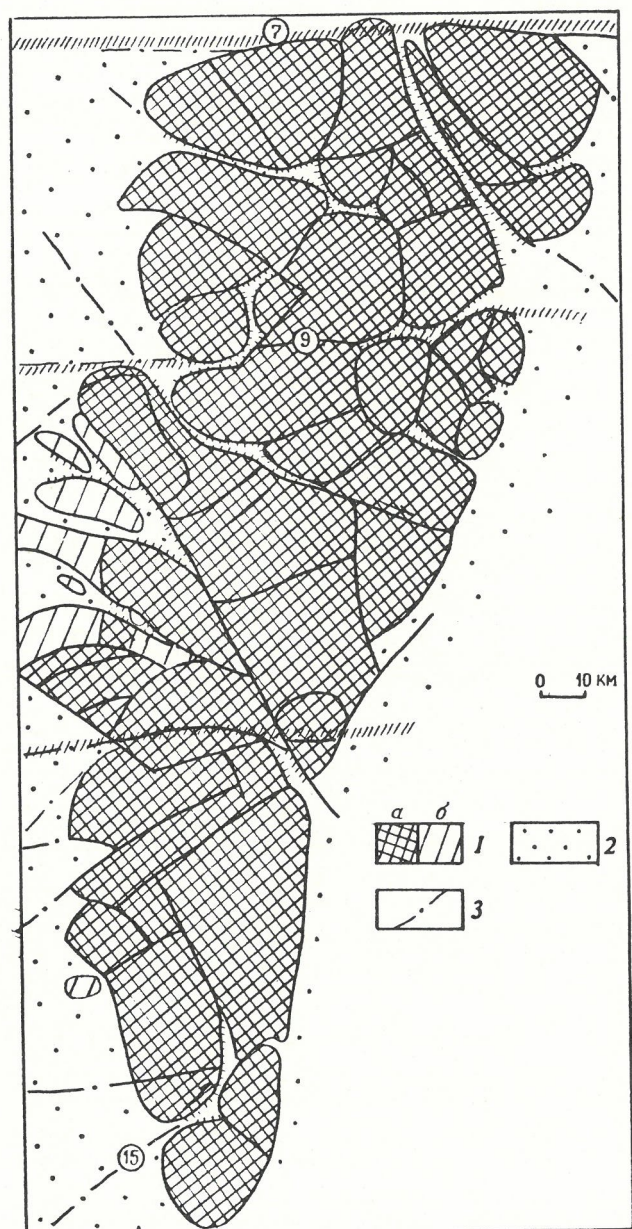


Рис. 4. Современное строение Малкинского мегаблока:

1 — новейшие поднятия с амплитудами, км: а — более 1, б — менее 1; 2 — новейшие впадины; 3 — разрывные нарушения, предполагаемые под покровом неоген-четвертичных и четвертичных отложений; остальные усл. обозн. см. рис. 1

вых структур и имеют предположительно нижнекорное — верхнемантийное заложение.

Итак, на основании структурно-морфологического анализа можно отметить следующее.

Новейшее строение Восточной и Западной Камчатки различно. Восточно-Камчатская асимметричная мегагорст-антиклиналь входит в систему новейших поднятий Курило-Камчатской островной дуги и разделяется широтной зоной дислокаций на Южно-Камчатскую мегагорст-антиклиналь, более тесно связанную с Курильским сегментом, и собственно Восточно-Камчатскую. Они имеют асимметричное строение с северо-западной вергентностью и широким ступенчатым юго-восточным склоном (до Курило-Камчатского глубоководного желоба).

Восточно-Камчатская мегагорст-антиклиналь сформировалась в условиях регионального латерального преобладающего в северо-западном направлении сжатия. С этим процессом связаны образование кулисно расположенных горст-антиклинальных поднятий Восточного хребта и их взбросо-надвиговые границы с Центральнокамчатской депрессией, а также зарождение в рельефе окраинно-депресссионных малоамплитудных молодых поднятий. Этими же причинами, по-видимому, объясняется взбросо-надвиговая кинематика западно-северо-западных границ поднятий всех полуостровов Восточной Камчатки, особенно четко устанавливающаяся для структур п-ова Кроноцкий. Умеренные поднятия полуостровов ограничены сдвиго-сбросами (левыми и правыми), по которым перемещались структуры в северо-западном направлении.

Восточно-Камчатский вулканический пояс является в антропогене областью сводовых вулканотектонических слабых поднятий, разделенных правосторонними сдвигами и осложненных продольным региональным разломом, образовавшимся в условиях растяжения.

Камчатский склон-крыло Восточно-Камчатской мегагорст-антиклинали нарушен продольными и секущими разломами, предопределившими его ступенчатость, образование преддуговых впадин-заливов и «барьерных» поднятий-хребтов и изменение простирания Курило-Камчатского глубоководного желоба на пересечении с ними.

Северная часть п-ова Камчатский является структурным элементом Алеутской системы островных поднятий и отделена от нее впадиной Камчатского залива, а от Восточно-Камчатской мегагорст-антиклинали — Пикежско-Озерновым сбросо-левосторонним сдвигом, лежащим на продолжении разлома Стеллера Алеутской трансформы.

Западная Камчатка представлена тремя мегаблоками, выраженными тектоническими и вулканотектоническими поднятиями Срединного хребта и сопряженно с ними развитыми структурами Западно-Камчатского прогиба (до изобаты -500 м, а на севере до Парापольско-Пенжинско-Шелиховской зоны разлома северо-восточного простирания). Северный мегаблок в морфоструктурном отношении более тесно связан со структурами Корякского региона и нарушен преимущественно широтными левосторонними сдвигами, входящими в Магаданско-Северокамчатскую линеаментную зону.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянова В.Н. Некоторые закономерности сейсмодислокаций на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. 1965. № 5. С. 93—115.
2. Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К. Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С. 115—136.
3. Априлов С.Е., Жегалов Ю.В. О вулканических поясах Камчатки // Геотектоника. 1972. № 2. С. 102—109.
4. Апродов В.А. Вулканы. — М.: Мысль, 1982.
5. Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. О парагенезисе позднейокеанских структур зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С. 18—25.
6. Воробьев В.М., Таракановский А.А. Разломы восточной Камчатки и дна прилегающей части Тихого океана (по геофизическим данным) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1188—1191.
7. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки / Г.И.Аносов, С.К.Биккенина, А.А.Попов и др. — М.: Наука, 1978.
8. Дмитриева В.Д., Золотарская С.Б., Магусыкин М.А. Современные движения блоков земной коры Камчатки по геолого-геодезическим данным // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск, 1989. Т. 1. С. 29—30.
9. Ермаков В.А. Неотектоника и четвертичный вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1969. № 3. С. 68—79.
10. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.С. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1974. № 3. С. 3—20.
11. Ермаков А.В., Пикунов А.Г., Черных Е.А. Новая концепция тектоники и вулканизма Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 51—56.
12. Ермаков В.А. Особенности развития вулканизма и четвертичной структуры Курило-Камчатской островной дуги в новейшее (плиоцен-четвертичное) время // Очерки тектонического развития Камчатки. М., 1987. С. 165—218.
13. Зоненшайн Л.П., Баранов Б.В., Леглер В.А. и др. Глубоководные желоба как структуры сжатия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 96—108.
14. История развития рельефа. Камчатка, Курильские и Командорские острова / И.В.Мелекесцев, О.А.Брайцева, Э.Н.Эрлих и др. — М.: Наука, 1974.
15. Корреляция тектонических событий неотектонического этапа развития Земли / Н.А.Лукина, В.И.Макаров, В.Г.Трифонов, Г.И.Волчкова // Тр. ГИН АН СССР. 1985. Т. 399.
16. Костенко Н.П., Корчуганова Н.И., Дунаев Н.Н. Некоторые особенности новейшего строения Курило-Камчатского региона (по результатам структурно-геоморфологического анализа) // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Тез. докл. М., 1996. С. 70—72.
17. Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3—18.
18. Кожурин А.И. Четвертичная тектоника центральной Камчатки и некоторые общие черты неотектоники Тихоокеанского тектонического пояса // Современная геодинамика и глубинное строение СССР. М., 1990. 72—78.
19. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — М.: Наука, 1965.
20. Кутейникова Н.С., Кутейников Е.С. Шарьяжи на космических сланцах // Геотектоника. 1987. № 3. С. 28—33.
21. Леглер В.А., Парфенов Л.М. Системы разломов островных дуг // Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М., 1979. С. 134—155.
22. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте Тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55—63.
23. Ломтев В.Л. Генетические формы рельефа континентального склона Курило-Камчатской дуги // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток, 1987. С. 63—73.
24. Ломтев В.Л., Ежов Б.В. Рельеф и структура осадочного чехла северной части Курило-Камчатского желоба // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток, 1982. С. 38—53.
25. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / В.Г.Трифонов, Г.А.Востриков, А.Н.Кожурин и др. // Тр. ГИН. 1988. Вып. 427.
26. Очерки тектонического развития Камчатки / М.Н.Шапиро, В.А.Ермаков, А.Е.Шанлер и др. — М.: Наука, 1987.
27. Павлов Ю.А., Юнов А.Ю. О мощности земной коры Камчатки // Докл. АН СССР. 1970. Вып. 191. № 1. С. 194—196.
28. Павлов Ю.А., Сергеев К.Ф. Глубинные разломы северо-западного сектора зоны сочленения Евразийского и Тихоокеанского коро-мантийных блоков (по геофизическим данным) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 5. С. 1201—1203.
29. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли // Тихий океан и его обрамление. М., 1992 (Тр. ГИН. Вып. 473).
30. Ривов Л.А. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов по геофизическим данным // Геология и геофизика. 1963. № 6. С. 30—48.

31. Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. — М.: Наука, 1967.
32. Селиверстов Н.И., Надежный А.М., Бондаренко В.И. Особенности строения дна заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований // Вулканизм и сейсмология. 1980. № 1. С. 38—50.
33. Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С. 91—103.
34. Стрельцов М.И. О сдвигах на флангах и кривизне островных дуг // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 184—187.
35. Супруненко О.И., Декин Г.П. Субширотные разломы Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. С. 1442—1445.
36. Супруненко О.И. О происхождении восточных полуостровов Камчатки по региональным геофизическим данным // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 4. С. 901—904.
37. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С.Гнибиденко, Т.Г.Быкова, О.В.Веселов и др. — М.: Наука, 1980.
38. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Зона Вадати-Заварицкого-Беньюфа на Камчатке // Строение сейсмофокальных зон. М., 1987. С. 5—10.
39. Флоренский И.В., Трофимов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78—87.
40. Шанцер А.Е. Кайнозойское развитие Камчатки — формирование и деструкция нестабильных орогенических поднятий // Очерки тектонического развития Камчатки. М., 1987. С. 109—164.
41. Штейнберг Г.С. Строение земной коры южной части Камчатки и структурно-тектоническая позиция четвертичных вулканов // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166. № 2. С. 440—443.
42. Эрлих Э.П. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — Новосибирск: Наука, 1973.
43. Baranov B.V., Seliverstov N.I. Plate Tectonic Situation at the Aleutian-Kamchatka Junction Areas. First Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk-Kuril Island Arc, Abstract, Moscow, 1993.

Принята редколлегией 27 января 1997 г.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 549.903.12

© Е.Н.Панов, О.Ю.Дубик, 1997

Использование шлихового анализа современного элювия при оценке достоверности результатов изучения акцессорной минералогии кристаллических пород

Е.Н.ПАНОВ, О.Ю.ДУБИК (ВСЕГЕИ)

Комментируя многочисленные описания находок экзотических минералов в разнообразных породах, академик В.С.Соболев [9] впервые четко сформулировал проблему засорения проб чужеродным материалом и связанную с ней опасность дезинформации, построения ложных теорий и ошибочных выводов. Тем не менее, даже в Справочнике по методам минералогических исследований [5] практически отсутствует информация на эту актуальную тему.

Засорение проб кристаллических пород может произойти на любом этапе их обработки — от формирования в полевых условиях до лабораторного исследования, но наиболее вероятно при измельчении в механических дробилках [4]. Как показывает опыт, даже тщательная очистка механизмов не гарантирует от загрязнения материалом ранее обработанных проб. По нашему мнению, в благоприятных геологических условиях искусственные шлихи целесообразно в целях контроля дополнить опробованием продуктов выветривания соответствующих кристаллических пород. Ранее шлиховой анализ современного (и ископаемого) рыхлого элювия проводился для изучения влияния процессов выветривания на акцессорные минералы коренных пород [6] и, в частности, на их гранулометрический состав и кристалломорфологические характеристики [1, 10]. Аналогичное исследование было задумано на материале некоторых мезозойских гранитоидов Северо-Востока России, но уже на первом объекте из Магаданского массива мы столкнулись с проблемой внешнего загрязнения искусственного шлиха.

На водоразделе рек Окса и Магаданка от отдельно стоящего останца была отбита представительная проба (28 кг) порфировидного гранита, а из углубления в скальном основании останца с глубины 0,5 м было взято 17 кг дресвянистого элювия. Крупно-, среднезернистая (1—6 мм) порода состоит из плагиоклаза — андезина (39 %), кварца (38 %), ор-

токлаза (16 %) и биотита (7 %). Акцессорные минералы ранее специально не исследовались; микроскопически в шлифах наблюдаются магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен, измененный торит. Каменный структурный элювий гранита практически полностью дезинтегрирован на отдельные мономинеральные зерна и содержит незначительное количество глинистого компонента.

Материал проб обрабатывался в соответствии с рекомендациями В.В.Ляховича [4]: кристаллическая порода в несколько приемов измельчалась в щековой дробилке до крупности —1 мм. Затем пробы отмучивались и отмывались в лотке до состояния «серого» шлиха массой около 2 кг, из которого при помощи бромформы удалялась легкая фракция. Результаты диагностики тяжелых минералов кристаллооптическими и рентгеноструктурными методами представлены в таблице.

Биотит, близкий к сидерофиллиту (Nm 1,655, политип 1М), в граните на 10—15 % замещен хлоритом, в элювии же превращен в псевдоморфозы смешаннослойного хлорит-гидробиотитового (биотит + вермикулит) — гематитового состава. Количественное соотношение биотита в граните и продуктов его изменения в элювии определить затруднительно из-за больших потерь при обработке проб.

В отношении других тяжелых минералов применяемая приближенно-количественная методика подсчета [4] позволяет сделать вывод, что в элювиальном шлихе по сравнению с протошкой гранита сохраняется практически на одном уровне содержания магнетита, ильменита, монацита, роговой обманки, эпидота, алланита, циркона; несколько уменьшается — фторапатита, граната (спессартина) мусковита (феррофенгита). Наоборот, тенденцию к «накоплению» при экзогенной дезинтеграции гранита обнаруживают сфен, клиноцоизит, торит, рутил, анатаз, циртолит.

Содержание акцессорных минералов в порфировидном плагиограните Магаданского массива, г/т

Минерал	Коренная порода	Элювий
Флюорит	1—3 зерна	Не обн.
Пирит	1,01	«
Арсенопирит	0,35	«
Ильменит	194,32	72,70
Рутил	0,03	0,20
Анатаз	< 0,01	0,01
Корунд*	1—3 зерна	Не обн.
Магнетит	2600	1540
Моноцит	17,44	11,61
Апатит (фторапатит)	31,15	10,98
Апатит (франколит)*	0,03	Не обн.
Пироксен (омфацит)*	0,01	«
Роговая обманка	3,76	6,78
Цоизит	0,06	0,59
Клиноцоизит	0,24	0,80
Эпидот	1,57	1,42
Алланит	0,68	0,95
Силлиманит*	1,24	Не обн.
Кианит*	0,39	«
Ставролит*	3,69	«
Призматин*	0,01	«
Турмалин (шерл)	1—3 зерна	«
Барилит	1—3 зерна	«
Гранат (альмандин)*	3,40	«
Гранат (спессартин)	0,33	< 0,01
Циркон	2,73	3,69
Циртолит (малакон)	Не обн.	0,16
Торит (продукты распада)	0,01	0,43
Сфен	0,87	2,00
Хризолит (+боулингит)*	1—3 зерна	Не обн.
Форстерит*	Не обн.	1—3 зерна
Ларнит (+пломбьерит)*	«	1—3 зерна
Мусковит (феррофенгит)	0,03	1—3 зерна
Пренит*	< 0,01	Не обн.
Цеолит (ломонтит)	Не обн.	0,09

* Ксеногенные минералы.

Причиной такого «обогащения» могут быть не процессы выветривания, а различные способы обработки проб. Торит, например, уже в граните почти полностью замещен продуктами метамиктного распада — тонкозернистым агрегатом трудноопределимых изотропных минералов: оранжитом ($N 1,7$), эналит-хеттонитом (1,661—1,680), гидроцеритом (1,590), β -гилбитом (1,614—1,620) и др. Очень мягкие (твердость 1—3) субтетрагональные красно-буро-желтые псевдоморфозы почти полностью уничтожаются при дроблении проб, а немногие уцелевшие с трудом распознаются среди других сходно окрашенных зерен. Возможно, то же относится и к циртолиту (твердость 3).

«Сквозные» минералы переходят из кристаллической породы в элювий, почти не меняя морфологии, гранулометрического и химического составов, физических свойств. Магнетит в процессе современного выветривания частично превращается в мартит; количество гематитового компонента увеличивается в 1,5—2 раза. Зерна ильменита из искусственного шлиха представляют собой многофазные псевдоморфозы с участием гематита (25 %) и рутила (19 %), в элювии соответственно 32 и 23 %. Химический состав, включая элементы-примеси, остается прежним.

Роговая обманка присутствует в пробах только как акцессорный минерал в виде нескольких разновидностей; темную сине-зеленую ($Ng 1,688$, $Np 1,666$) и светло-желто-бурю ($Ng 1,701$, $Np 1,675$) можно считать «сквозными», а коричневый феррогастингсит ($Ng 1,714$, $Np 1,695$), светло-зеленый актинолит ($Ng 1,656$, $Np 1,631$) и знаковый рибекит обнаружены только в протоочках гранита. Минералы группы эпидота также сохраняют близкие кристаллоопти-

ческие характеристики; бесцветный розоватый цоизит ($N 1,708$ —1,693), желтоватый клиноцоизит ($Ng 1,736$, $Np 1,705$), светло-зеленый эпидот ($Ng 1,781$, $Nm 1,762$, $Np 1,726$) и черный, красно-бурый алланит ($N 1,670$ —1,805) имеют место в граните и элювии. Только в искусственном шлихе выявлены немногочисленные зерна более темноокрашенных и высокопреломляющих эпидота ($Ng 1,790$, $Np 1,750$) и β -цоизита ($N 1,715$ —1,699).

Присутствие в тяжелой фракции гранита специфических разновидностей амфибола и эпидота следует связывать с наличием в ней же заметных количеств ставролита, альмандина, силлиманита, кианита, отдельных зерен пироксена (омфацита), гидроксид-карбонатистого фторапатита (франколита), призматина, пренита, единичных знаков измененного оливина (хризолита), корунда и барилита; минералов, полностью отсутствующих в элювии, хотя они должны были сохраниться в продуктах современного выветривания [6]. Вероятно, перед нашими пробами в щековой дробилке измельчались породы амфиболовой и, возможно, эклогитовой фаций метаморфизма и, несмотря на очистку механизмов, микроскопическая примесь породообразующих метаморфогенных минералов засорила материал гранитной протоочки. Сходное распределение пирита, арсенопирита, флогопита, очевидно, происходит по причине полного разрушения их в условиях поверхностного окисления [3].

Характерным компонентом элювия можно считать шестоватые кристаллы цеолита — ломонтита ($Ng 1,514$, $Np 1,507$, $CNg 41^\circ$). Присутствие этого сравнительно легкого минерала в тяжелой фракции свидетельствует о высоком содержании ломонтита в продуктах выветривания. Единичные зерна форстерита и ларнита, частично замещенного пломбьеритом, явно имеют техногенное происхождение из-за близости трассы Магадан — Окса.

За вычетом ксеногенных примесей в качестве акцессорной составляющей гранитов более или менее надежно выявлен 21 минерал, которые образуют Са-Th-TR ассоциацию, сходную с таковой плагиогранитов позднемезозойских интрузивных массивов, аналогичных магаданскому [2]. Анализ литературных данных позволяет предположить, что оптимальное число акцессорных минералов известково-щелочных интрузивных пород вряд ли будет превышать 20—25 наименований и в каждом конкретном случае будет зависеть еще и от способа пробподготовки. На сходных объектах позднемезозойских гранитов Яно-Колымского пояса А.П.Соболев [8], дробивший пробы вручную в ступке, обнаружил 22 акцессорных минерала, тогда как В.В.Попова [7], измельчавшая материал в щековой дробилке, уже 45, в числе которых оказались экзотические — самородное железо, муассонит, периклаз, лопарит и т.п.

Сопоставление результатов исследования искусственных протоочек с тяжелыми шлихами соответствующих им отложений современного элювия может служить важным источником достоверной информации о минералогии кристаллических пород и сравнительно простым и надежным способом устранения последствий возможного загрязнения проб, возникающего в процессе обработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Захарова О.Ю. Подвижность циркония и растворение циркона в коре выветривания (Северный Казахстан) // Вопросы строения литосферы. М., 1987. С. 23—26.
- Ипатьева И.С. Акцессорные минералы позднемезозойских

- гранитоидов Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1976.
3. Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И. и др. Выветривание и литогенез. — М.: Недра, 1969.
 4. Ляхович В.В. Методы сепарации акцессорных минералов. — М.: Недра, 1981.
 5. Методы минералогических исследований. Справочник / Под ред. А.И. Гинсбурга. — М.: Недра, 1985.
 6. Подпорина Е.К., Данилова К.Н. Акцессорные минералы в корях выветривания Кызылкумов и Зирабулакских гор // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М., 1982. С. 125—134.
 7. Попова В.В. Акцессорные минералы мезозойских гранитов и адалелитов южной части Яно-Колымской складчатой системы // Магматические формации Северо-Востока СССР. Магадан, 1985. С. 99—123.
 8. Соболев А.П. Акцессорные минералы позднемезозойских гранитов Северо-Востока СССР // Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975. Вып. 8. С. 6—72.
 9. Соболев В.С. Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108. Вып. 6. С. 691—695.
 10. Claus G. Schwermineralien aus kristallinen Gesteine des Gebietes zwischen Passau und Cham // Neues Jahrb. Miner., Geol. Und Paleontol., 1936. Bd. 1 Hf. 1. P. 1—58.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.83:550.814

© В.Г. Мавричев, 1997

Аэромагниторазведка на региональном этапе изучения нефтегазоперспективных территорий

В.Г. МАВРИЧЕВ (ГП «Петербургская геофизическая экспедиция»)

На региональном этапе геологического изучения территорий широко используют аэрогеофизическую (аэромагнитную) информацию. В практике работ за рубежом на этот вид работ падает до 80 % затрат на геофизические исследования без учета выполнения региональных спорных сейсморазведочных профилей. На следующий этап — поисковый, как наиболее важный, завершающий подготовку рассматриваемых территорий для выявления и эксплуатации нефтегазоперспективных объектов, госбюджетные ассигнования на проведение аэрогеофизических работ в настоящее время не предусмотрены. Поэтому принятый масштаб 1:50 000 при проведении аэрогеофизических съемок на региональном этапе исследований слабо или недостаточно изученных нефтегазоперспективных территорий России оптимален. Это, в свою очередь, предъявляет повышенные требования к результатам региональных работ и, в большей степени, результатам аэрогеофизики.

В настоящее время такие работы выполняются в западных районах Урало-Поволжья, в меньших объемах на площади Московской синеклизы, планируются на территории Мезенской синеклизы. Назрела необходимость выполнения аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 на шельфе прилегающих к России морей [2]. На некоторых площадях Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Пермская, Самарская, Саратовская области, Республики Татарстан, Башкортостан) организациями Минтопэнерго РФ признана целесообразность выполнения аэрогеофизических исследований более крупного масштаба — 1:25 000. Обоснование данного масштаба на площадях, достаточно высоко изученных современной сейсморазведкой МОГТ, проистекает из результатов аэромагнитных съемок, выполненных для решения задач нефтегазовой геологии.

В последние годы аэромагнитный метод широко применяется при решении нефтегазоперспективных задач. В настоящее время аэрогеофизические предприятия оснащены высокочувствительной отечественной аппаратурой с цифровой регистрацией информации, позволяющей выделять слабые эффекты, обусловленные влиянием пород осадочного чехла даже при их низкой намагниченности [1—5].

Магнитный метод в комплексе геолого-геофизических исследований на территории Российской Фе-

дерации применялся с первых этапов поисков месторождений нефти и газа. Его роль в изучении нефтегазоперспективности регионов можно кратко рассмотреть на примере Тимано-Печорской провинции. Применение магниторазведки как маршрутного регионального метода было осуществлено в 1941—1942 гг. проведением комплексных (гравиманитных) измерений по профилю вдоль железнодорожного полотна Ухта — Кожва, по материалам которых были намечены крупные структурные осложнения. В 1954—1955 гг. впервые осуществлена площадная аэромагнитная съемка масштаба 1:1 000 000, результаты которой были освещены в работах Р.А. Гафарова. Помимо высказанных представлений о наличии в пределах рифейского фундамента эв- и миогеосинклинальных зон, сделано предположение о наличии на севере провинции некоторых крупных линейных дислокаций.

В 60-е годы аэромагнитные съемки масштаба 1:200 000 широко использовались в комплексе с другими видами геолого-геофизических работ при выделении тектонических форм I и II порядков, трассирования региональных разломов фундамента и осадочного чехла, дальнейшего планирования поисковых работ. В этот период по комплексу гравиметрии, магнитометрии, частично сейсморазведки впервые был выделен Колвинский вал как главная зона нефтенакпления провинции. Выполненные на территории провинции в 1974—1992 гг. Петербургской геофизической экспедицией аэромагнитные съемки с высокочувствительной аппаратурой (КАМ-28, ММВ-215 и др.) масштаба 1:50 000 явились очередным, качественно новым этапом использования магнитометрии для изучения геологии региона и его нефтегазоносности. По материалам съемки с учетом данных по другим геолого-геофизическим исследованиям не только установлены крупные структуры II порядка (вал Сорокина, Медынский вал и др.), но и намечено значительное число перспективных участков, на которых рекомендовано проведение поисковых сейсморазведочных работ. Обоснованность рекомендаций базируется на результатах анализа отражаемости известных структур и месторождений (немногим более 200 объектов) провинции в морфологии магнитного поля. В магнитном поле находит выражение 82 % структурных осложнений [2, 4].

Применение магнитного метода существенно ускорило ввод в поисковый процесс новых территорий и площадей и в других регионах. К настоящему времени накоплен большой опыт использования аэромагнитной съемки при проведении региональных и поисковых работ на нефть и газ в Волго-Уральской, Прикаспийской, Северо-Кавказской, Западно-Сибирской нефтегазоносных провинциях, на Камчатке и Сахалине, на шельфе Печорского и Баренцева морей [2, 3]. Современные аэромагнитные съемки масштаба 1:25 000—1:50 000 решают следующие геологические задачи:

изучение структурно-вещественной неоднородности фундамента, выделение зон тектонических нарушений, оценки их характера и роли в формировании блоковой структуры и т.д.;

выявление осложняющих осадочного чехла различного морфотектонического типа с построением прогнозных карт на отдельные стратиграфические горизонты с выдачей рекомендаций на поиски новых объектов, перспективных на поиски нефти и газа;

исследование «тонкой» структуры магнитного поля как носителя информации от воздействия углеводородов на вмещающие залежь породы.

Решение первой задачи осуществлялось и ранее по материалам аэромагнитных съемок с менее чувствительной аппаратурой на ранней стадии изучения территорий. Новые съемки позволяют более детально рассмотреть вопрос, внести новое содержание при интерпретации в части разломно-блоковой тектоники фундамента и его вещественного состава. В более детальном плане намечаются структуры II и III порядков. Так, для авлакогенов Волжско-Камской антеклизы и Московской синеклизы типичны четко выраженные пониженные значения магнитного поля, в морфологических особенностях которого отражены не только борта, но и внутренняя структура и приуроченные к ним валообразные поднятия в чехле (Ольховско-Боровский, Солигаличский валы и др.).

Вторая задача по выявлению локальных объектов осадочного чехла базируется на большом фактическом материале как по анализу отражения в магнитном поле известных структур и месторождений (конкретная статистика по Тимано-Печорской провинции приведена выше), так и по материалам подтверждения по данным аэромагнитных съемок, рекомендованных для проверки более тяжелыми (сейсморазведка) видами работ перспективных участков.

Коэффициент успешности проверки выданных по магнитной съемке рекомендаций сейсморазведкой МОГТ в нефтегазоносных провинциях следующий: Тимано-Печорская — 0,86; Волго-Уральская — 0,73; Западно-Сибирская — 0,76.

Типичный признак отражения локальных структур в морфологии магнитного поля — понижение ΔT амплитудой в первые нанатесла, совпадающие в плане с положением объекта. Аномалия определяется геометрией ловушки (амплитуда, крутизна крыльев), литологией и соответственно магнитными свойствами слагающих пород, а также соотношением этих факторов.

В реальных геологических условиях в одних случаях уверенно отмечаются мелкие структуры, в других сложным образом проявляются крупные высокоамплитудные ловушки. На площадях с лучшей структурно-литологической контрастностью (Предуральский прогиб) локальные объекты в морфологии маг-

нитного поля ΔT выражены лучше. Структуры с наклоном крыльев более 2° фиксируются в большинстве (93 %) случаев, чем с углами до 2° (69 %). Эмпирическая зависимость интенсивности аномалий ΔT от углов падения крыльев составляет 1,2—1,5 нТл на 1° . Та же зависимость, выраженная через амплитуду локального поднятия, составляет 0,1 нТл/10 м.

Решение третьей задачи выполняется при обработке материалов съемки по спецпрограммам (СПАН, ГАММА, ПНГ и др.) для выделения локального эффекта от пород, подвергшихся эпигенетическим преобразованиям в результате воздействия мигрирующих из залежи углеводородов.

В целом можно констатировать, что в магнитном поле присутствует информация от большинства локальных объектов. Наиболее типичное (около 90 % случаев) отражение структуры — понижение магнитного поля. Установленная закономерность подчеркивается и пространственной приуроченностью объектов к определенным структурно-тектоническим единицам. Этот вопрос требует привлечения обширного материала и поэтому здесь не рассматривается.

Геолого-геофизическими предпосылками применимости магнитного метода в решении задач нефтегазовой геологии являются:

приуроченность нефтегазоперспективных площадей к определенным структурно-тектоническим элементам кристаллического фундамента и осадочного чехла;

дифференциация пород осадочного чехла по магнитным свойствам;

негоризонтальность залегания осадочных отложений в зонах структурного осложнения, локальных объектах, их выклинивание.

Первая предпосылка довольно полно изложена в многочисленных публикациях. Вторая базируется на многочисленных исследованиях магнитных свойств пород кристаллического фундамента и осадочного чехла в основном по керну скважин по территориям перечисленных выше регионов. Послойно-латеральная изменчивость магнитных свойств пород чехла изучалась как в региональном плане, так и в пределах локальных структур. Результаты работ показали:

в разрезе осадочного чехла отмечается 4—7 магнитных горизонтов (литомангнитных комплексов), способных создавать свое магнитное поле, достаточное для фиксации современной аппаратурой;

пространственное распределение практически немагнитных слабо и сравнительно магнитных толщ палеозоя определено специфическими палеогеографическими условиями их образования. В момент тектонической активизации происходило накопление более магнитных осадков. Эпохи стабильного тектонического режима характеризуются формированием толщ пониженной магнитности;

углеводороды, мигрирующие из залежи, изменяют магнитные, электрические, радиоактивные и другие физические свойства вмещающих и перекрывающих ее отложений. Аномальные изменения литофизических параметров в зоне углеводородного насыщения имеют зонально-кольцеобразное строение и свидетельствуют о возможности использования данных характеристик в качестве показателей нефтегазоносности [3, 5].

Результаты изучения магнитных свойств по Пашнинскому месторождению Тимано-Печорской провинции приведены на рис. 1, б.

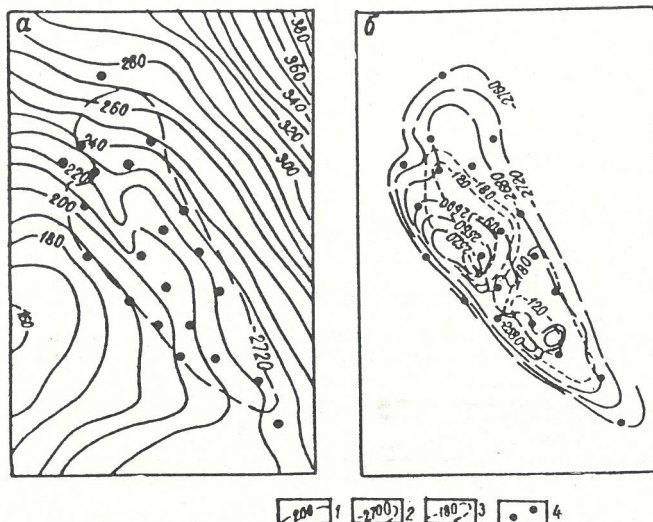


Рис. 1. Пашнинское месторождение нефти Тимано-Печорской провинции:

а — аномальное магнитное поле; б — магнитные свойства пород старооскольского горизонта; 1 — изолинии магнитного поля, нТл; 2 — изолинии кровли песчаников пласта I-B среднего девона, м; 3 — средние значения магнитной восприимчивости, 10^{-6} ед. СИ; 4 — скважины

При изучении магнитных свойств пород чехла по керну 18 скважин было установлено закономерное уменьшение магнитной восприимчивости терригенных отложений старооскольского горизонта девона к своду поднятия. Такой же характер распределения сохраняется и по отложениям кыновского и выше лежащих горизонтов. Отмечается лишь несколько меньшая контрастность значений магнитной восприимчивости. Эти изменения являются результатом не только процессов седиментации и перераспределения материала в ходе формирования структуры, но и воздействия флюидов углеводородов на вмещающие залежь породы. Изучение керна и люминисцентно-микроскопический анализ шлифов 136 образцов из скважин, расположенных внутри и за пределами контура залежи терригенного коллектора Пашнинского месторождения, подтвердили наличие вторичных процессов под воздействием углеводородов, в частности, в образовании поясов минеральных ассоциаций кальцита, пирита и других минералов вокруг залежи [3].

Тот же характер изменения магнитных свойств отмечается по кыновскому горизонту и отложениям турнейского яруса над литолого-стратиграфической залежью Уршакского месторождения, приуроченного к девонскому грабенообразному прогибу (Волго-Уральская провинция). Здесь также отмечается уменьшение контрастности в к с удалением от залежи. По Гежскому месторождению той же провинции (Пермская область) в отложениях турнейского яруса, терригенных породах тульского горизонта, башкирского яруса и верейского горизонта, залегающими над рифовым массивом, также отмечается зональное изменение магнитных свойств.

Третья предпосылка подтверждается моделированием магнитного поля над различными морфотектоническими типами структурных осложнений осадочного чехла [2]. Магнитное поле при выклинивании горизонтально лежащей толщи мощностью первые сотни метров показано на рис. 2. На морфологию и аномальный эффект поля ΔT будут влиять угол наклона толщи, изменение намагниченности

пород по латерали и глубина залегания. При залегании на глубине 4 км локальный эффект ΔT составит 0,4 нТл, что достаточно для уверенной фиксации аэрогеофизической аппаратурой. Выполненное моделирование магнитного поля для реальных разрезов через рифовые массивы (Табулдакский риф, Актаныш-Чишминская депрессия Волго-Уральской провинции, Западно-Тэбукский риф, Ижма-Печорская впадина Тимано-Печорской провинции и др.) показали хорошее совпадение по морфологии и амплитуде расчетного и измеренных значений поля ΔT . Основное влияние здесь оказывают геометрические размеры рифовой постройки, состав и магнитные свойства перекрывающих риф пород. Сами рифогенные известняки характеризуются практически нулевыми значениями магнитной восприимчивости, что на фоне пусть даже слабомагнитных вмещающих риф отложений является благоприятным фактором для фиксации магнитными съемками подобных объектов.

Интерпретация материалов аэромагниторазведки заключалась в последовательно решаемых операциях — трассировании систем нарушений, выделении основных блоковых геоструктурных элементов и прослеживании в их пределах локальных аномалий магнитного поля специфической морфологии, отвечающих структурным осложнениям осадочного чехла (на примере отложения в поле ΔT известных в данном регионе объектов). Мы рассматриваем выявление и картирование ловушек различного морфотектонического типа по материалам аэрогеофизических съемок без анализа их структурно-тектонической позиции в данном регионе.

Пример отражения в магнитном поле ловушек неантиклинального типа на Изкосьгоринской террасе приведен на рис. 3. В морфологии магнитного поля заметно локальное изменение, в плане отвечающее конфигурации известного объекта. Амплитуда аномалий не превышает 10 нТл. В остаточных аномалиях магнитного поля над ними также отмечается характерная аномалия, по морфологии отвечающая полю ΔT от выклинивающегося пласта (см. рис. 2) с несколько увеличенной по площади зоной пониженных значений, расположенной непосредственно над ловушкой. В тектоническом плане данный объект приурочен к зоне разрывных нарушений, проявившейся и в осадочном чехле.

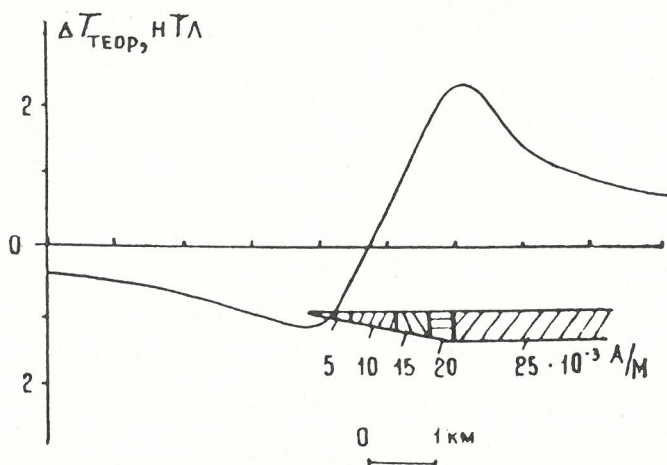


Рис. 2. Зависимость $T_{\text{теор}}$ над горизонтальным пластом от изменения намагниченности, глубина залегания пласта 1 км

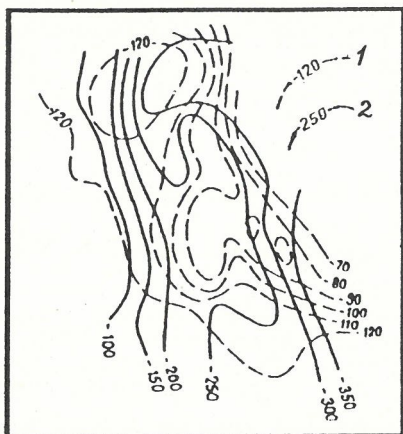


Рис. 3. Отражение в магнитном поле ловушек неантиклинального типа, Изкосягоринская терраса:

1 — изогипсы отражающего горизонта перми — карбона, м; 2 — изолиния аномального магнитного поля, нТл

Результаты аэромагнитной съемки над уже упомянутым Пашнинским месторождением нефти приведены на рис. 1, а. Конфигурация структурного плана и морфология магнитного поля подчеркивают, что в поле ΔT отражаются особенности строения осадочного покрова. Понижение аномалии ΔT амплитудой до 10 нТл пространственно тяготеет к своду структуры. Отражение Медынского месторождения (Жигулевско-Пугачевский свод) в магнитном поле и поле силы тяжести приведено на рис. 4. В морфологических изменениях потенциальных полей отчетливо просматривается структурный план известного объекта. Сводовой части локального поднятия отвечают понижение магнитного поля амплитудой 10—15 нТл и повышение поля Δg .

Рифогенные образования турнейско-фаменского возраста, приуроченные к бортам Камско-Кинельской системы прогибов, артинские рифы Предуральского краевого прогиба повсеместно отмечаются понижением магнитного поля, подчеркивающим их контуры. Амплитуда понижения ΔT определяется размерами рифовой постройки, литологией и соответственно магнитными свойствами перекрывающих ее пород.

Рифы ассельско-сакмарского возраста (Бельская впадина, Предуральский краевой прогиб) в морфологии магнитного поля выделяются повышенными значениями ΔT — как результат специфического проявления соляного тектогенеза в условиях прогиба. Локальный эффект определяется глубиной эрозийного вреза в толще сульфатно-карбонатных отложений, перекрывающих рифовое тело, который был заполнен впоследствии магнитными терригенными образованиями верхней перми. Аномалии магнитного поля практически повторяют конфигурацию массивов в плане.

Рассматривая возможность картирования рифовых массивов в пределах ККСР, отметим, что бортовые зоны отмечаются в магнитном поле в виде локального изменения поля ΔT (см. рис. 2), отвечающих, по-видимому, зонам тектонических нарушений в фундаменте и соответственно в чехле. К ним, возможно, и приурочены выклинивания отдельных толщ, литологические изменения состава отложений. В результате появляется возможность картировать в магнитном поле (на примере Шальмской, Актаныш-Чишменской депрессий, Верхнекамской

впадины и других прогибов) внешние и внутренние бортовые зоны, к которым тяготеют рифовые постройки. Так, борта недокомпенсированной Актаныш-Чишменской депрессии по верхнедевонским и турнейским отложениям тяготеют к зонам повышенных градиентов магнитного поля, соответствующих положению зон тектонических нарушений. В трансформированном поле ΔT им отвечают локальные аномалии типа «выклинивающегося пласта» (см. рис. 2).

В Тимано-Печорской провинции раннепермские рифовые массивы выделяются также локальными понижениями магнитного поля. Отмечается практически полное соответствие морфологических изменений магнитного поля и контуров рифогенного объекта. Известные здесь рифовые постройки девонского возраста (Западная Тэбукская, Лузская, Верхнелужская, Джерская и др.) отмечаются таким же типом магнитного поля примерно одинаковой интенсивности.

Зонам надвигов в магнитном поле, как правило, соответствуют узкие линейные системы аномалий интенсивностью 3—12 нТл. Положение линии надвига отмечается аномалией ΔT типа «уступ» (см. рис. 2) как результат отражения увеличенной мощности отложений автохтонной части разреза. Структурам, приуроченным к зонам надвигов, отвечает усложнение упомянутых аномалий дополнительным локальным эффектом, морфология которого характеризуется понижением магнитного поля. Переклинали данных структур также отчетливо выражены в магнитном поле.

В последнее время наметилась возможность выделять в высокочастотном спектре эффекты от влияния на вмещающие залежь породы флюидов углеводородов. Решение последней задачи базируется на основе разработанных физико-геологических моделей, применения набора специальных программ для изучения «тонкой» структуры магнитного поля. Применение программы СПАН (спектрально-пространственный анализ) на примере Смоленского поднятия (Дальнее Саратовское Заволжье) приведено на рис. 5.

В практическом плане по отдельным маршрутам,

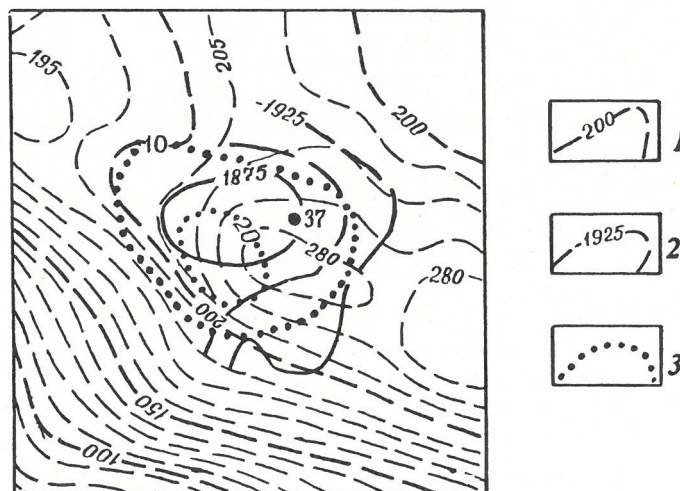


Рис. 4. Отражение Медынского месторождения в геофизических полях, Жигулевско-Пугачевский свод:

1 — изолинии отрицательного магнитного поля, нТл; 2 — изогипсы подошвы саргаевского горизонта, м; 3 — изолинии локальных аномалий поля силы тяжести, усл. ед.

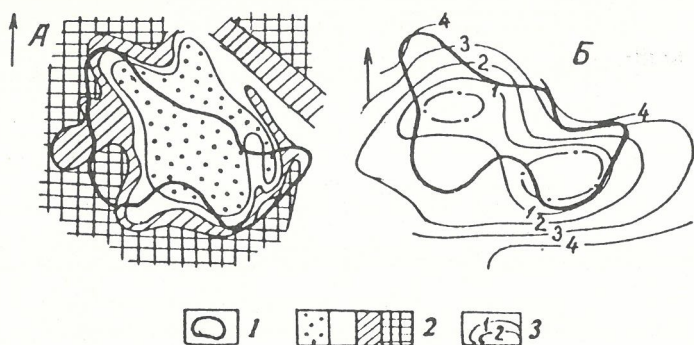


Рис. 5. Прогноз нефтегазоносности по комплексу геофизических методов, Дальнее Саратовское Заволжье:

А — продольная проводимость отложений среднего девона (метод ЗСМП); Б — амплитудная характеристика спектральной структуры магнитного поля; 1 — контур поднятия по кровле бийско-афонинских карбонатных отложений D_2 ; 2 — продольная проводимость, См; а — 0—10, б — 10—30, в — 30—50, г — более 50; 3 — изолинии амплитуд магнитного поля при периоде аномалий 5—7 км

пересекающим рассматриваемый объект, проведен спектральный анализ структуры магнитного поля, из которого следовало, что более длинноволновая часть спектра отвечает литолого-структурным особенностям фундамента. Само поднятие на спанограммах отображено локальными понижениями на периодах аномалий 5—7 км. Обработка материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 по данной программе показала совпадение намеченного структурного осложнения по данным МОГТ и пониженной продольной проводимости (один из признаков нефтегазоносности) с малыми амплитудными характеристиками частотного анализа магнитного поля. Последний признак отражает, по нашему мнению, ореол измененных пород с пониженными магнитными свойствами, о чем упоминалось ранее [3, 5].

Примеры картирования ловушек различного морфотектонического типа приведены по материалам аэромагнитных съемок масштаба 1:50 000—1:25 000, выполненных по заказам организациями «Нефтегеофизика» Минтопэнерго РФ. На территории Самарского Поволжья, например, за последние 20 лет поисковые сейсморазведочные работы проводились в основном на 36,7 % площади области, в т.ч. на 16,6 % площади сейсморазведка осуществлена три—пять раз. Тем не менее на этих площадях ежегодно выявляются и подготавливаются все новые и новые объекты. Такие работы приводили к увеличению затрат на подготовку одной структуры и 1 т перспективных ресурсов УВ категории C_3 [1]. Поэтому для повышения геологической и экономической эффективности работ возникла необходимость включения в поисковый процесс других геофизических методов, в частности, аэромагнитной съемки крупного масштаба (1:25 000). По ее результатам дополнительно выделено 427 перспективных участков, из которых сейсморазведкой МОГТ проверено 86. На 61 установлены структурные осложнения различного морфогенетического типа. Коэффициент успешности составляет 0,71. Следовательно, можно ожидать выявление дополнительно еще 242 объектов.

На территориях, подобных Самарскому Поволжью, в достаточной степени изученных сейсморазведкой и бурением, необходимость проведения аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 обоснована еще и тем, что крупные объекты уже выявлены, а поиски более мелких требуют дополнительных за-

трат. Поэтому, если объекты, размером 1—1,5 км, представляющие интерес в экономически хорошо освоенном регионе, при масштабе аэромагнитной съемки 1:50 000 фиксируются по двум, максимум трем маршрутам наблюдений, то при укрупнении масштаба информация может быть получена по восьми пересечениям, что обеспечивает более высокую надежность выделения перспективного участка. Обработка материалов высокоточных измерений магнитного поля по упомянутым выше спецпрограммам позволяет определить контур предполагаемого объекта, оценить глубину его нахождения. Таким образом, результаты крупномасштабных съемок могут быть использованы на первом этапе для:

оперативной оценки перспективности значительных территорий по различным нефтегазоносным комплексам;

выявления перспективных участков под поисковые сейсморазведочные работы;

разбраковки, с точки зрения перспективности, выявленных сейсморазведкой ловушек.

На следующем этапе, применяя различные преобразования потенциальных (гравимагнитных) полей, кинематических и динамических характеристик сейсмической записи, данных геохимии, ГИС и т.д., можно приступить к подготовке АТЗ: определить природу выделенной аномалии; оконтурить залежь; уточнить глубину залегания залежи; построить прогнозный литофизический разрез; выполнить прогнозную оценку запасов; дать рекомендации по заложению поисковых скважин.

Предлагаемая технология использования материалов аэромагнитной съемки успешно апробирована в Тимано-Печорской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинциях. На первой работы по выявлению АТЗ проведены на площади 18 тыс. км², рекомендовано 74 контура АТЗ по различным горизонтам осадочного чехла. Сопоставления результатов бурения, выполненных после выявления АТЗ, с результатами прямого прогнозирования показали, что ни на одной структуре из девяти, выведенных из бурения как непродуктивные, АТЗ не были обнаружены. На Южно-Варкнавтской АТЗ были пробурены скв. 4 и 7, подтвердившие наличие прогнозируемых залежей на глубинах 4—5 км. Сква. 4 — залежь нефти на глубине 4023—4036 м, приток 144 м³/сут., скв. 7 — залежь на глубине 3950—4100 м. АТЗ на Варкнавтской площади была детально изучена сейсморазведкой и бурением, что привело к открытию месторождения им. Требса. В Западно-Сибирской провинции на двух АТЗ вскрыты залежи углеводородов, выявлено Сядорское месторождение. Другие АТЗ переданы нефтяникам.

Кроме того, данные крупномасштабных съемок представляют материал долговременного пользования, когда по мере совершенствования программного обеспечения или создания качественно новых технологий обработки магнитного поля они могут быть повторно или многократно рассмотрены для получения новой информации как в региональном, так и локальном планах.

Таким образом, данные аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000—1:25 000, выполненной в слабо и недостаточно изученных территориях, наряду с решением задач региональных (стадия выявления возможных зон нефтегазоаккумуляции и т.д.) исследований решают и вопросы поискового этапа. На этой стадии дополнительная обработка материалов уже

проведенной аэромагнитной съемки позволяет выявить нефтегазоперспективные участки, рационально расположить сеть сейсмо-электроразведочных профилей и в конечном счете значительно ускорить процесс поисков новых месторождений углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.П., Мавричев В.Г. Роль аэромагнитной съемки при поисках структур осадочного чехла // Геология нефти и газа. 1993. № 3. С. 38—41.
2. Зубов В.Г., Куликов Г.Н., Мавричев В.Г. и др. Аэромагнитная

съемка шельфа — задачи, результаты, перспективы // Геология нефти и газа. 1995. № 11. С. 21—26.

3. Куликов Г.Н., Мавричев В.Г. Аэромагнитная разведка на нефть и газ // Геофизика. 1995. № 2. С. 37—42.
4. Мавричев В.Г., Саар Д.А., Травников Б.П. Высоточная аэромагнитная съемка при изучении нефтегазоносных площадей // Сов. геология. 1984. № 4. С. 97—101.
5. Мавричев В.Г., Травников Б.П. и др. Расчленение осадочного чехла по аэромагнитным данным // Прогнозирование геологического разреза по геофизическим данным: Тр. ВНИГРИ. 1982. С. 50—59.

Принята редколлегией 27 января 1997 г.

Геодинамика и сейсмичность

УДК 551.22:553(571.5)

© М.И.Грудинин, А.М.Мазукабзов, 1997

Геодинамика и рудоносность ультрабазит-базитовых формаций докембрия Байкальской складчатой области

М.И.ГРУДИНИН, А.М.МАЗУКАБЗОВ (ИЗК СО РАН)

В настоящее время для прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых, связанных с теми или иными комплексами пород, большое значение придается геодинамическим реконструкциям. В этом отношении не являются исключением магматические формации ультрабазит-базитового ряда рассматриваемого региона, с которыми связаны месторождения и рудопроявления никеля, титана, железа, золота, платиноидов, а также асбеста, нефрита, талька. Эти формации размещены в разновозрастных структурно-вещественных комплексах, связанных с краевыми выступами и глыбами архея и раннего протерозоя, рифейско-фанерозойскими офиолитовыми поясами и постколлизийными внутриплитными структурами.

Геодинамические обстановки. В настоящее время установлено, что докембрийская структура Байкальской складчатой области гетерогенна и состоит из серии разновозрастных и разномасштабных геоблоков, в пределах которых выделяются структурно-вещественные комплексы, отражающие определенные геодинамические обстановки (табл. 1) архейского, раннепротерозойского и рифейского возрастов, в которых и размещены ультрабазит-базитовые комплексы (рис. 1).

Для архейских структур, таких как краевой выступ юга Сибирской платформы (Шарыжалгайский блок) или срединного массива (Муйская глыба), характерно наличие небольших тел метаультрабазитов (перидотит-пироксенитовая формация), которые вместе с превращенными в двупироксеновые сланцы и гнейсы основными метавулканитами представляют собой реликты зеленокаменных поясов. Аналогичные комплексы пород характерны и для других регионов [15]. Обычно становление ультрабазит-базитовых массивов в структуре земной коры связывается с явлениями растяжения, поскольку только в таких условиях возможно внедрение ультраосновных и основных мантийных расплавов. В архейских структурах процессы растяжения имели рассеянный характер и охватывали значительные площади, что вполне объяснимо с позиций высокого геотермического градиента, повышенной пластичности архейской протокры и мелкоячеистого конвективного тече-

ния. Согласно термодинамическим расчетам, основные типы пород зеленокаменных поясов могли выплавляться из верхней слабо истощенной мантии при низких давлениях — до $8 \cdot 10^2$ МПа [2]. Сходство вещественного состава и металлогенической специализации базит-ультрабазитовых комплексов с неогейскими офиолитами позволяет рассматривать в определенной мере зеленокаменные пояса как своеобразные эмбрионы офиолитовых поясов, проявившихся на протогейской стадии развития Земли.

Среди раннепротерозойских структурно-вещественных комплексов выделяются фрагменты, напоминающие геодинамические обстановки палеоокеанов, островных дуг, активной и пассивной окраин континентов. Возникновение раннепротерозойского протоокеана на рассматриваемой территории произошло, вероятно, вследствие распада единого панкратона с обособлением Ангарской и Алданской мегаплит и целого ряда микроплит (Муйская, Ама-латская и др.). Протоокеанской коре здесь соответствуют вулканы нюрндуханской толщи, гипербазиты и габброиды Северного Прибайкалья [3, 5, 18], которые по набору составляющих ее пород соответствуют офиолитовому разрезу. Анализируя строение, состав и распространение ультрабазит-базитовых комплексов раннего протерозоя намечаются два периода их формирования, характеризующиеся отличными друг от друга тектоническими режимами. Первый из них отражает условия интенсивного растяжения и разрыва архейско-раннепротерозойской коры и формирования офиолитов (Яршинский и Осинковский массивы — дунит-перидотитовая формация), а второй — условия, близкие к тектонической стабилизации (Витимконский, Кедровский массивы — анортозит-габбровая формация). Массивы второго типа в структурном плане приурочены к участкам, обладавшим достаточно мощной и зрелой корой.

Для рифейского этапа устанавливается более широкий спектр геодинамических обстановок, среди которых с позиций размещения ультрабазит-базитовых комплексов представляют интерес океанская, островодужная и постколлизийная. Массивы гипербазитов (Шаманский, Парамский и другие — дунит-перидотитовая формация) формировались в

1. Характеристика докембрийских ультрабазит-базитовых формаций Байкальской складчатой области

Возраст, млрд. лет	Геодинамическая обстановка	Формация	Типовой массив	Породы	Химизм		Типы рудной минерализации
					f	Ni:Co	
Архей, > 2,5	Рассеянный спрединг (зеленокаменные пояса в древних кратонах)	Перидотит- пироксенитовая	Ультрабазиты Шарыжалтайского выступа (Южное Прибайкалье)	Перидотиты, пироксениты, горнблендиты	16 24,1	9 7,3	Железорудный, сульфидно- никелевый
Ранний протерозой, 2,5—1,9	Сосредоточенный спрединг в протоокеанах (протоофиолиты)	Дунит-пери- дотитовая	Яршинский (Северное Прибайкалье)	Серпентиниты, серпентинизиро- ванные гарцбургиты	7	20,5	Нет данных
		Перидотит- пироксенит- габбровая	Осиновский (Южное Прибайкалье)	Перидотиты, пироксениты, габбро	16,3 21 39,9	7,9 4,8 3,3	Титаномагнетитовый
Ранний протерозой, 1,9—1,6	Растяжение в условиях тектонической стабилизации на границе архейских кратонов и ранне- протерозойского мобильного обрамления (протоплатформенная)	Анортозит- габбровая	Витимконский, Кедровский (Средневитимская горная страна)	Габбро, анортозиты	46,9 60,5	2,5 3,3	Титаномагнетитовый
Средний и поздний рифей, 1,2—0,9	Сосредоточенный спрединг океанской стадии (офиолиты)	Дунит-пери- дотитовая	Шаманский, Парамский (Средневитимская горная страна)	Дуниты, гарцбургиты, серпентиниты	6,1 8	20,1 21,1	Платино- палладиевый, хромитовый, асбест, талк, нефрит
		Перидотит- пироксенит- габбровая	Янгудский, Среднемамаканский (Средневитимская горная страна)	Перидотиты, пироксениты, габбро	21,1 23,5 37,7	5,9 5,5 1,9	Золоторудный наложенный
Поздний рифей, 0,7	Постколлизийный этап субплатформенной стабилизации с локальным растяжением	Дунит- перидотит- троктолит- габбровая	Довыренский, Чайский (Северное Прибайкалье)	Дуниты, перидотиты, троктолиты, габбро	12,6 15,3 19 25,6	9,5 10,6 7,1 6,1	Сульфидно-никеле- вый, платиноидный

условиях палеоокеана в режиме интенсивного спрединга коры континентального типа [9, 10]. В аналогичных условиях формировались дифференцированные габброиды Янгудского и Среднемамаканского массивов, которые соответствуют кумулятивным расслоенным комплексам океанского типа (перидотит-пироксенит-габбровая формация). В целом для офиолитов данного региона характерны явления скупивания и тектонического совмещения разных типов пород, соответствующих разным частям разреза океанской коры: перидотиты, кумулятивные габбро, комплекс параллельных даек, эффузивы, глубоководные осадки [27]. Часть рифейских офиолитов этого региона относится к островодужным комплексам [9].

Рассматривая же интрузии довыренского комплекса (Довыренский, Чайский и, по-видимому, Маринкин массивы — дунит-перидотит-троктолит-габбровая формация) необходимо подчеркнуть, что они формировались в обстановке, сходной с субплатформенной [6]. По особенностям строения и вещественного состава они близки интрузиям норильского типа. Становление их произошло после коллизионных процессов, в условиях сдвиговых деформаций с явлениями локаль-

ного растяжения. Возраст Довыренского расслоенного плутона, как типового массива для данной обстановки, полученный разными методами, составляет 0,7 млрд. лет [22].

В последнее время появились данные, касающиеся абсолютного возраста пород по некоторым из рассматриваемых выше массивам [20]. Эти данные не всегда однозначно вписываются в предлагаемую геодинамическую модель. Такое расхождение объясняется, на наш взгляд, последующими тектоническими и метаморфическими процессами, которые не могли не отразиться на истинном возрасте пород.

Таким образом, анализ геолого-структурных данных и вещественного состава ультрабазит-базитовых комплексов докембрия Байкальской складчатой области позволяет выделить ряд геодинамических обстановок и соответствующих магматических формаций со свойственной для каждой из этих формаций рудной минерализацией. Более подробные сведения о положении и составе большинства массивов ультраосновных и основных пород региона, отвечающих той или иной формации, можно найти в некоторых публикациях [3, 7, 14 и др.].

Рудоносность. Рудная специализация магматичес-

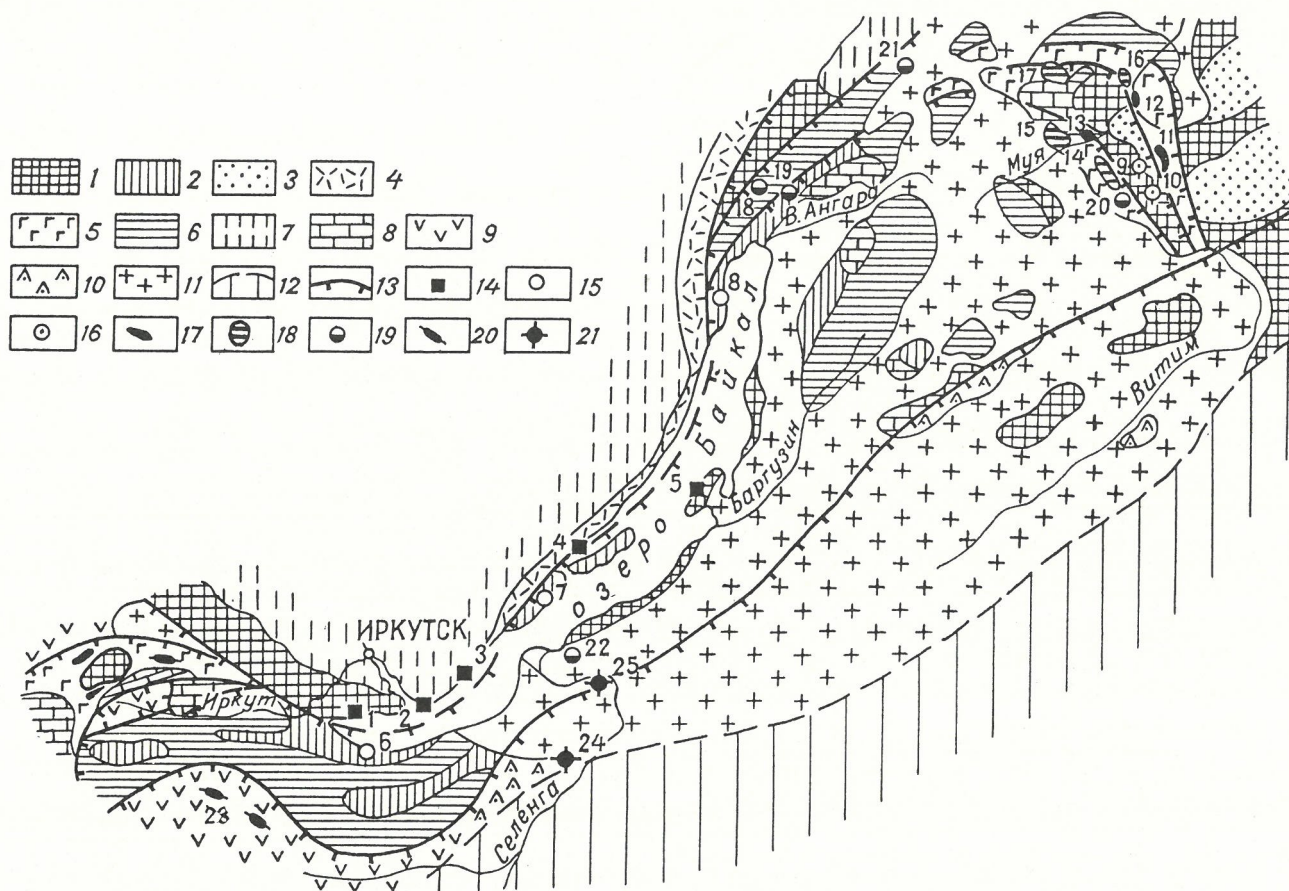


Рис. 1. Схема палеогеодинамического районирования и размещения ультрабазит-базитовых массивов:

1 — архейские образования; раннепротерозойские комплексы: 2 — протоофиолитовые, 3 — пассивной окраины, 4 — активной окраины; рифейские комплексы: 5 — офиолитовые, 6 — окраинных морей, 7 — пассивных окраин; венд-раннепалеозойские комплексы: 8 — окраинных морей, 9 — офиолитовые, 10 — островодужные; 11 — коллизионные гранитоиды каледонского цикла; 12 — зоны структурно-вещественного преобразования досреднепалеозойских комплексов в герцинский этап; 13 — структурные швы; ультрабазит-базитовые массивы: 14 — перидотит-пироксенитовая формация архея с железорудной и сульфидно-никелевой минерализацией (цифры на рисунке: 1 — Крутая Губа, 2 — Листвянка, 3 — Большое Голоустное, 4 — п-ов Хадарта, 5 — п-ов Святой Нос), 15 — раннепротерозойская (до 1,9 млрд. лет) перидотит-пироксенит-габбровая формация с ильменит-магнетитовой минерализацией (6 — Осинковский, 7 — Озерский, 8 — Слюдянский); 16 — раннепротерозойская (1,9–1,6 млрд. лет) анортозит-габбровая формация с титановой и апатитовой минерализацией (9 — Кедровский, 10 — Витимонский), 17 — рифейская (1,2–0,9 млрд. лет) дунит-перидотитовая формация с платиновой минерализацией (11 — Шаманский, 12 — Парамский, 13 — Келянский), 18 — рифейская перидотит-пироксенит-габбровая формация с наложенной золоторудной минерализацией (14 — Ирокиндинский, 15 — Сунукитский, 16 — Янгудский, 17 — Среднемамаканский), 19 — субплатформенная (около 0,7 млрд. лет) дунит-перидотит-троктолит-габбровая формация с сульфидной минерализацией (18 — Довыренский, 19 — Чайский, 20 — Маринкин, 21 — Правомамский, 22 — Острая Сопка), 20 — каледонская дунит-перидотитовая формация с платино-палладиевой минерализацией, 21 — раннепалеозойская перидотит-пироксенитовая формация с титановой и апатитовой минерализацией (24 — Арсентьевский, 25 — Ошурковский)

ких пород обычно коррелируется с повышенными кларковыми содержаниями в них тех или иных элементов [12]. В этом плане ультраосновные и основные породы могут быть самыми показательными, особенно те из них, которые входят в офиолитовые комплексы [28]. Рудоносность ультрабазит-базитовых комплексов рассматриваемого региона, как и во многих других подобных структурах мира, определяется наличием в таких породах или (и) в непосредственной близости с ними жильного или вкрапленного сульфидно-никелевого, хромитового, платино-платиноидного, титаномагнетитового, железного, золотого оруденений, а также неметаллических полезных ископаемых — асбеста, талька, нефрита. При интенсивных наложенных процессах нередко происходит значительное перераспределение ряда рудообразующих компонентов (например, золота, платиноидов, хрома и других элементов [11]).

Все месторождения, генетически связанные с ультрабазит-базитовыми ассоциациями пород, как

правило, приурочены к крупным дизъюнктивным нарушениям, которые одновременно могут являться путями проникновения как магматических расплавов, так и рудоносных флюидов, способствующих дальнейшей метаморфической переработке пород и руд. В то же самое время магматические расплавы могут быть одновременно носителями рудных элементов. Как отмечает А.А.Маракушев [21], магматизм, метаморфизм и рудообразование генетически тесно связаны друг с другом и стимулируются восходящими флюидами.

Геодинамические обстановки эндогенных процессов Байкальской складчатой области, обусловившие появление ультрабазит-базитовых формаций, оказали определенное влияние и на эндогенную минерализацию. Это отчетливо просматривается при анализе рудоносности отдельных формаций разных геодинамических обстановок.

Рудоносность перидотит-пироксенитовой формации, размещенной в метаморфитах архея Шарыжал-

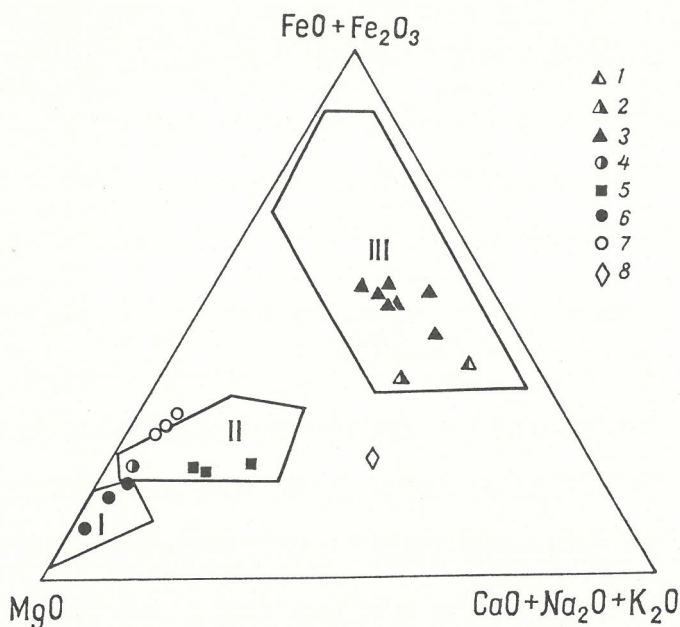


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}):(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}):\text{MgO}$:

массивы: 1 — Арсентьевский, 2 — Ошурковский, 3 — Довыренский, 4 — Чайский, 5 — ультрабазитовые тела архея, 6 — Шаманский, 7 — Острая Сопка, 8 — Шильдырхейский (безрудный); поля массивов: I — хромитовых, II — медно-никелевых, III — титаномагнетитовых

гайского выступа Сибирского кратона, представлена мелкокрапленой халькопирит-петландит-пирротиновой минерализацией в небольших (менее 1 км^2) телах ультрабазитов. Такие тела сложены пироксенитами, оливиновыми пироксенитами и реже перидотитами [7]. Количество сульфидов в них иногда достигает 10 % при содержании NiO 0,3—0,4 %. Потенциальная никеленосность ультрабазитов подтверждается треугольной диаграммой $\text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 2), предложенной А.И. Богачевым [21]. При интенсивных метаморфических преобразованиях рассматриваемых ультрабазитов происходило перераспределение некоторых компонентов, в т.ч. и железа. Моделирование процессов взаимодействия ультрабазита с гранитизирующим флюидом различной степени окисленности при температуре 600°C и общем давлении $3 \cdot 10^2$ МПа показало, что при высокой восстановленности флюида магнетит, содержащийся в первичном парагенезисе, исчезает, тогда как увеличение степени окисленности флюида ведет к выпадению магнетита и расширению поля его устойчивости. Формирование железорудных месторождений типа Байкальское (Южное Прибайкалье) и других аналогичных месторождений в подобных структурах происходило, очевидно, согласно указанной модели [7].

Рудоносность анортозит-габбровой формации, массивы которой приурочены к границе архейских глыб и кратонов с нижнепротерозойскими образованиями, представлена титаномагнетитовой минерализацией (Витимконский и Кедровский массивы). Эти массивы сложены главным образом различными габброидами (75—80 %) с прослоями анортозитов и габбро-анортозитов (20—25 %); незначительная часть в массивах представлена пироксенитами и перидотитами, что составляет менее 1 % их площади. Анортозиты нередко встречаются в виде титаномагнетитосодержащих разновидностей, слагающих протяженные рудные зоны. По структурно-текстурным

особенностям оруденение этого типа подразделяется на сплошные и сидеронитовые руды, а также на густо-, средне- и редковкрапленное, с постепенными взаимопереходами. Среди густовкрапленного оруденения часто встречаются гнездо- и жилообразные обособления сидеронитовых и сплошных руд. Наблюдается явная тенденция к увеличению сплошных и сидеронитовых руд к контакту с вмещающей толщей. Все руды имеют гип-, аллотриоморфнозернистую и сидеронитовую структуры. Сплошные руды состоят преимущественно из ильменита и магнетита в примерно равном соотношении или с тенденцией к увеличению магнетита. Из других рудных минералов в этих массивах встречаются пирит, халькопирит и реже пирротин, которые обычно включены в ильменит или магнетит. Содержание диоксида титана в рудах в среднем составляет 8—10 %, а пентаоксида ванадия — 0,15—0,30 %. Густовкрапленная ильменит-магнетитовая минерализация нередко приурочена и к дайковым телам оливиновых габбро Кедровского массива. В этом массиве среди мезократовых габброидов встречаются горизонты анортозитов с ильменит-магнетитовой вкрапленностью (рудные анортозиты, по работе [24]). Такие анортозиты встречаются во многих сходных по составу интрузивах, размещенных в аналогичных структурах Алдана, Украинского и Балтийского щитов [24, 25]. Потенциальная титановосность Витимконского и Кедровского массивов подтверждается приведенной диаграммой (см. рис. 2).

Рудоносность рифейских офиолитов (дунит-перидотитовой и перидотит-пироксенит-габбровой формаций) и продуктов их последующего преобразования рассматриваемой территории представлена хромитом, платиной и платиноидами, золотом, а также асбестом, тальком и нефритом. Хромитовая минерализация не представляет практической значимости. В хромит-магнетитовой фракции из серпентинитов и серпентинизированных дунитов (Шаманский массив) выявлены повышенные содержания платины и особенно палладия [3, 13].

Из интенсивно преобразованных офиолитов этого района, входящих в состав перидотит-пироксенит-габбровой формации, заслуживают внимания интенсивно гранитизированные габброиды. Нами ранее отмечалось, что при гранитизации таких пород возникают зоны прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения с повышенным содержанием золота [4]. На контакте неизмененных габброидов с гранитизированными происходит образование зон метасоматических габбро-пегматитов и горнблендитов, в которых отмечаются пирит-пирротиновая вкрапленность и мелкие кварц-сульфидные прожилки, содержание золота в которых во много раз превышает фоновые (табл. 2.)

Можно констатировать, что при гранитизации габброидов происходит мобилизация золота из пород и идет его переотложение в тыловой части фронта базификации. Наибольшее концентрирование металла происходит в стадию низкотемпературного околотрещинного метасоматоза с образованием кварц-сульфидных обособлений. Все это позволяет сделать вывод о существовании здесь золотого оруденения, генетически связанного с метаморфическим преобразованием ультрабазит-базитовых комплексов офиолитовых ассоциаций.

С рифейскими офиолитами региона связан ряд неметаллических полезных ископаемых — асбеста, талька, нефрита. Месторождение асбеста приуроче-

2. Содержание золота в некоторых породах, мг/т

Порода	Пределы содержания	Среднее
Неизмененное габбро (5)	1—4,2	2,5
Гранитизированное габбро (6)	13,2—19	15,5
Габбро-пегматит (10)	16,4—33,8	30,3
Кварц-сульфидная жила (2)	91—114	102,8
Сульфидный прожилок (1)		5

Примечания. 1. В скобках дано число анализов. 2. Содержание золота в сульфидном прожилке — в г/т.

но к серпентинитам и характеризуется весьма высокими качествами асбестового волокна, его особыми текстильными свойствами, большими запасами и в этом отношении является уникальным [1]. Среди нефритовых месторождений, связанных с серпентинитами Шаманского массива, высокосортных разновидностей пока не обнаружено.

Рудоносность постколлизонных расслоенных интрузивов (дунит-перидотит-троктолит-габбровая формация) представлена двумя сульфидно-никелевыми месторождениями — Байкальским и Чайским. Эти месторождения довольно основательно изучены [17, 19, 23, 26], поэтому на их характеристике останавливаться нет необходимости. К сожалению, в настоящее время изучаются лишь легко доступные и известные интрузивы, такие как Довыренский и Чайский. Между тем, значительная часть территории Северного Прибайкалья все еще остается слабо изученной. Именно здесь встречены и другие интрузивы с вкрапленной сульфидно-никелевой минерализацией [8]. Детальное обследование таких массивов весьма перспективно. Даже в хорошо изученном Довыренском массиве в последние годы выявлен новый не известный для этого массива тип мало-сульфидного платинового оруденения [17].

Изложенный выше материал по геодинамике и рудоносности докембрийских ультрабазит-базитовых формаций Байкальской складчатой области позволяет сделать следующие выводы.

1. Геодинамические режимы, контролирующие условия становления ультрабазит-базитовых формаций, определяют не только состав магматических расплавов, но и в значительной степени их рудоносность.

2. При формировании рудных месторождений, связанных с ультрабазит-базитовыми формациями, огромное значение имеют наложенные пост- и послемагматические процессы. При таких процессах происходит не только перераспределение рудных компонентов (таких как железо, платиноиды, золото, возможно, хром и титан), но и образование неметаллических полезных ископаемых (апатита, асбеста, талька, нефрита).

3. Оценка рудоносности ультрабазит-базитовых комплексов региона в настоящее время не завершена. В частности, помимо известных сульфидно-никелевых месторождений, связанных с Довыренским и Чайским массивами, в этом отношении интересны слабо изученные массивы бассейнов рек Мама, Конкудера (Северо-Байкальское нагорье), а также массив Острая Сопка в юго-восточной части Прибайкалья.

4. Большой интерес представляет изучение метасоматитов в зонах гранитизации габброидов

как возможных источников золотого оруденения (Янгудский массив, габброиды Баргузинского хребта).

5. Заслуживают дальнейшего обследования некоторые ультрабазит-базитовые формации на предмет нахождения в них повышенных концентраций элементов платиновой группы (Шаманский, Довыренский массивы и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башта К.Г. Геология и асбестовосность альпинотипных гипер-базитов в районе Молодежного месторождения хризотил-асбеста // Асбесты СССР. 1974. Вып. 1. С. 122—124.
2. Геодинамические реконструкции / А.И.Абрамович, А.И.Бурдэ, В.Д.Вознесенский и др. — Л.: Наука, 1989.
3. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. — Новосибирск: Наука, 1979.
4. Грудинин М.И. Мобилизация золота при гранитизации габброидов // Докл. АН СССР. Сер.геол. 1979. Т. 246. № 3. С. 710—712.
5. Грудинин М.И. Зеленокаменные и офиолитовые пояса юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 15—23.
6. Грудинин М.И., Мазукабзов А.М. Структурно-формационные аспекты базит-гипербазитовых ассоциаций // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 13—19.
7. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. — Новосибирск: Наука, 1987.
8. Грудинин М.И., Демин И.А. Сульфидно-никелевая минерализация в ультраосновных и основных породах Байкало-Патомского нагорья // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л., 1990. С. 235—247.
9. Гусев Г.С., Песков А.Н., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72—86.
10. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68—82.
11. Ермолов Н.П., Габлина И.Ф., Бернад В.В. Перераспределение платиноидов, золота и серебра в медистых песчаниках и сланцах (Нижняя Силезия, Польша) // Геохимия. 1996. № 9. С. 840—851.
12. Жариков В.А., Маракушев А.А. К проблеме рудоносности магматических серий // Магматизм и эндогенное рудообразование. М., 1976. С. 5—12.
13. Золото, платина и палладий в ультраосновных и основных породах Байкальской складчатой области / М.И.Грудинин, И.А.Демин, Ю.И.Сизых и др. // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза: Матер. Всесоюз. совещ. Иркутск, 1990. С. 32—36.
14. Кистин К.А., Демин Е.А., Рыле Г.В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия // Бюлл. МОИП. Нов. серия. 1975. Т. XXX. № 1. С. 82—94.
15. Конди К.С. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
16. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1986.
17. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орехов Д.А. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 545—553.
18. Конников Э.Г., Цыганков А.А. О гетерогенности Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. АН. 1992. Т. 327. № 1. С. 115—120.
19. Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Наука, 1972.
20. Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. О возрасте гранит-чарнокитового комплекса нюрдундканской свиты Северного Прибайкалья (паралоксы радиохронологии) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486—490.
21. Маракушев А.А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии: Тр. Ин-та геол. и геофиз. 1978. Вып. 403. С. 65—83.
22. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоктской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 6. С. 34—49.
23. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / П.А.Балыкин, Г.В.Поляков, В.И.Богни-бов, Т.Е.Петрова. — Новосибирск: Наука, 1986.
24. Суханов М.К., Тяжелов А.Г., Журавлев Д.З. и др. О составе,

- рудности и генезисе Геранского мангерит-анортитового комплекса хр. Джугджур // Изв. АН СССР. Серия геол. 1990. № 8. С. 21—34.
25. Тарасенко В.С. Богатые титановые руды Украинского щита // Изв. АН СССР. Серия геол. 1990. № 8. С. 35—44.
26. Шишкин Н.Н. О медно-никелевом оруденении в Йоко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород // Геология рудных месторождений. 1964. № 1. С. 93—98.
27. Grudin M.I., Demin I.A. Riphean ophiolites of the Northern Baikal

- Region (East Siberia) // Proc. 29th Intern. Geol., Part D Ishiwata et. al. (Eds). 1994. P. 263—272.
28. Leblanc M. Platinum-Group Elements and Gold in Ophiolitic Complexes: Distribution and Fractionation from Mantle to Oceanic Floor // Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere. — Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1991. P. 231—260.

Принята редколлегией 2 июня 1997 г.

Хроника

УДК (047.6)

© Коллектив авторов, 1997

Международный симпозиум по прикладной геохимии стран СНГ

Э.К.БУРЕНКОВ (ИМГРЭ), М.В.КОЧЕТКОВ, А.Ф.МОРОЗОВ (МНР РФ), Е.И.ФИЛАТОВ (ИМГРЭ)

Международный симпозиум по прикладной геохимии собрался через девять лет после аналогичного Всесоюзного совещания в г. Ужгород. Инициаторы его проведения — руководители геохимических служб стран СНГ, встретившиеся на XXX сессии Международного геологического конгресса в Пекине, состоявшегося в августе 1996 г., а организатор — Министерство природных ресурсов Российской Федерации при участии Российской академии наук.

Симпозиум проходил с 29 по 31 октября 1997 г. в Москве в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). В работе симпозиума приняли участие более 300 специалистов России, Украины, Белоруссии, Казахстана, Армении, Молдавии, Узбекистана, Туркменистана, Литвы и Эстонии.

Состояние и проблемы прикладной геохимии стран СНГ и других республик бывшего СССР были рассмотрены на пленарных заседаниях. В промежутке между пленарными заседаниями работали следующие пять секций.

1. Многоцелевое геохимическое картирование в решении фундаментальных и прикладных проблем геологии, минеральной сырья и экологии.

2. Поисковая и разведочная геохимия.

3. Экологическая геохимия и гидрогеохимия.

4. Методы анализа и обработки геохимических данных.

5. Общие вопросы прикладной геохимии.

На 1-й секции (руководитель А.А.Головин) было заслушано 30 докладов. Все они посвящены новому направлению прикладной геохимии и новому виду региональных работ, развиваемому в России с 1991 г. в рамках федеральной целевой программы «Геохимическая карта России» — многоцелевому геохимическому картированию (МГХК).

Общие вопросы технологии, методики МГХК, связанные с Проектами ЮНЕСКО ССР 259/360 «Международное геохимическое картирование и глобальные геохимические данные», были подробно освещены в докладах Э.К.Буренкова, М.В.Кочетова, А.Ф.Морозова, Н.В.Милетенко, А.А.Головина, П.В.Коваля, Е.И.Филатова.

Конкретные результаты МГХК в м-бе 1:1 000 000 по Кольскому, Московскому, Алтайскому, Восточно-Забайкальскому, Байкальскому и Приморскому полигонам были доложены Г.М.Беляевым, Л.С.Соколовым, Л.Н.Криночкиным, А.И.Ачкасовым,

И.А.Морозовой, П.В.Ковалем, А.А.Мясниковым, А.И.Бурога.

В докладах показана высокая эффективность данных работ для уточнения металлогенического потенциала территорий, прогноза новых рудных районов и узлов, оценки загрязнения природной среды токсичными металлами, радионуклидами и органополиутантами, оценки качества сельскохозяйственных почв, разработки рекомендаций по рациональному природопользованию в увязке с проблемой устойчивого развития территорий.

Во многих сообщениях была показана высокая эффективность геохимической информации, получаемой при МГХК для решения широкого комплекса структурно-формационных и металлогенических задач (Г.С.Гусев, В.Е.Руденко, Ю.С.Ротанков, И.А.Токавищев и др.). Особо подчеркивалась роль технологии МГХК в решении многих вопросов геоэкологии (В.В.Решетов, В.И.Борисенко, Н.К.Дмитриева, А.А.Мясников, В.И.Медведев, В.Л.Некипелый и др.). Практически впервые показана роль геохимической специализации ландшафтов и структурно-формационных комплексов в оценке экологического состояния территорий и их геохимической эндемичности (И.А.Морозова, В.С.Певзнер и др.).

Во многих докладах отмечалась важность ландшафтно-геохимических исследований для интерпретации данных МГХК как для решения прогнозно-металлогенических задач, так и оценки эколого-геохимического состояния территорий (И.А.Морозова, Г.Г.Лябах, Е.П.Сорокина, И.П.Гаврилова). Были рассмотрены также возможности атмосферических и геоэлектрохимических методов для решения задач МГХК (В.З.Фурсов, Н.А.Ворошилов). Показано, что только применение компьютерных и, в частности, ГИС-технологий выводит технологию МГХК на современный уровень, позволяющий реализовать комплексный подход к изучению геоэкосистем (А.И.Бурога, В.А.Кирилко, Н.Н.Москаленко и др.).

Большой интерес слушателей вызвали результаты производственных работ, проводимых по закрытым районам — Пермский Урал (Р.Г.Ибраимов), Нижнекамская площадь (Р.Х.Сунгатуллин), Ставропольский свод (В.В.Снежко), Центральные районы России (А.Н.Прилепский).

Во многих докладах были вскрыты проблемы, стоящие перед МГХК. К числу таких проблем относятся:

необходимость модернизации аналитической базы, предусматривающей возможность широкого внедрения высокоточных и чувствительных многокомпонентных инструментальных методов оценки содержания элементов в различных субстратах, для чего необходима минимизация их стоимостных показателей; внедрение методов оценки подвижных форм индикативных, токсичных и биофильных химических элементов; разработка метода групповой оценки загрязнения компонентов природной среды органополютантами;

совершенствование технологии МГХК применительно к закрытым районам (континентальные плиты, древние платформы);

разработка стандартов фона, региональных кларков для регионов, где планируется проведение МГХК;

совершенствование показателей для оценки загрязнения окружающей среды токсичными химическими элементами и соединениями. Особенно много аргументов было приведено против использования ПДК как нормировочного показателя и в пользу применения для этого стандартов фона;

разработка геолого-геохимических моделей металлогенических зон, районов и узлов, без чего эффективность прогнозных работ заметно снижается. Необходимо также совершенствовать методы оценки количества прогнозных ресурсов.

Поскольку во многих докладах наряду с освещением актуальных проблем указывались возможные пути их разрешения, то, очевидно, указанные проблемы можно рассматривать как задачи первоочередных исследований.

На секции «Поисковая и разведочная геохимия» (руководитель И.И.Гетманский) было заслушено 27 устных докладов и 20 стендовых сообщений. Был сделан также доклад на пленарном заседании: «Современные проблемы использования геохимических технологий прогноза, поисков и геолого-экономической оценки месторождений твердых полезных ископаемых для выполнения государственных программ поддержки и развития МСБ России» (С.В.Григорян, И.И.Гетманский, В.З.Тойбин). В данном докладе отмечалось, что в современных условиях при предельно низком финансировании геологоразведочных работ по поддержанию и восстановлению минерально-сырьевой базы страны использование геохимических методов и технологий приобретает особую актуальность. Применение геохимических методов в практике ГРП позволит в значительной степени уменьшить затраты на дорогостоящие горно-буровые работы и сократить инвестиционный период финансирования отдельных заданий по программе развития минерально-сырьевой базы России.

В связи с этим существующий довольно широкий арсенал апробированных и вновь разрабатываемых геохимических методов и технологий должен быть теснейшим образом скоординирован с минерально-сырьевыми проблемами конкретных территорий. В настоящее время наиболее важным приложением геохимических методов являются задачи, направленные на ликвидацию образовавшейся диспропорции в структуре запасов и прогнозных ресурсов.

К сожалению, в пределах площадей, за счет которых планируется развитие МСБ, недостаточно учитывались результаты геохимических работ. Это во многом объясняется их незавершенностью. В боль-

шей части геологических отчетов по геолого-съемочным, поисковым и разведочным работам не содержатся сведения о заверке и переинтерпретации выявленных геохимических аномалий. Тем не менее, имеющийся фонд перспективных геохимических аномалий представляет собой ближайший резерв объектов, переоценка которых будет способствовать решению многих задач минерально-сырьевого характера, улучшению структуры запасов и ресурсов, а также ликвидации существующего дефицита по ряду полезных ископаемых.

Для решения указанных задач научно-исследовательские и опытно-производственные работы в настоящее время нацелены преимущественно на совершенствование методики количественной оценки рудных объектов различной металлогенической категории. Исследования в этом направлении базируются на детальном геолого-геохимическом изучении (моделировании) объектов разной иерархии в различных природных средах. При этом уделяется серьезное внимание изучению аномальных геохимических полей зон рассеянной минерализации, учет которых обеспечивает более надежную оценку запасов и прогнозных ресурсов различных категорий.

Необходимо в самом ближайшем будущем разработать и апробировать (в т.ч. и в ГКЗ) соответствующие технологические схемы количественной оценки объектов полезных ископаемых.

В настоящее время назрела острая необходимость в обновлении действующей правовой и инструктивно-методической базы производства геохимических работ. Целесообразна разработка пакета документов в ранге Государственных стандартов и требований к проведению работ.

В докладах, посвященных созданию геолого-геохимических моделей, рассмотрена система геохимических критериев оценки искомого оруденения. Оценена вероятность проявления признаков прогнозируемого оруденения на различных уровнях организации геохимических полей. При этом, что очень важно, практически во всех докладах по данному направлению исследований рассматривались не аномалии конкретных рудных объектов, а аномальные геохимические поля рудно-геохимических систем.

Рудно-геохимические системы показаны на примере золоторудных (Л.Н.Бельчанская, Л.Г.Марченко, Р.Г.Кравцова, Л.Г.Юркевич), медно-порфировых (Ю.К.Кудрявцев), колчеданно-полиметаллических (Э.Н.Баранов, Р.И.Лутков), оловянно-редкометалльных (А.В.Бурьянов), алмазосодержащих (Г.Э.Федотова), целестин-баритовых и металлоугольных (Ю.Е.Баранов) объектов.

Новые материалы по методике расчета и оценке прогнозных ресурсов и запасов по параметрам геохимических полей проиллюстрированы в докладах Л.Н.Бельчанской, А.В.Бурьянова, С.В.Галюка, Ю.К.Кудрявцева, Р.И.Луткова, В.А.Бутенко, А.А.Матвеева, Ю.Н.Николаева, А.Г.Коршунова, В.И.Медведева и А.А.Мясникова. В докладе Ю.К.Кудрявцева, А.Г.Жабина и Е.И.Филатова показаны возможности использования геохимических характеристик геологических формаций для решения прогнозных задач на ранних этапах изучения территорий.

На симпозиуме рассмотрены результаты маркетинговых исследований в области поисковой геохимии, которые позволили определить основные виды

товарной геохимической продукции, конкретизировать исходные потребительские свойства геохимической информации, наметить пути реализации геохимической продукции (А.В.Бурьянов и Ю.П.Костин). В докладе В.З.Тойбина определен перечень отраслевых документов (ГОСТ Р), регламентирующих использование геохимических методов и технологий для решения задач прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых.

На секции заслушана серия докладов, посвященных новым методам и технологиям геохимических работ, выполняемых при прогнозно-поисковых исследованиях в автономном варианте или в составе ГРП. Среди них наиболее интересны сообщения А.А.Кременецкого, В.Б.Чекваидзе, В.Л.Лося и В.П.Бородина.

На секции экологической геохимии и гидрогеохимии было представлено более 30 устных и около 50 стендовых докладов исследователей из Армении (г. Ереван), Белоруссии (г. Минск), Грузии (г. Тбилиси), Казахстана (г. Лениногорск, Усть-Каменогорск), Кыргызстана (г. Бишкек), Литвы (г. Вильнюс), Молдовы (г. Тирасполь), России (г. Владивосток, Владикавказ, Воронеж, Ессентуки, Иркутск, Москва, Новосибирск, Норильск, Оренбург, Пермь, Петропавловск-Камчатский, Ростов-на-Дону, Санкт-Петербург, Томск, Улан-Удэ, Уфа, Ухта, Якутск) и Украины (г. Киев, Симферополь, Харьков). Вопросы экологической геохимии затрагивались также авторами сообщений на пленарных заседаниях, которые показали, что, во-первых, эколого-геохимические исследования являются составной и неотъемлемой частью прикладной геохимии; во-вторых, разработка высокоэффективной методики изучения закономерностей миграции химических элементов в природных средах в связи с промышленной и сельскохозяйственной деятельностью для оценки антропогенного влияния на состояние окружающей среды — важнейшее достижение отечественной школы прикладной геохимии. Анализ материалов симпозиума полностью подтверждает высказанные соображения. В отличие от многих подобных мероприятий прошлых лет, представленные на данном симпозиуме доклады посвящены не столько констатации факта загрязнения среды обитания и преобразования ее человеческой деятельностью, сколько изучению техногенеза как закономерного явления в геохимической истории Земли. Во многих докладах приводились результаты исследований, направленных на установление закономерностей геохимического преобразования окружающей среды, изучение форм и процессов миграции химических элементов, установление количественных показателей и нормативов состояния природной среды. Большое внимание уделялось изучению органических поллютантов, оценке их роли в геохимических процессах и явлениях, обусловленных техногенным загрязнением, а также исследованию геохимических особенностей техногенных образований и отложений. Важнейшими вопросами, разрабатываемыми в настоящее время в экологической геохимии, являются следующие.

1. Разработка комплексных технологий экогеохимических исследований, в т.ч. с использованием компьютерных программ. Примером может служить ЭКОСКАН — система комплексных эколого-геохимических исследований крупных городов, представленная ИМГРЭ и включающая экогеохимическое

картирование, определение степени экологической деградации городских территорий, восстановление нарушенного экологического состояния среды, оценку влияния загрязнения на здоровье населения, оценку качества среды обитания.

2. Методические и технологические аспекты создания региональных и локальных эколого-геохимических карт территорий различного хозяйственного использования.

3. Методические вопросы организации геохимического мониторинга и комплексная оценка состояния окружающей среды важнейших типов поселений, рекреационных зон, агроландшафтов и т.п. Особое внимание уделяется изучению уязвимых ландшафтов Крайнего Севера и прибрежных территорий. Важный момент — тот факт, что значительное число сообщений было посвящено рассмотрению эколого-геохимических проблем горнопромышленных территорий, включая вопросы, связанные с геологической и экотоксикологической оценкой минерального сырья.

4. Вопросы, связанные с оценкой и выяснением роли глобальных геохимических явлений (структура геохимического поля Земли, ландшафтно-геохимическая зональность, биогеохимическая дифференциация биосферы и т.п.) в изменении экологического состояния различных геосфер.

5. Проблемы эколого-геохимического нормирования качества среды и разработки количественных показателей состояния различных природных компонентов, в т.ч. с использованием важнейших положений прикладной геохимии, геохимии ландшафтов и биогеохимии. Особое внимание уделялось вопросам использования эколого-геохимических данных в медико-биологических оценках заболеваемости населения.

Основные проблемы и направления дальнейших исследований, в той или иной степени обоснованные в докладах и выступлениях, могут быть сведены к:

обоснованию и разработке методологии эколого-геохимических исследований;

унификации терминологии;

разработке единой технологии геохимического мониторинга и эколого-геохимического картирования;

разработке эколого-геохимических показателей и нормативов, необходимых для оценки состояния и степени преобразования среды обитания;

организации специализированного информационного издания, посвященного теоретическим и прикладным вопросам экогеохимии.

Представленные доклады на секции «Методы анализа и обработки геохимических данных» (руководители А.А.Волох и Л.Н.Гинзбург) отличались разнообразием тематик, которые включали следующие направления:

комплексные аналитические исследования веществ;

спектральный анализ;

термобарогеохимия;

компьютерные технологии обработки геохимических данных.

Необходимо отметить, что практически все доклады построены на результатах определений широкого круга химических элементов и веществ. Это возможно только при использовании широкого комплекса аналитических методов. В настоящее время проведение подобных анализов под силу только крупным

аналитическим центрам, которые в составе своих лабораторий должны иметь современное аналитическое оборудование российского и зарубежного производства, причем акцент должен быть сделан на отечественную лабораторную базу.

В проведении спектрального анализа наметилась перспектива его дальнейшего развития за счет включения в цикл измерения компьютерных средств, который ускоряет и улучшает процесс анализа. Это в настоящее время существенно для атомно-эмиссионного и атомно-абсорбционного анализов. По конкретным объектам показаны полученные результаты с помощью этих видов анализов на широкий круг элементов, включая платиноиды и ртуть. Кроме того, с помощью компьютеризации могут быть получены совершенно новые данные о формах нахождения вещества без использования в таких случаях сложных процедур «мокрой» химии.

Использование термобарометрии позволяет решать отдельные задачи генезиса рудных и нефтяных месторождений. Однако при этом также используются точные методы анализа.

Анализ современного состояния и перспектив развития аналитических методов и приборного обеспечения в экогеохимии и поисковой геохимии показывает отставание (по сравнению с зарубежными аналитическими центрами) по развитию и обоснованию приборного парка. Безусловно, в России имеются уникальные разработки новой аналитической аппаратуры, но пока она в единичных экземплярах, а налаживание массового производства сдерживает отсутствие финансирования в отрасли. Существующий парк аналитического оборудования в основном представлен отечественными приборами 70–80-х годов выпуска. Зарубежное оборудование, работающее в настоящее время, уже выработало свой ресурс и морально устарело по сравнению с новыми разработками ведущих фирм, а единичные образцы современной зарубежной аппаратуры не могут существенно повлиять на аналитическую базу России в целом.

Стоимость оборудования средней лаборатории, в которой было бы пять методов анализа (атомная абсорбция, пламенная фотометрия, рентгено-спектральный анализ, хромато-масс-спектрометрия, хроматография) составляет около 2 млн. долларов. Поэтому, чтобы ооснастить 10–20 отраслевых лабораторий, необходимо как минимум 20–40 млн. долларов, или вложить эти деньги на создание отечественной тиражируемой приборной базы сейчас и на перспективу. Так или иначе современный мировой опыт интеграции аналитических работ свидетельствует о том, что наиболее рационально создание нескольких крупных аналитических центров, обслуживающих потребности страны.

Семь докладов было посвящено математическим методам обработки геохимической информации и вопросам программного обеспечения геохимических исследований. В двух из этих докладов речь шла об известных пакетах прикладных программ комплексной обработки геолого-геохимических данных. С.А.Воробьев со своими коллегами рассказал о развитии пакета прикладных программ «Cold», Л.Н.Гинзбург продемонстрировал преимущества системы «Геоскан» перед другими подходами (факторным и кластерным анализами) к компьютерному геохимическому картированию.

В нескольких докладах предлагались существенно новые подходы для решения геохимических задач.

А.В.Аплетаин рассказал об использовании алгоритма искусственной нейтронной сети для обработки геохимических данных; Г.Ю.Боярко говорил о пользе построения карт ранговой дисперсии геохимического поля; А.Г.Марченко продемонстрировал возможности сравнительно новых моделей наложенных ореолов для интерпретации известных геохимических данных; Г.А.Вострокнутов и И.В.Бруницын выступили с предложением по новому строить карты естественного многомерного геохимического поля, путем своеобразного расчета коэффициентов корреляции между геохимическими спектрами; Н.Н.Шатагин поделился опытом коррелирования геохимических карт, построенных по различным наборам наблюдений.

Часть докладов была посвящена не столько вопросам математической обработки геохимических данных, сколько проблемам организации работ по сбору таких данных и их хранению в базах данных. Г.М.Беляев и другие предлагали использовать систему региональных геолого-геохимических эталонов; В.А.Килипко говорил об использовании геоинформационных систем в качестве баз геохимических данных; А.А.Козюба поделился опытом трансформации разнородной геохимической информации для создания мелкомасштабных геохимических карт; М.А.Садиков остановился на наиболее важных с его точки зрения принципах составления многоцелевых геохимических карт.

Два доклада были «более прикладного» характера. Н.Л.Энна на примере конкретного района Северного Кавказа рассказал о применении геостатистического анализа для прогнозной оценки территорий; в докладе А.В.Хорошего был разобран пример изучения дифференциации микроэлементов в почвах одного из районов Кавказа.

Заседание секции прошло в заинтересованной и дружеской обстановке. Даже в случае сомнительности предлагаемых подходов и методов, например, об использовании алгоритмов нейронных сетей, критика выступавших и задававших вопросы была вполне доброжелательной и конструктивной.

Заслушанные 23 доклада на пятой секции «Общие вопросы прикладной геохимии» (руководитель Е.И.Филатов) представляют разноплановый интерес, отраженный в названии секции. На ней были проанализированы такие аспекты прикладной геохимии, как спрос и предложения на научно-техническую продукцию организаций России в области геохимических исследований (В.В.Артюнов), геохимические аспекты рудообразующих, в т. ч. эллионных процессов в пределах Русской плиты (И.М.Милеева и соавторы), степень редкометаллоносности гранитоидов Забайкалья (В.Д.Козлов), критерии разбраковки природных и техногенных аномалий Западно-Сибирской плиты (В.В.Масленников и соавторы), ртутьносность рудных объектов континентов и океанов (Н.А.Озерова и соавторы), циклическая эволюция Земли и Вселенной (А.И.Бураго), механизм взаимодействия ртути с гумусовыми кислотами, определяющий ее концентрирование в объектах окружающей среды (Г.М.Варшал и соавторы) и др.

На заключительном пленарном заседании представители Белоруссии В.К.Лукашев, Украины В.И.Почтаренко, Эстонии В.Петерсель, Литвы В.Б.Кадунас, Армении А.Сагателян, Узбекистана М.М.Пирназаров, Казахстана В.Л.Лось и России Т.В.Чепкасова, С.А.Володько, Р.А.Баумштейн и

Э.К.Буренков высказались за разнообразные формы сотрудничества и консолидации геохимиков наших стран.

К началу работы Международного симпозиума силами ИМГРЭ был издан том тезисов докладов, на-

считывающий 332 наименования. Среди авторов этих трудов можно встретить и известных специалистов и только начинающих и иностранных соавторов из Англии, Канады, США, Польши, Китая, Ирана, Сирии, Бенина, Эфиопии.

Дискуссии

УДК 551.2

© В.Д.Любалин, 1997

Некоторые аспекты эволюции структуры земной коры как элементы диалога с настоящим и прошлым

В.Д. ЛЮБАЛИН (Геотектоника)

Научно-техническая революция последних десятилетий, сопровождавшаяся глобальной компьютеризацией во всех сферах деятельности, ознаменовалась глубокими концептуальными изменениями в естествознании и гносеологии. Появилась парадигма И.Пригожина. Если в традиционной науке прошлого изучались замкнутые системы и линейные соотношения, то сейчас основное внимание акцентируется на разупорядоченности, неустойчивости, разнообразии, неравновесности, нелинейности соотношений. Это также темпоральность — повышенная чувствительность материального мира к ходу времени — и другие разнообразные явления в диссипативных структурах, возникающих в открытых динамически неравновесных системах. Возникла синергетика, которая, как считает В.И.Гольдманский [2], изучает сложные взаимосвязи усиливающих друг друга процессов, приводящих к бифуркациям — к смене постепенного развития системы скачкообразным изменением ее важнейших свойств и качеств. Как бифуркация рассматривается Биологический Большой Взрыв, приведший к возникновению кривой чистой биосферы из оптических антиподов мира добиологической химии. Что же касается условий спонтанного нарушения безжизненного хаоса, или безжизненной симметрии, то предполагается, что их, возможно, удастся найти в истории Земли или Космоса [16].

По мнению О.Тоффлера [22], идеи И.Пригожина образуют новую, всеобъемлющую теорию изменений, в которой проблемы времени и развития представлены в широком междисциплинарном аспекте, а исторический подход приобретает приоритетное значение. Понятие самоорганизации предполагает существенно личностный, диалоговый способ мышления — открытый будущему, развивающийся во времени необратимый коммуникативный процесс. Организация подобного диалога — а это одна из основных задач в любых сложных комплексных междисциплинарных исследованиях — с необходимостью предполагает единство формальных и неформальных методов мышления, единство логики и творческой интуиции. Отсюда и личностный аспект диалога. С другой стороны, несколько перефразируя Д.С.Лихачева [4], можно сказать, что время отвоевывает и подчиняет себе все более крупные участки в сознании людей. Историческое понимание действительности проникает во все формы и звенья творчества. И дело не только в историчности, а в стремлении воспринимать весь мир во времени и через

время, которое становится объектом, субъектом и орудием познания и отображения.

В последние годы переход к новой парадигме показан в ряде геолого-геофизических разработок. В частности, А.Д.Щегловым введено понятие нелинейной металлогении. Ф.Д.Летниковым показана принадлежность металлогенических систем к диссипативным структурам. В них на всех иерархических уровнях все время происходит противоборство между кооперативными процессами самоорганизации и естественным отбором наиболее устойчивых фаз и т.д. [3]. М.А.Садовский установил, что структура литосферы определяется эффективной диссипацией подкачиваемой в нее энергии. Образование структур отдельностей геофизической среды может рассматриваться как ее самоорганизация [21]. Ю.М.Пушаровский ввел понятие нелинейной геодинамики. Поскольку геосферы являются открытыми системами со значительной диссипацией, поле приложения нелинейной геодинамики оказалось чрезвычайно обширным. В основу должны быть положены представления о преобладающем значении крупных горизонтальных перемещений и тангенциальных напряжений. Они окажутся базисными в геологической теории в будущем [20]. Ю.Н.Авсюк обратил внимание на то, что все разнообразие природных процессов относится к разным формам реализации диссипативных потерь, сопутствующих эволюции динамических параметров Земли [1].

В тесной связи со всем изложенным оказались исследования, которые носили диалоговый характер и проводились автором около трех десятков лет в восточных и западных районах бывшего Советского Союза. Одним из основных отправных моментов явился поиск закономерностей пространственного размещения эндогенного оруденения, связанного с позднемезозойской эпохой тектоно-магматической активизации на территории Забайкалья. Специфичность проблематики подсказала целесообразность историко-геологического анализа эталонных объектов и системного исследования источников гравитационных аномалий. Довольно органично возникла потребность перехода от морфологической системы к процессорной, т.е. к системе, демонстрирующей способ соотнесения формы с процессом [5–7]. В итоге был сделан вывод о том, что множество гравитационных блоков 1 рода, как были названы высокоплотные нижние палеозойско-докембрийские блоки фемического состава — источники положительных локальных аномалий силы тяжести, являет-

ся упорядоченным и иерархическим по своей структуре. Что же касается месторождений, то они оказались совмещенными с «особыми точками», специфика которых определялась поступательно-вращательными перемещениями гравитационных блоков 1 рода в позднемезозойскую эпоху тектоно-магматической активизации в связи с разрывно-глыбовым течением земной коры (РГТ) в понимании А.В.Пейве [18]. В поздней юре течение горных масс было направлено с запада на восток, в раннем мелу, наоборот, с востока на запад. Завершился процесс активизации незначительным возвратным перемещением масс с запада на восток. Было высказано предположение, что РГТ обусловлено изменениями скорости вращения Земли, а перемещения отдельных блоков происходят по инерции и их вращательная компонента определяется эксцентриситетом, асимметрией в меридиональном сечении [7, 10].

Изучение динамической обстановки формирования Орловского месторождения урана показало, что рудовмещающие структуры образовались в результате разрядки избыточных напряжений в позднем мезозое в виде сдвигов вдоль разломов древнего заложения. Сдвиги характеризуются ограниченной по простиранию протяженностью и односистемными оперяющими сколами и т.д. Достаточно определено намечился пульсирующий характер динамического нагружения за счет субширотной составляющей РГТ. Кроме того, появилось основание считать, что РГТ имело место не только в позднем мезозое, но периодически проявлялось в течение всего фанерозоя [8].

Реконструкция палеодинамических условий кимберлитобразования показала, что РГТ помимо субширотной имеет полюсную составляющую. Возраст тектоно-магматической активизации — средний — поздний палеозой. Основной тип деформации — сдвиги, оперяющиеся односистемными сколами. Их образованием достигалась более плотная упаковка динамически нагруженного материала. При пульсации односистемные сколы из квадранта сжатия попадали в квадрант растяжения. Увеличение сжатия сопровождалось локализацией площадей проявления сдвиговых деформаций, что в конечном счете приводило к упрочнению фундамента и т.д. [14].

Несмотря на нетривиальность сделанных выводов, было очевидно, что для продолжения диалога следует уменьшить интуитивный элемент. Для этого представлялось необходимым более основательно рассмотреть структуру земной коры.

Анализ материалов ГСЗ по Забайкалью, Прибайкалью, Байкальской рифтовой зоне, Якутии, Кольскому полуострову, Балтии, Фенноскандии и др. показал, что в стандартной модели выделяются три оболочки: верхняя (до 10 км с $\bar{v}$ 5,8 км/с), средняя (10—18 км с $\bar{v}$ 6,4 км/с), нижняя (18—40 км с $\bar{v}$ 6,7 км/с). Подстилающая мантия имеет $\bar{v}$, равную 7,9—8,1 км/с; эмпирическая формула для определения плотности $\sigma = 0,2\bar{v} + 1,45$. Количественная интерпретация гравитационных аномалий с предварительным спектральным разложением показала, что в верхней оболочке выделяются блоки древних метаморфических пород фемического состава и ассоциирующие с ними магматиты основного и ультраосновного составов (σ 2,72 г/см³ и более — источники положительных локальных аномалий) и блоки разуплотненных сиалических пород гранитного ряда с объемной «пустотностью» до 4—5 % (σ 2,52—

2,47 г/см³ — источники отрицательных локальных аномалий).

Как показали специальные исследования, разуплотнение связано с тектоническим «разрыхлением», т. е. имеет дилатансионную природу [9, 11—13].

Вертикальная мощность разнородных блоков достигает 7—8 км. Породный фон верхней оболочки создают граниты и гранитогнейсы с σ 2,62 г/см³.

Судя по соотношению маскирующих и слабогравитирующих элементов с аномалиеобразующими объектами и аномалиеобразующих объектов разного порядка друг с другом, верхняя оболочка характеризуется тектонической расслоенностью. Причем максимальная расслоенность проявляется в самых верхних частях (до 1 км).

В средней оболочке располагаются зоны уплотнения и разуплотнения, являющиеся источниками региональных аномалий. Их $\Delta \sigma$ изменяется от 0,05 до —0,08 г/см³. Плотность породного фона 2,73 г/см³. Размеры плотностных неоднородностей средней оболочки на несколько порядков превышают таковые в верхней оболочке.

Нижняя оболочка почти однородна. Выделяющиеся в ней источники трансрегиональных аномалий имеют громадные размеры. Так, в Якутии на территории от Анабарского щита до Алданского нижняя оболочка представляет собой единую зону уплотнения, а в Забайкалье она почти на всю мощность низкоплотная ($\Delta \sigma$ до —0,07 г/см³).

Исследование геолого-плотностных срезов в разных регионах показало, что вещество оболочек представляет собой различные упорядоченные образования — сетчато-ячеистые структуры, которые обладают удивительным свойством повторяемости. Вначале была рассмотрена верхняя оболочка. Плотностные неоднородности в ней образуют протяженные зеленокаменные пояса и гранитогнейсовые купола, обычно рассматриваемые как главные структурные элементы ранних стадий развития литосферы [13]. Зеленокаменные пояса ветвятся, обтекают гранитогнейсовые ядра и образуют структуры «конус в конус». Структурные картины расклинивания — обтекания (виргации) ориентированы с востока на запад. Значительно более мелкие по площади виргации ориентированы, наоборот, с запада на восток [10, 13]. В восточной части Сибирской платформы севернее байкалид и в пределах Фенноскандии крупные виргации ориентированы в субмеридиональном направлении [14, 15].

Как пишут И. Пригожин и И. Стенгерс, «существует и еще одна вполне очевидная проблема: поскольку окружающий нас мир никем не построен, перед нами возникает необходимость дать такое описание его мельчайших «кирпичиков», которое объяснило бы процесс самосборки» [19].

В соответствии с принципом Кюри было принято, что по симметрии анизотропного сложения систем блоков можно восстановить особенности перемещения составляющих блоков.

Сделан вывод о том, что основным фактором структурирования верхней оболочки является РГТ. Оно рассматривается как направленное перемещение высокоплотных фемических элементов относительно вмещающего сиалического субстрата, чем обуславливается пульсирующее изменение напряженного состояния верхней оболочки. Разрывно-глыбовое течение земной коры охватывает всю обозримую геологическую историю, носит турбулентный характер, имеет две составляющие — субширот-

ную и субмеридиональную (полюсную) — и сопровождается вибрацией. Субширотную составляющую можно считать обусловленной направленным изменением скорости вращения Земли, т.е. существованием углового ускорения, а субмеридиональную — направленным перемещением оси ее вращения. На рубеже докембрий — фанерозой произошла инверсия геодинамических условий, связанная с изменением знака углового ускорения. Вероятно, к этому рубежу приурочен Биологический Большой Взрыв, который обуславливался гигантской флуктуацией, стабилизированной потоками энергии и вещества [19].

Благодаря феномену РГТ, высокоплотные фемические блоки стали рассматриваться как гигантские природные штампы. Были выделены докембрийские и фанерозойские расклинивающие («жесткие») элементы с зональным строением. Размеры первых обычно на несколько порядков превышают вторые.

Изучение расклинивающих элементов показало, что основной реакцией вмещающего гранитного субстрата на постепенно увеличивающееся сжатие является перекашивание ограниченных по размерам объемов субстрата. Это позволило взять на вооружение гипотезу Н.Н.Давиденкова о двойственной природе прочности твердых тел и считать, что нарушение сплошности в областях аномального сжатия осуществляется путем вязкого среза по механизму односистемного скалывания. Проверка этой гипотезы на разных уровнях детальности дала возможность разработать механизм образования трещин в условиях всестороннего неравномерного сжатия при пульсирующем боковом давлении. Протяженные трещины вмещающего гранитного субстрата стали рассматриваться как элементы, развивающиеся в результате в основе своей двухактного процесса.

На первом этапе в обстановке постепенно увеличивающегося сжатия и перекоса гранитного субстрата хаотически распределенные микроскопические плоскости среза W выстраивались в макроскопические сколы — типичные диссипативные структуры, формирующиеся за счет притока внешней энергии. Так сказать, хаос превращался в порядок. При этом, с одной стороны, происходила более плотная упаковка динамически нагруженного материала и сохранялась его целостность, а с другой — создавались пути перетока материала из области с большим давлением в область пониженного.

На втором этапе в связи с возвратной подвижкой фемического блока происходило частичное уменьшение перекоса гранитного субстрата и сколы как бы трансформировались в трещины отрыва, т.е. из квадранта сжатия попадали в квадрант растяжения. Это сопровождалось дезинтеграцией пород с нарушенной сплошностью и заполнением полостей, образующихся при расщеливании сколов, кластогенным, вулканогенным или рудным материалом.

В соответствии с изложенным сделан вывод о том, что образование разуплотненных блоков гранитов — результат длительного, в течение докембрия и фанерозоя, взаимодействия высокоплотных фемических блоков и гранитного субстрата. Это взаимодействие, как и при образовании протяженных трещин, рассматривается как двухактный процесс. На первом этапе в докембрии на наиболее жестких «участках», характеризующихся аномальным сжатием гранитного субстрата, формировались глубоко проникающие зоны скалывания. Вертикальная мощность этих зон определялась вертикальной мощностью соседних

высокоплотных блоков фемического состава и достигала 6—8 км. На втором этапе в фанерозое происходило разрыхление глубоко проникающих зон скалывания за счет частичного или полного снятия напряжений, за счет того, что докембрийские сколы трансформировались в трещины отрыва. Этот, по сути, дилатансионный процесс носил прерывистый характер. В Забайкалье своего максимума (но не предела) разуплотнение достигло к позднему мезозою, когда в процессе возвратного сдвига началось расщеливание докембрийских линейментов и формирование впадин [13]. Вероятно, что к этому времени в разуплотненных, точнее в разуплотняющихся, блоках появились крупные объемы материала в квазипластичном состоянии. Не вызывает сомнений, что эта фаза интенсивного разрыхления инициировалась внешним силовым полем, обусловившим какую-то аномальную пульсацию динамической обстановки. Появление крупных объемов квазипластичного материала не могло не сказаться на резком повышении «чувствительности» верхней оболочки как системы к изменениям внешнего силового поля и в этом, по-видимому, кроется главная причина аномальности динамической обстановки в эпоху активизации, особенно на заключительных ее стадиях.

Кратковременность активизации — своего рода темпоральность — можно расценивать как свидетельство существования эффективных механизмов быстрого уравнивания системы, ее заглубления путем развязывания поступательно-вращательных перемещений высокоплотных фемических блоков, сопровождающихся упрочнением материала в окрестностях морфологических аномалий этих блоков и связывающих их перемычек.

Специальное изучение зон аномального сжатия в разных районах показало, что в эпоху активизации возрастала скорость деформаций и частота пульсаций динамической обстановки. Об этом свидетельствуют эффекты «прилипания—отщепления (адгезии)» на контактах древних фемических блоков и гранитного субстрата, приведшие к образованию буферных зон, прогрессирующее уменьшение углов скалывания в процессе деформации этих зон, резкие перепады давления внутри древних фемических блоков, кавитация?, «сдирание» покрышек над этими блоками, сопровождавшееся появлением локальных термических аномалий, выплавки из которых давали начало дайкам, отщепление сателлитов от некков и экструзивов, признаки деформации не успевшего закристаллизоваться материала даек при возобновлении сжатия вмещающих сколов, формирование магнитоупругих элементов (Виллори эффект) и др.

Участки верхней оболочки, где наблюдается вложенность более молодых расклинивающих элементов по отношению к древним (эффект телескопирования), характеризуются упрочнением в результате прогрессирующей пластической деформации. На ранних этапах упрочнение происходило главным образом путем медленно протекавшей пластической деформации, сопровождавшейся вязкими срезами, а в эпоху активизации большую роль играли скоростные упруго-пластические деформации, сопровождавшиеся хрупким скалыванием и консолидацией верхней оболочки дайками и субвулканами. Можно полагать, что к «моменту» рудообразования полностью исчерпывался запас плоскостей среза W и приток внешней энергии за счет пульсации динамической обстановки приводил уже не к механическим, а к термодинамическим эффектам, сопровождавшим-

ся необратимыми минеральными преобразованиями.

Таким образом, в процессе развития верхней оболочки усложняются структуры и повышается степень упорядоченности. Это явилось следствием наличия определенных сборочных единиц и управляющих параметров Космоса. Как видно, природные структуры построены на небольшом количестве простых соотношений и кинематических картин. Они имеют признаки, указывающие на динамическую связность мироздания. К параметрам динамического подобия можно отнести, вероятно, так называемые фликкер-шумы — длиннопериодные пульсации поверхности Земли и Солнца, вариации электромагнитного излучения Солнца и интенсивности космических лучей и т.д. Как считает И.Пригожин, мы живем в когерентной Вселенной. «Когерентной называется система, ведущая себя как единое целое. Когерентность может быть объяснена либо как проявление дальнедействующих сил, либо как реакция на некую вселенскую физическую систему времени» [17].

Как уже указывалось, появление жизни на Земле происходило при инверсии геодинамических условий. Этот период характеризуется резким усилением потоков гигантских флуктуаций, вибраций, пульсаций, явившихся специфическими управленческими параметрами. Особенно интенсивно они проявились в зонах сдвиговых деформаций, прежде всего в пределах развития гидросферы. Здесь стали возникать системы, которые в соответствии с принципом Лешателье вызвали компенсирующие процессы, гасящие флуктуации. К таким системам, например, по всей вероятности, относятся системы зеркально асимметричных изомеров аминокислот и природных сахаров. По мнению Л.Л.Морозова [16], их появление должно связываться с новым типом селекции при сортировке молекул, ловушками, представляющими детектор слабого возмущения, коллективными кооперативными эффектами в процессах самоорганизации и естественным отбором наиболее устойчивых фаз. Возникновение биосферы как результат появления кирально чистых асимметричных систем описывается на языке математики и теоретической физики с помощью нелинейных дифференциальных уравнений. Этот процесс можно представить как пертурбации, характерные для колоды карт, имеющих три составляющих элемента — красный, черный и джокерный (бесцветный). Если джокерная карта появляется рядом с красной или черной, то она окрашивается соответственно в красный или черный цвет. Если же совмещаются разноцветные элементы, то каждый из них превращается в джокерный, т.е. обесцвечивается и т.д. [2].

Подтвердился вывод Луи Пастера о том, что асимметричный синтез происходит под воздействием внешнего асимметричного фактора. Достаточно обоснованно предполагается, что появление биосферы и дальнейшее ее развитие сопровождается адаптацией, под которой понимается вся совокупность приспособительных реакций живого к окружающей среде, к условиям существования. С другой стороны, возникновение жизни привело к появлению элементов, способных развиваться, т.е. повышать чувствительность к изменениям окружающей среды, к прогнозированию этих изменений, и способных адекватно реагировать на эти изменения, повышая отрицательную энтропию.

Перейдем к анализу сетчато-ячеистой структуры

средней оболочки. Структурный рисунок зон наиболее интенсивного разуплотнения в ней отвечает кинематической картине правостороннего сдвига. В соответствии с результатом палеодинамической реконструкции в верхней оболочке такое направление сдвига в сиалических элементах характерно для докембрия, т.е. во взаимодействии плотностные неоднородности средней оболочки обнаруживают сходство с плотностными неоднородностями верхней оболочки. Это позволяет считать сходной и их геологическую природу. Следовательно, плотностные неоднородности средней оболочки являются мегаблоками фемического и мегаядрами сиалического состава, т.е. крупнейшими элементами раннедокембрийской структуры. Для сиалических элементов характерно турбулентное течение, переход к которому, как считает И.Пригожин, является процессом самоорганизации. В докембрии вращательная компонента была направлена против часовой стрелки, в фанерозое по часовой. Поэтому местами наблюдается тектоническая дилатансионная разуплотненность, объемная «пустотность» достигает 2—2,5 %. В сейсмоактивных регионах к зонам разуплотнения приурочены волноводы, мощные геоэлектрические горизонты пониженных сопротивлений и гипоцентры роев слабых и средних по интенсивности землетрясений. Плотность неразуплотненного сиалического субстрата повышается приблизительно на $0,1 \text{ г/см}^3$ по сравнению с плотностью такого в верхней оболочке, что связывается со сжатием средней оболочки.

Как показывает сравнительный анализ, Земля существенно отличается от других планет Солнечной системы характером аккреции и степенью расчлененности в ее верхних частях. Отличие проявляется в том, что на заключительной стадии по сравнению с другими планетами произошел захват наиболее низкоплотного газопылевого материала. Причем весьма вероятно, что вещество средней оболочки было захвачено несколько ранее вещества верхней, хотя последняя оказалась в конечном счете более дифференцированной и непосредственно контактирующей с гидросферой, атмосферой и магнитосферой.

Основу эволюции структуры земной коры составляет феномен дилатансии. Если в докембрии в обстановке прогрессирующего сжатия происходило прогрессирующее упрочнение «жестких» сиалических мегаядер и ядер, то в фанерозое началось разупрочнение этих элементов, разрыхление и появление в их пределах квазипластичного материала. Параллельно с этим происходило прогрессирующее упрочнение высокоплотных фемических элементов и т.д.

Как говорил С.Вайнберг, «...в дальнейшем возможно еще более значительное «Великое объединение», способное объединить открытые нам тени законов неживой и живой материи, включить возникновение и развитие живого в единую цепь эволюции Вселенной, показать, что возникновение, по крайней мере первичных, законов биоорганического мира — явление того же порядка, что и генезис других законов физической природы» [16].

К диалогу с настоящим и прошлым как к эталону относятся палеодинамический анализ и оценка современной геодинамической обстановки территорий. Моделирование геолого-геофизической среды и учет особенностей эволюции структуры земной коры дают основу для самых разнообразных практи-

ческих реализаций. В частности, появляется возможность выделять сейсмогенерирующие структуры и наиболее вероятные концентраторы напряжений и благодаря этому организовывать такие системы мониторингов, которые способны обеспечить локальное пространственно-временное прогнозирование землетрясений. Такой прогноз, по-видимому, окажется особенно ценен при предупреждении мелкофокусных (глубина очага до 4–5 и даже 10 км) катастроф в сейсмоопасных районах вблизи прежде всего крупных городских агломераций.

Если для твердых полезных ископаемых, включая алмазоносные кимберлиты, закономерности пространственного размещения месторождений более или менее определены — это так или иначе участки разрядки избыточных девиаторных напряжений — глубинные сдвиги в областях прогрессирующего упрочнения земной коры, то поисковые модели нефтегазовых объектов предстоит еще только разработать. В итоге может быть получена ценная информация в области диалога, реологии, динамико-кинематических и биогенных аспектов и установлены новые ранее неизвестные закономерности генетического плана.

Тенденция в развитии планеты усиливает потребность более глубокого осознания самих себя, нашего прошлого и будущего, прошлого и будущего Земли и Космоса. По-видимому, можно говорить о необходимости перехода на более высокий уровень абстрагирования для осмысления «сценария» саморазвития Вселенной и о появлении предпосылки для этого.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Роль внешнего воздействия в нелинейной геодинамике // *Нелинейная геодинамика*. М.: Наука, 1994.
2. Гольдманский В.И. Предисловие к книге Л.Л.Морозова «Поможет ли физика понять, как возникла жизнь?» // *Природа*. 1984. № 12.

3. Летников Ф.Д. Синергетика геологических систем. — Новосибирск, 1992.
4. Лихачев Д.С. Поэтика древнерусской литературы. — М., 1979.
5. Любалин В.Д. О пространственной связи рудных полей с некоторыми элементами гравитационного поля (на примере Восточного Забайкалья) // *Геология и геофизика*. 1977. № 2.
6. Любалин В.Д. Опыт системного исследования гравитационных аномалий Забайкалья (морфологический аспект) // *Геология и геофизика*. 1978. № 11.
7. Любалин В.Д. Опыт системного исследования гравитационных аномалий Забайкалья (переход от морфологической системы к процессорной) // *Геология и геофизика*. 1980. № 2.
8. Любалин В.Д., Сеирская Н.М. Динамическая обстановка формирования одного из месторождений Забайкалья // *Советская геология*. 1982. № 1.
9. Любалин В.Д., Беломестнов С.И. Плотностная модель земной коры Удино-Витимской структурно-формационной зоны (Западное Забайкалье) // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 270. № 2.
10. Любалин В.Д. Некоторые следствия применения принципа симметрии Кюри при исследовании структуры земной коры Забайкалья // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 274. № 1.
11. Любалин В.Д., Беломестнов С.И. Плотностная модель земной коры Забайкалья // *Тихоокеанская геология*. 1984. № 5.
12. Любалин В.Д., Беломестнов С.И. О природе локальных гравитационных аномалий в зоне Даурского регионального минимума силы тяжести // *Геология и геофизика*. 1986. № 12.
13. Любалин В.Д. О природе региональных гравитационных аномалий Забайкалья и сопредельных районов // *Советская геология*. 1990. № 6.
14. Любалин В.Д. Опыт реконструкции палеодинамических условий кимберлитообразования // *Советская геология*. 1991. № 7.
15. Любалин В.Д. Глубинная структура Латвии, палеодинамический анализ и оценка современной геодинамической обстановки // *Отечественная геология*. 1996. № 12. С. 27–33.
16. Морозов Л.Л. Поможет ли физика понять, как возникла жизнь? // *Природа*. 1984. № 12.
17. Николс Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. От диссипативных структур к упорядочению через флуктуации. — М.: Мир, 1979.
18. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // *Геотектоника*. 1967. № 5.
19. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. — М.: Прогресс, 1986.
20. Пуцеровский Ю.М. Нелинейная геодинамика. Предисловие к сборнику научных трудов. — М.: Наука, 1994.
21. Садовский А.Ф., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. — М.: Наука, 1991.
22. Тоффлер О. Наука и изменение. Предисловие к книге И.Пригожина, И.Стенгерс «Порядок из хаоса». — М.: Прогресс, 1986.

Памяти Александра Семеновича Михайлова

14 октября 1997 г. в г. Казани на 73-м году жизни после тяжелой болезни скончался известный ученый, крупный специалист в области фосфатной геологии и цеолитосодержащего сырья, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный геолог РСФСР Александр Семенович Михайлов.

А.С.Михайлов родился 24 июня 1924 г. на руднике Кундат Кемеровской области. В 1941 г., после окончания средней школы, работал на этом руднике коллектором, а в 1942 г. был призван в действующую армию на 1-й Украинский фронт. С боями прошел Польшу, Чехословакию и Германию. После демобилизации А.С.Михайлов в 1946 г. поступил в Томский политехнический институт, который окончил с отличием в 1951 г. и был направлен на работу в Центрально-Казахстанскую геофизическую экспедицию. С 1951 по 1960 г. А.С.Михайлов прошел путь от начальника партии до главного инженера экспедиции; в это же время им выявлено месторождение молибдена.

С июня 1960 г. по 1967 г. А.С.Михайлов будучи научным сотрудником СНИИГГиМС занимался вопросами геохимии осадочных пород и руд; в 1963 г.



он успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Геохимия молибдена в окислительной зоне». В этот же период непосредственно им открыто на юге Красноярского края Телекское месторождение фосфоритов.

С января 1968 г. и до конца жизни деятельность Александра Семеновича была связана с Центральным научно-исследовательским институтом геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнеруд), где он организовал и возглавил творческий коллектив по изучению и оценке месторождений фосфатного и цеолитового сырья. В 1969 г. А.С.Михайлов открыл первое промышленное месторождение природных цеолитов в СССР — Бадхызское. В последующем он способствовал открытию более 30 месторождений и проявлений природных цеолитов. В 1972 г. А.С.Михайлов защитил докторскую диссертацию на тему: «Литологические и физико-химические исследования процессов образования фосфатных и карбонатных осадков».

Опыт, глубокие знания, высокий профессионализм, энергия, талант и стремление к новому выдвинули А.С.Михайлова в число крупнейших ученых-геологов в области нерудного сырья.

За время работы в ЦНИИГеолнеруд им и под его научным руководством выполнены десятки научно-исследовательских разработок по проблемам фосфатного и цеолитосодержащего сырья, составлены и изданы методические руководства, рекомендации и справочники по прогнозу, поискам и разведке месторождений фосфоритов и цеолитов, ставшие настольными книгами не только отечественных, но и зарубежных геологов-нерудников. Исключительно большой вклад внесен А.С.Михайловым в подготовку и создание Минерагенической карты СССР на фосфатное сырье м-ба 1:2 500 000. А.С.Михайлов являлся куратором Мингео СССР по фосфоритам и природным цеолитам, членом Ученого Совета по присуждению ученых степеней при геологическом факультете Казанского госуниверситета, членом различных координационных советов.

А.С.Михайлов неоднократно представлял отечественную геологию за рубежом. В 1979 г. он был командирован в Болгарскую Народную Республику на болгаро-советский симпозиум по природным це-

олитам. В 1980 г. в Монгольской Народной Республике оказал методическую помощь в оценке сырьевой базы фосфоритов и принял участие в Международном совещании по фосфатному сырью. В 1981 г. он находился в научной командировке в Индии (проект «Фосфориты»), а в 1989—1991 гг. в Республике Югославия провел прогнозную оценку цеолитового сырья, что способствовало открытию ряда месторождений цеолитов и разработке программы их дальнейшего изучения.

В 1980 г. А.С.Михайлову присуждена Государственная Премия Совета Министров СССР за создание сырьевой базы природных цеолитов. Заслуги его перед отечественной геологией отмечены высокими правительственными наградами, а также отраслевыми знаками отличия. В 1989 г. ему присвоено почетное звание «Заслуженный геолог РСФСР». А.С.Михайлов награжден орденом «Отечественной войны» II степени, медалями «За победу над Германией», «За освобождение Праги», «40 лет победы над Германией» и др.

А.С.Михайлову были свойственны такие черты, как высокая ответственность за порученное дело, одержимость в работе, открытость, оптимизм, предвидение новых тенденций в научной области; своими знаниями он щедро делился с коллегами и учениками, создал собственную научную школу, подготовил более 10 кандидатов наук.

Светлая память об Александре Семеновиче Михайлове как о человеке самобытном и внимательном к окружающим навсегда сохранится в памяти его друзей, коллег, учеников, всех тех, кому посчастливилось знать этого выдающегося ученого-геолога и замечательного человека.

*Коллегия Министерства природных ресурсов РФ
Ученые советы
ЦНИИГеолнеруд
СНИИГГМС
ГИГХС
ВСЕГЕИ
ОИ ГГМ СО РАН
ИГ СО РАН
Редколлегия журнала*

300-летие геологической службы России

О чем писал наш журнал

40 лет назад В.А.Перваго выделил Алданскую железорудную провинцию и оценил ее перспективы. Им выделены типы руд: магнетитовые с серпентинитом, флогопитом, диопсидом осадочно-метаморфические; кварц-гиперстеново-магнетитовые и кварц-магнетитовые метасоматические; железистые кварциты-кварцево-магнетитовые первично-осадочные; магнетитовые контактово-метасоматические в магнезиальных скарнах; кварцево-гематитовые, кварц-барит-гематитовые гидротермальные. Общие ресурсы железных руд оценивались в 1,6 млрд. т.

М.Б.Чеботарев охарактеризовал геологическое строение и состав руд Южно-Ханганского марганце-

вого месторождения. Марганценосный горизонт кремнисто-глинистых пород мощностью 25—35 м в основании содержит метровый пласт кремнисто-родохрозитового состава, а по восстанию сменяется железными рудами. Автор обосновывает представление о первично-осадочном происхождении руд и намечает положение береговой линии, вдоль которой концентрировались более богатые марганцевые руды.

Н.И.Сафронов предложил варианты комплексирования поисковых работ в масштабах 1:50 000—1:1000 применительно к месторождениям цветных металлов. С учетом некоторых физических свойств рудных

тел особое внимание уделено геофизическим методам: электрометрии, особенно методу ВП, магнитометрии, радиометрии и др.

В.А.Белоусов и В.В.Федынский опубликовали информацию о поездке в США и Канаду в связи с Генеральной Ассамблеей Международного геодезического и геофизического союза. Особое впечатление произвели на авторов разработанные в Канаде технические средства аэрогеофизических наблюдений.

30 лет назад *Г.А.Твалчрелидзе* установил основные закономерности размещения медных месторождений Кавказа и выделил основные рудные формации: медноколчеданную, медно-пирротиновую, жильную кварцево-халькопирит-галенит-сфалеритовую и медно-молибденовую.

Н.А.Хрущев рассмотрел основные показатели экономической эффективности затрат на геологоразведочные работы и подход к определению цены разведанных запасов минерального сырья в недрах:

$$ПЗ = ОНЗ + А \cdot Пз \cdot Кб,$$

где ПЗ — цена разведанных запасов минерального сырья; ОНЗ — среднеотраслевые общественно необходимые затраты на разведку 1 т этого вида минерального сырья, извлекаемого из недр; А — коэффициент, учитывающий долю затрат на разведку в общих капиталовложениях в разведку и промышленное освоение месторождения; Пз — расчетная прибыль, которая может быть получена при реализации товарной продукции из 1 т извлекаемого минерального сырья; Кб — коэффициент, учитывающий фактор времени, условно принимаемый равным 0,5.

20 лет назад *Р.М.Файзуллин, Е.С.Шуликов, Г.М.Вирвянский, В.Я.Шабаетов и А.А.Фролов* разработали критерии прогнозирования апатитовых магматических формаций. Ими описаны месторождения апатитовых и комплексных апатитосодержащих руд щелочных и щелочно-габброидной формаций, в т.ч. формации апатитовых нефелиновых сиенитов, ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Только с тремя формациями — апатитовых нефелиновых сиенитов; ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов; щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов связаны сверхкрупные и крупные месторождения.

Г.Г.Грушкин и П.Г.Ведерников привлекли внимание к «риолитовой» формации оловорудных месторождений. Ими показана специфика Джалиндинского оловорудного месторождения Хинган-Олонойского прогиба; на этом месторождении установлено совместное отложение коллоидов кремнезема и оксида олова.

Б.Е.Щербакова, В.Г.Бовенко и Г.Эрнандес привели

результаты геофизического профилирования с помощью аппаратуры «Земля» и сделали вывод о трехслойном строении земной коры на территории Западной Кубы, включающем вулканогенно-осадочные отложения, кристаллическое основание и «базальтовый» слой.

10 лет назад *В.Ф.Раабен и Н.Н.Булатов* проанализировали материалы по 56 детально разведанным зарубежным нефтегазоносным бассейнам (НГБ), из которых в 42 обнаружены крупные месторождения углеводородов (УВ). Статистический анализ полученных данных показал, что существует прямая связь между числом крупных месторождений УВ, масштабом наибольшего из них и начальными извлекаемыми ресурсами в НГБ. Наиболее крупные из них относятся к платформенному типу. Для них, по мнению авторов, типично спокойное, унаследованное развитие, что привело к образованию единого огромного седиментационного тела. Очень богатые органическим веществом материнские отложения, коллекторы и покрывки распространены регионально и охватывают площади до 1 млн км², что способствует притоку УВ в ловушки с большой территории.

Ю.Р.Беккер изложил основные итоги многолетних работ по составлению геологической карты фундамента, додевонского чехла и складчатого обрамления Русской платформы.

Комплексный геолого-геофизический анализ структур фундамента позволил установить его гетерогенность, выявить сложную систему авлакогенов, отвечающих глубоким грабенообразным депрессиям. Уже в архейских комплексах фундамента Русской платформы обособились два основных структурных плана — линейный и куполовидный. Наиболее полные разрезы рифейского чехла приурочены к зонам сочленения со складчатыми структурами на окраинах Русской платформы.

В.И.Воробьев и И.Ф.Мигачев информировали о результатах Всесоюзной научно-технической конференции «Повышение эффективности научного обоснования локального прогноза месторождений рудных полезных ископаемых», 47 докладов которой были посвящены методологическим и геолого-генетическим основам локального прогноза и его методике, вопросам классификации и многофакторного моделирования.

Л.Н.Овчинников и Н.М.Чернышев рассказали о Бакинском совещании «Формационный анализ как основа крупномасштабного прогноза и поисков месторождений цветных, редких и благородных металлов».

Публикацию подготовил *М.М.Константинов*

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 1997 г.

Орлов В.П., Оганесян Л.В. А.П. Карпинский: геолог, ученый, директор Геолкома России. № 3. С. 3.
Ротару А.Ф., Радченко В.В. Геологи-создатели минерально-сырьевой базы Республики Башкортостан. № 7. С. 4.
Шишигин П.Р., Ян-жин-шин В.А. 40-летие единой геологической службы Якутии. № 1. С. 3.

Организация, управление, экономика, недропользование

Каменев Е.А., Киперман Ю.А. Геолого-экономическое моделирование в оценке сырьевой базы действующего предприятия. № 3. С. 11.
Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Петраш Н.Г. Проблемы использования минерально-сырьевой базы никеля, меди, свинца и цинка Российской Федерации в условиях рынка. № 2. С. 3.
Мигачев И.Ф., Беневольский Б.И. Золото России: современность и будущее. № 3. С. 7.
Неженский И.А. Взаимосвязь природных и экономических характеристик минерального сырья. № 6. С. 3.
Первое заседание коллегии Министерства природных ресурсов Российской Федерации. № 4. С. 3.
Цыганов В.А. Методические и экономические аспекты воспроизводства минерально-сырьевой базы горнодобывающих предприятий России. № 3. С. 16.
Щербakov В.В. Новый способ геолого-экономической экспресс-оценки локальных объектов геологоразведочных работ на нефть и газ. № 5. С. 3.

Геологическое картирование

Антощенко-Оленев И.В. Возможности и ограничения геологического дешифрирования. № 11. С. 3.
Буренков Э.К., Головин А.А., Морозова И.А., Бурьянов А.В., Гуляева Н.Г., Трефилова Н.Я. Оценка относительной стоимости эколого-ресурсного потенциала территорий по данным многоцелевого геохимического картирования. № 2. С. 9.
Буренков Э.К., Морозова И.А., Гуляева Н.Г., Головин А.А. Ландшафтная информация в решении задач регионального многоцелевого геохимического картирования. № 6. С. 5.
Семинский К.Ж., Гладков А.С. Комплексный подход к картированию структуры земной коры на современном этапе тектонофизики. № 4. С. 7.

Металлогения и минералогия

Амузинский В.А., Иванов Г.С. Металлогения золота Верхояно-Черской провинции. № 9. С. 24.
Божевольный И.И., Черный С.Д. Закономерности размещения среднепалеозойских кимберлитовых полей в юго-восточной части Якутской алмазоносной провинции. № 5. С. 7.
Горжевский Д.И., Донец А.И. Минералогические особенности древних платформ. № 4. С. 11.
Давыдов Ю.В. Металлогенетические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии. № 9. С. 36.
Костерев Н.Ф., Рязанцева М.Д., Раткин В.В., Ханчук А.И., Голозубов В.В., Письменов С.В. Геодинамика и металлогения территории Приморского края. № 11. С. 8.
Сагир А.В. Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта. № 2. С. 17.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

Алексеев Ф.Н., Ростовцев В.Н., Устинов Ю.К. Природные совокупности и векторные системы нефтегазовых месторождений. № 12. С. 3.
Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л. Перспективы поисков нефти и газа в центральных районах Русской равнины. № 11. С. 11.
Гаврилов В.П., Григорьянц Б.В., Дворецкий П.И., Пономарев Б.А., Тарханов М.И. Разломная тектоника и нефтегазоаккумуляция в земной коре. № 10. С. 3.
Груisman А.А. Влияние промерзания осадочных пород на закономерности распределения пластовых давлений и формирования залежей нефти и газа. № 8. С. 30.
Макушин А.А. Зоны глубинной нефтегенерации. № 7. С. 41.

Митронов Д.В. Карбокластит — новая разновидность углей. № 8. С. 36.
Сафронов А.Ф., Буйнов А.В., Ивенсен Г.В. Проблема газонасности пермских отложений Хапчгайского мегавала. № 8. С. 33.
Хакимуллин К.Г. Нефтедобыча — основа укрепления минерально-сырьевой базы Республики Башкортостан. № 7. С. 48.
Юлбарисов Э.М., Антонов К.В., Валеев Г.З., Горшенева Т.П. Геологоразведочные работы на нефть и газ в Республике Башкортостан и перспективы новых открытий. № 7. С. 37.

Рудные и нерудные месторождения

Алпатов В.В., Амузинский В.А., Заякина Н.В., Арзунов К.П., Афанасьев В.П., Борисенко А.С., Иванов Г.Н. Алмаз из золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии. № 9. С. 39.
Ветлужская В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии. № 1. С. 15.
Грешилов А.И., Чернов А.Л., Андрюшков Н.Н. Плавиковый шпат — новый тип минерального сырья для Южного Урала. № 7. С. 19.
Гусев А.И. Волластонит Синюхинского месторождения. № 12. С. 14.
Дунаев В.А. Магматогенная магнетитовая железорудная формация. № 5. С. 10.
Жданов Г.Ш., Грешилов А.И., Попов Е.В. Перспективы обеспечения сельского хозяйства Республики Башкортостан местными удобрениями. № 7. С. 44.
Жданов Г.Ш., Юсупов С.Ш., Карнов В.Д. Облицовочные и поделочные камни Республики Башкортостан. № 7. С. 47.
Жирнов А.М. Региональный прогноз золотых и золото-урановых объектов на юге Бурейского кратона. № 2. С. 23.
Звездов В.С. Геология и генезис Кирганинского золото-медного месторождения Камчатки. № 5. С. 13.
Илупин И.П. Своеобразие кимберлитовой трубки Обнаженная и Куойского поля. № 6. С. 24.
Каждан А.Б., Пахомов В.И. Региональный тренд-анализ признаков рудоносности для оценки перспектив эндогенного оруденения Русской платформы. № 11. С. 26.
Ковалев С.Г., Сначев В.И. Перспективы платиноносности западного склона Башкирского Урала. № 7. С. 26.
Константинов М.М. Оксидно-сульфидные ассоциации крупных золоторудных месторождений. № 11. С. 22.
Костин А.В. Прогноз крупных месторождений серебра в Западном Верхояне на примере Мангазейского рудного поля. № 9. С. 32.
Костин А.В., Лобанов С.П., Шошин В.В. Геолого-промышленные типы месторождений серебра северо-востока Якутии. № 1. С. 7.
Коплус А.В. Геолого-промышленные типы грейзеновых месторождений флюорита стран СНГ. № 4. С. 22.
Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Кучеровский П.Г. Перспективы выявления крупнообъемных золоторудных месторождений на Южном Урале. № 7. С. 12.
Курбанов Н.К., Кучеровский П.Г., Риндзюнская Н.М., Матвеева Е.В. Перспективы поисков золотоносных кор выветривания на территории Башкортостана. № 7. С. 17.
Лапин А.В., Семенов Е.И., Ленаро С., Иванух В. Пироклор в коре выветривания. № 4. С. 16.
Лапин А.В. Строение, условия формирования и рудоносность главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов. № 11. С. 15.
Лихачев А.П. Трапповый магматизм и платино-медно-никелевое рудообразование в Норильском районе. № 10. С. 8.
Магадеев Б.Д., Грешилов А.И., Радченко В.В. Рудные и нерудные месторождения Республики Башкортостан. № 7. С. 5.
Макушин А.А. Перспективы коренной алмазоносности Республики Башкортостан. № 7. С. 33.
Меньшиков В.Г., Казаков П.В., Бойков Г.В., Грешилов А.И. Коренная и россыпная золотоносность Республики Башкортостан. № 7. С. 20.
Митюхин С.И. Геолого-генетические и эмпирические основы выделения таксона класса субпровинции кимберлитов и конвергентных им пород. № 1. С. 23.
Озол А.А. Геотектонические и геохимические основы прогнозирования месторождений неметаллических полезных ископаемых. № 5. С. 17.

Округин А.В. Рассыпная платиноносность Ленской провинции. № 9. С. 29.

Олейников О.Б., Корнилова В.П., Зайцев А.И. Слюдяной перидотит из кимберлитовой трубки Обнаженная — продукт кристаллизации щелочно-ультраосновного предкимберлитового расплава. № 9. С. 10.

Прудников С.Г. Условия образования и закономерности размещения россыпей Харальского золотоносного района. № 6. С. 19.

Радченко В.В., Чернов А.Л., Сначев В.И. Минерально-сырьевая база черной металлургии Республики Башкортостан. № 7. С. 10.

Савва Н.Е., Пляшкевич А.А., Петров С.Ф. Золото-серебряные и серебряные месторождения окраинно-континентальных вулканических поясов Северо-Востока России. № 12. С. 6.

Салихов Д.Н., Юсупов С.Ш., Бабуров А.В., Бурдаков А.В., Андреев И.Л. Перспективы платиноносности Башкирского Зауралья. № 7. С. 51.

Соколов А.С., Фролов А.А. Историко-геологические взаимоотношения апатитов и фосфоритов. № 6. С. 11.

Файзуллин Р.М. Эволюция апатитового оруденения северной половины Евразийского континента. № 10. С. 19.

Филиппов В.Е. Роль золотых процессов в формировании металлоносных конгломератов и сопутствующих им отложений в бассейнах типа Витватерсранд. № 8. С. 40.

Черновьянц М.Г. Калиевые бентониты Львовско-Волынского бассейна. № 12. С. 19.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

Амарская А.М., Амарский В.Г. Генезис нижнеархейских кристаллических пород Алданского щита. № 2. С. 48.

Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э. Строение и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры. № 9. С. 15.

Белолобский И.Н., Боевский Г.Г. Плейстоценовые и современные *Cervus elaphus* L. Якутии. № 2. С. 31.

Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамшина Э.А. Возраст кимберлитовых магматитов — основа прогнозирования алмазности территорий. № 9. С. 20.

Вальков А.К., Колосов П.Н., Давыдов Ю.В. Опорный разрез пограничных венд-кембрийских отложений Оленекского поднятия северо-востока Сибирской платформы. № 8. С. 5.

Граусман В.В. Корреляция отложений рифея Западной Якутии по материалам глубокого бурения. № 8. С. 3.

Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олигостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса. № 2. С. 36.

Гриненко О.В., Сергиенко А.И., Белолобский И.Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. № 8. С. 14.

Ермакова С.П. Сопоставление биостратиграфических схем нижнего триаса Бореальной и Тетической областей. № 8. С. 12.

Избеков П.Э. Роль декомпрессионного затвердевания при вулканических взрывах. № 8. С. 42.

Каширцев В.А., Филт Р.П., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Трущелева Г.С. Генетические семейства нафтидов востока Сибирской платформы. № 8. С. 28.

Корчуганова Н.И. Современные структуры Камчатки. № 12. С. 24.

Кривонос В.Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов. № 1. С. 40.

Михуленко К.И., Тимиршин К.В. Тектоника и проблемы нефтегазоносности пограничных зон Сибирской платформы и складчатых областей. № 8. С. 24.

Мишин В.М. Древнее рифообразование — предвестник внедрения кимберлитов в Якутской алмазносной провинции. № 1. С. 35.

Подвысоцкий В.Т., Лелюх М.И., Никулин В.И. Концепция формирования древних платформ. № 1. С. 29.

Прокопьев А.В., Оксман В.С. Тектонические покровы Восточной Якутии. № 8. С. 20.

Протопопов Р.И. Метаморфизм Приколымского поднятия. № 2. С. 44.

Рублев А.Г., Махлаев М.Л., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Возраст границы ранний — средний девон. № 5. С. 22.

Смелов А.П., Березкин В.И. Главные периоды кульминационного метаморфизма на Алданском щите. № 8. С. 37.

Соломина Р.В. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья. № 3. С. 37.

Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов Л.В. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна. № 3. С. 31.

Тарабукин В.П., Прокопьев А.В., Оксман В.С., Карякин Ю.В. Первые данные о фаменских отложениях в северо-западной части горной системы Черского. № 8. С. 9.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Иванов П.О. Эволюция мезозойского магматизма Верхояно-Колымских мезозойских. № 9. С. 12.

Холодов В.Н. Скорости осадконакопления в настоящем и прошлом. № 3. С. 22.

Чибрикова Е.В. Возраст и расчленение зилайских отложений Урала. № 11. С. 31.

Шкодинский В.С. Природа эндогенных геологических процессов в свете новейших данных о глобальном магматическом франкционировании при аккреции Земли. № 8. С. 45.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

Волкова И.Б. Новый вклад в петрологию углей. № 11. С. 37.

Гамянин Г.Н. Минералогические признаки формационной принадлежности золотого оруденения Верхояно-Колымской складчатой области. № 9. С. 42.

Жабин А.Г. Рудоподготовительные процессы в черносланцевых осадочных формациях. № 6. С. 36.

Киреев Б.С., Контев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А. Структурно-петрографические виды пород и их взаимоотношения в вертикальных разрезах долеритовых силлов верхнего течения р. Вилюй. № 5. С. 32.

Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К., Бродская Р.Л. Чарашский комплекс — петротип формации высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов. № 11. С. 38.

Корнилова В.П. Петрография и минералогия известково-щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий бассейна р. Чомполо. № 9. С. 6.

Кринов Д.И. Взаимодействия и организация вещества в системе кристалл — среда — примесь как фактор, определяющий генетическую информативность минерала. № 10. С. 28.

Новоселицкий В.М., Щербинина Г.П., Погадаев С.В., Плотникова Н.Ю. Латеральная изменчивость физических свойств пород соляной и надсоляной толщ Соликамской впадины Предуральяского прогиба. № 11. С. 35.

Олейников Б.В., Томшин М.Д., Копылова А.Г., Рихванов Л.П. Петролого-геохимические черты латеральной зональности базитов среднепалеозойских палеорифтов Сибирской платформы. № 9. С. 3.

Панов Е.Н., Дубик О.Ю. Использование шлихового анализа современного элювия при оценке достоверности результатов изучения акцессорной минералогии кристаллических пород. № 12. С. 32.

Припачкин П.В. Существует ли ритмическая расслоенность в нижнем горизонте Федорово-Панского массива Кольского полуострова? № 5. С. 29.

Самусиков В.П. Изоморфизм двухвалентных металлов в блеклых рудах. № 9. С. 44.

Серов В.П. Некоторые особенности минерального состава кимберлитовых трубок и древних шлиховых ореолов Алакит-Мархинского кимберлитового поля. № 1. С. 50.

Сонин В.М., Жимулев Е.И., Афанасьев В.П. Влияние поверхностей графитизации на морфологию кристаллов алмаза. № 10. С. 33.

Феоктистов Г.Д. Петрохимия и глубинность зарождения магматических расплавов на Сибирской платформе. № 5. С. 25.

Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Милев С.А. Эндогенные минерало-геохимические ореолы Карамкенского золоторудного месторождения. № 10. С. 24.

Геофизика и глубинное строение

Габышев В.Д. Строение фундамента Якутии по геолого-геофизическим данным. № 2. С. 51.

Мавричев В.Г. Аэромагниторазведка на региональном этапе изучения нефтегазоперспективных территорий. № 12. С. 34.

Масляев Г.А. Геологическая природа геофизических аномалий Балтийского щита. № 6. С. 41.

Полякова В.А., Докучаева В.С., Рисположенский Ю.А. Новые данные о глубинном строении Центрально-Кольского района по результатам геофизических исследований и структурно-поискового бурения. № 11. С. 42.

Семенов В.Д., Иванов Н.С., Ратушняк А.Н. Компенсационные технологии метода заряда. № 7. С. 30.

Филатова В.Т. Особенности глубинного строения Федорово-Панского интрузива по результатам анализа гравитационного поля. № 11. С. 47.

Геодинамика и сейсмичность

Антощенко-Оленев И.В. Реки и тектонические разломы. № 11. С. 3.

Афанасьев Г.В. Монголо-Забайкальский геоблок: дрейф континентальной плиты в рифее — палеозое и его последствия. № 6. С. 28.

Грудинин М.И., Мазукабзов А.М. Геодинамика и рудоносность

ультрабазит-базитовых формаций докембрия Байкальской складчатой области. № 12. С. 39.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области. № 10. С. 37.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса. № 11. С. 51.

Непомнящих И.А. Методология применения геофизических методов изучения геологических объектов. № 4. С. 27.

Геология и геофизика Мирового океана

Павленкин А.Д., Буценко В.В., Дараган-Сущева Л.А., Дараган-Суцев Ю.И. Источники терригенного материала Баренцево-Карского осадочного бассейна. № 10. С. 44.

Краткие сообщения

Казакова С.М. К палеогеографии олигоцена Черлак-Омского Прииртышья. № 10. С. 47.

Секерин А.П., Секерина Н.В., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А. Принципы прогнозирования нефтеносных областей. № 5. С. 42.

Дискуссии

Аксиров М.М. Новое освещение старых проблем геологии. № 4. С. 34.

Любалин В.Д. Некоторые аспекты эволюции структуры земной коры как элементы диалога с настоящим и прошлым. № 12. С. 48.

Рецензии

Энциклопедия горно-геологических наук / А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачев, Б.П.Макаров и др. № 8. С. 47.

Хроника

Горжевский Д.И., Денисов М.Н. Владимир Михайлович Крейтер — основатель учения о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. № 10. С. 51.

Старостин В.И. Восьмые научные чтения им. академика В.И.Смирнова. № 10. С. 54.

300-летие геологической службы России

Воларович Г.П., Моисеенко В.Г. История золотой промышленности Приамурья. № 4. С. 42.

О чем писал наш журнал. № 2—6, 10—12. С. 56, 48, 47, 48, 46, 58, 59, 53.

70-летие Гиняты Рахметуллича Бекжанова. № 3. С. 45.

50-летие Валерия Ивановича Ваганова. № 4. С. 41.

90-летие Георгия Павловича Воларовича. № 6.

75-летие Игоря Сергеевича Грамберга. № 6. С. 45.

70-летие Урала Галимзяновича Дистанова. № 4. С. 39.

65-летие Намика Курбановича Курбанова. № 4. С. 39.

60-летие Николая Васильевича Межеловского. № 3. С. 46.

90-летие Николая Васильевича Неволлина. № 3. С. 43.

60-летие Левона Вагановича Оганесяна. № 9. С. 47.

70-летие Евгения Ивановича Семенова. № 3. С. 46.

70-летие Николая Семеновича Скрипченко. № 10. С. 58.

80-летие Серафима Ивановича Смирнова. № 3. С. 44.

60-летие Леонида Николаевича Солодилова. № 4. С. 40.

60-летие Анатолия Александровича Шпака. № 11. С. 58.

Памяти Евгения Никитовича Исаева. № 5. С. 47.

Памяти Александра Семеновича Михайлова. № 12. С. 52.

Памяти Татьяны Николаевны Шаллун. № 2. С. 55.

Contents

ENERGY MINERAL RESOURCES

- Alekseev F.N., Rostovtsev V.N., Ustinov Yu.K.*
Natural totalities and vector systems of oil-gas fields 3

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

- Savva N.Ye., Plyashkevich A.A., Petrov S.F.*
Gold-silver and silver deposits of marginal-continental volcanic belts in Northeastern Russia 6
- Gusev A.I.*
Wollastonite of the Sinyukhinskoye deposit 14
- Chernovyants M.G.*
Potassic bentonites of the Lvovsko-Volynsky basin 19

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Korchuganova N.I.*
Recent structures of Kamchatka 24

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Panov Ye.N., Dubik O.Yu.*
Using heavy concentrate analysis of recent eluvium in the estimation of trustworthiness of data produced from the examination of accessory minerals in crystalline rocks 32

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Mavrichev V.G.*
Airborne magnetic surveying at the regional stage of studying territories promising for oil and gas 34

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

- Grudin M.I., Mazukabzov A.M.*
Geodynamics of ore-bearing ultramafic-mafic Precambrian formations in the Baikal folded area 39
- Antoshchenko-Olenev I.V.*
Rivers and tectonic fractures 39

CHRONICLE

- Burenkov E.K., Kochetkov M.V., Morozov A.F., Filatov Ye.I.*
International Symposium on Applied Geochemistry 44

DISCUSSIONS

- Lyubalin V.D.*
Some issues of lithosphere structure as elements of a dialogue with the present and the past 48
- Memory of Alexander S. Mihailov 52

ON THE TERCENTENARY OF THE RUSSIAN GEOLOGICAL SURVEY

- A backward glance at the pages of our journal 53
- List of papers published in 1997 55