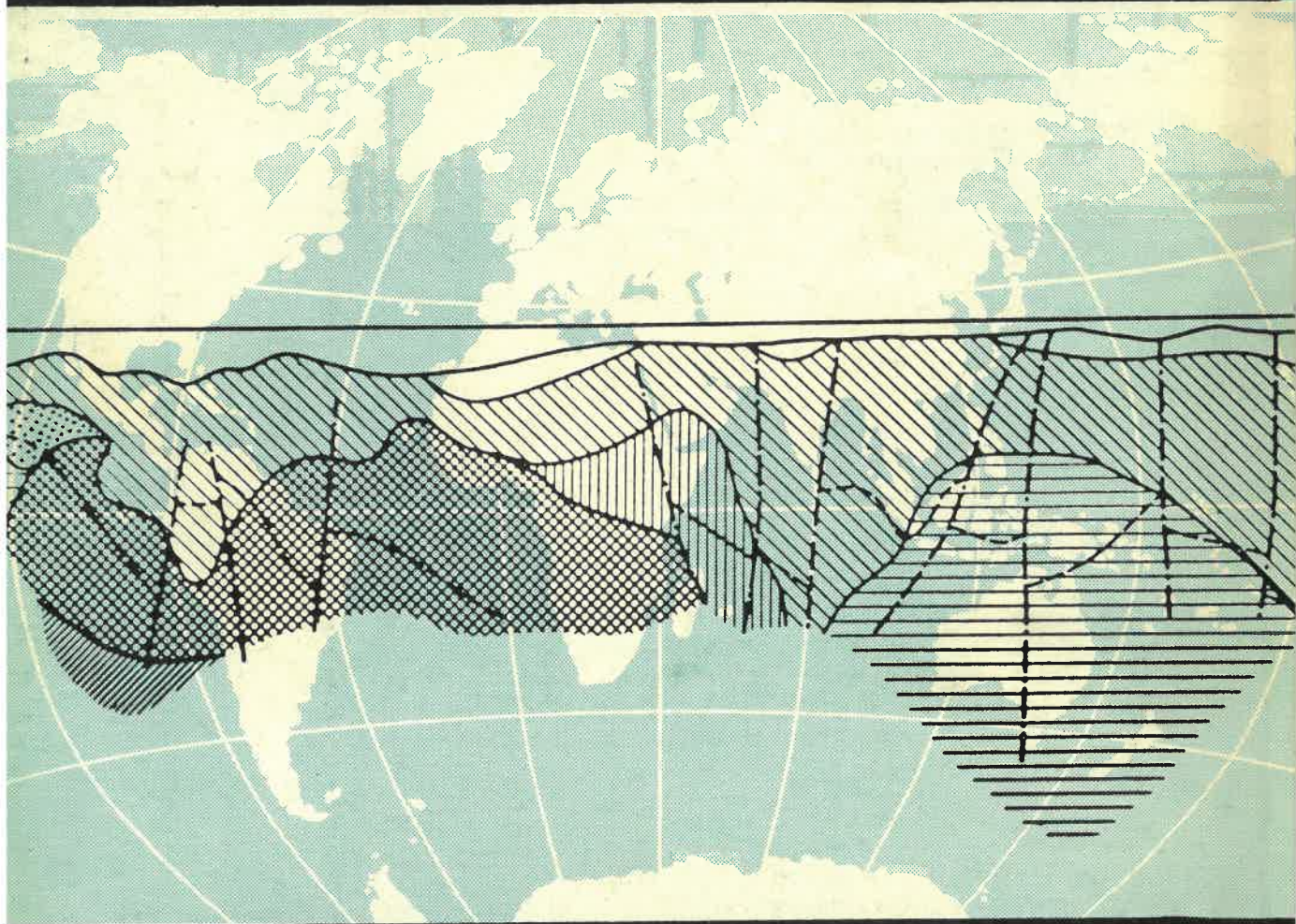


ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



8/1995

ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТА СНГ

ТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЧЕРНОГО МОРЯ

ГЕНЕЗИС ПЕГМАТИТОВ

В соответствии с планом Роскомнедра ЦНИГРИ совместно с Роскомнедра, Академией минеральных ресурсов (АМР) и Российской академией естественных наук (РАЕН) проводит в декабре 1995 г. симпозиум

РУДНОФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Намечается рассмотреть состояние и дальнейшее развитие исследований по следующим главным направлениям:

- *научно-методические основы и практика рудноформационных построений*
- *ряды и сочетания рудных формаций*
- *рудноформационный анализ в осадочных бассейнах*
- *рудноформационный анализ и прогнозирование новых и нетрадиционных типов месторождений*

Заявки на участие в симпозиуме с указанием темы доклада принимаются по адресу:

Москва, 113545, Варшавское шоссе, 129Б, ЦНИГРИ, секретариат Оргкомитета — Донец Александр Иванович или Гирфанов Михаил Миргалимович

Оргкомитет оставляет за собой право отбора докладов для устного изложения. Материалы симпозиума намечается опубликовать в виде статей в журналах "Отечественная-геология", "Руды и металлы".

Телефоны: для справок 313-18-18, Оргкомитет 315-28-38.

Факс: (095) 315-27-01

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

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

8/1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

МОСКВА

Содержание

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Коплус А.В.

Геолого-промышленные типы эпитеpмальных
месторождений флюорита СНГ 3

Лисицын А.Е., Бороданов В.М.,

Материкова А.М.

Вольфрамоносность Кокчетавского массива —
состояние и прогноз 10

Кучеревский П.Г.

Роль регенерации при формировании золото-
сульфидных руд кокпатасского типа 19

Панов Е.Н., Муратов И.Г., Гордукалов А.И.

Минералого-геохимические особенности золото-
носного и безрудного жильного кварца Иньяли-
Дебинского синклинория 24

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Смирнов В.Г.

Палеогеоморфологические условия формирова-
ния терригенных отложений девона на террито-
рии Татарстана 29

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Туголесов Д.А., Соловьев В.В.

Тектоника и сейсмичность прикавказской части
Черного моря 37

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Шаров В.Н., Фефелов Н.Н., Брандт С.Б.,

Брандт И.С., Русакова В.А.

О взаимоотношении пурпольской свиты с чуй-
ско-кодарскими гранитами и ее возрасте 46

Родионов Г.Г., Жукова И.А.

Основные черты генезиса пегматитов 51

Домышев В.Г., Брандт С.Б., Брандт И.С.

Возрастная корреляция базитов юга Сибирской
платформы на основе изотопных данных 61

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Букарь В.П., Буренков Э.К., Головин А.А.,

Михеев С.В.

Определение суммы подвижных форм химиче-
ских элементов в пробах почв методом АЭС-
ИСП 64

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Дальян И.Б., Булекбаев З.Е.

Надвиги в Западном Примугоджарье 69

Баратов Р.Б.

Борис Николаевич Наследов — выдающийся
исследователь геологии рудных месторождений
Средней Азии 73

75-летие Владимира Владимировича Семеновича 74

Редакция: Р.В. Добровольская, Л.Д. Овчининская, Г.В. Вавилова, М.В. Рогачева

Сдано в набор 23.06.95. Подписано в печать 17.08.95. Формат 185×270. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Геолого-промышленные типы эпитермальных месторождений флюорита СНГ

А.В.КОПЛУС (ВИМС)

Флюорит (плавиковый шпат) применяется в виде концентратов и продуктов их переработки более чем в 30 современных отраслях промышленности. Основное его количество используется в химической индустрии, металлургии, атомной энергетике, в сварочном, стекольном, эмалевом и других производствах. Ведущее место по распространенности и разведанным запасам плавикового шпата в странах СНГ (и России) принадлежит флюоритовым гидротермальным (эпитермальным) месторождениям. С ними связаны все легкообогатимые и качественные руды, из которых получают остродефицитные плавиковошпатовые кусковые природные концентраты для металлургического комплекса и высокосортные флотоконцентраты сварочного назначения.

Несмотря на общую достаточно высокую изученность эпитермальных флюоритовых месторождений, их геолого-промышленная типизация остается слабо разработанной [2], хотя важность создания подобной систематики для повышения эффективности решения задач геологоразведочного процесса подчеркнута в литературе [5, 6].

Проявления эпитермального флюоритового оруденения известны в Казахстанской, Среднеазиатской, Новоземельско-Урало-Башкирской, Забайкальской, Алтае-Саянской и других металлогенических провинциях, где они сформировались на протяжении главным образом фанерозоя с нарастанием общей интенсивности флюоритообразования от древних эпох к более молодым — герцинской и особенно мезозойско-кайнозойской — в обстановке физико-химической и структурной открытости минералообразующей системы. Плавиковошпатовая минерализация связана с процессами тектоно-магматических (тектонических) активизаций региональных разломов, контролирующих и осложняющих сводовые поднятия, рифтовые системы и крупные авлакогены в областях консолидированной земной коры. Особо типичны эпитермальные месторождения флюорита для континентальных вулканоплутонических поясов и рифтовых зон. По геодинамическим условиям возникновения оруденение относится к рифтогенному. Наряду с возможно ювенильной частью фтора в его формировании участвовало вещество земной коры, существенно влияя на масштабы и состав месторождений. Среди них

выделяются кварц-флюоритовые, карбонатно-(кварц)-флюоритовые, барит-(кварц, кальцит)-флюоритовые, сульфидно-барит-кварц-флюоритовые и сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовые разновидности. В составе двух последних содержится 3—4 % и более галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и других рудных минералов. В остальных месторождениях рудные минералы, хотя и встречаются, но имеют значение акцессориев. При генетической общности сульфидные флюоритовые месторождения отличаются от малосульфидных, помимо состава, более значительными глубинами и температурами минералоотложения, а также повышенными начальными давлениями фтороносных растворов. Во многих флюоритоносных провинциях в течение одного минерогенического этапа формировались месторождения плавикового шпата разного состава, причем нередко они связаны переходами по латерали и особенно по вертикали со сменой на глубине малосульфидных сульфидными флюоритовыми.

По запасам руд (в млн т) месторождения подразделяются на мелкие (до 1), средние (1—5), крупные (5—10) и очень крупные (свыше 10). Их практическое значение определяется прежде всего количеством руды и содержанием в ней флюорита, а также технико-экономическими условиями эксплуатации. Чем крупнее промышленный объект, проще его геологическое строение и условия отработки, тем беднее может быть руда.

С учетом распространенности, условий залегания, размеров и морфологии флюоритоносных тел, минерального состава, технологических свойств и экономической значимости руд все эпитермальные месторождения плавикового шпата можно отнести к трем геолого-промышленным типам (таблица). За рубежом известны близкие по генезису к рассматриваемым гематит-флюоритовые месторождения, которые иногда считаются вулканогенными [10]. Поскольку они редки и не установлены на территории бывшего СССР, мы их не рассматриваем.

Тип 1. Малосульфидные флюоритовые стратиформные месторождения в терригенно-карбонатных и вулканогенно-карбонатных породах сравнительно редки, но среди них известны наиболее значительные по размерам объекты, часто пригодные для

4 Геолого-промышленные типы эпитермальных месторождений флюорита стран СНГ

Тип месторождений	Форма рудных тел	Условия залегания	Размеры рудных тел			Основные минеральные типы (даны полужирно) и промышленные ассоциации руд	Среднее содержание флюорита в рудах, %	Попутные компоненты — осадочные и обычно присутствующие (в скобках)	Размеры	Способ отработки месторождений
			Длина, м		Мощность, м					
			по простиранию	по падению						
1. Малосульфидные флюоритовые, стратиформные в терригенно-карбонатных и вулканогенно-карбонатных породах (Южный, Восточный Тагикайнар — Казахстан; Покрово-Киреевское — Украина; Эгитинское, Видное — Россия)	Плаще-, куполо- и седловидные, сложная	Согласные меж- и внутриформационные, полотозалегающие	80×(10...20) — (1200...1500)×(500...800)*	1—50	Карбонатно-(кварц)-флюоритовый Кварц-флюоритовый Кальцит-кварц-флюоритовая Доломит-кальцит-флюоритовая Доломит-кальцит-полевошпат-флюоритовая Сидерит-анкерит-кальцит-флюоритовая	30—60	(Барит)	От средних до крупных	Открытый; для нижних горизонтов месторождений иногда подземный	
2. Малосульфидные флюоритовые, выполнения разрывных структур в алломосиликатных, реже других породах (Наранское, Уругуйское, Каячинское — Россия; Суппаташ — Узбекистан; Могов, Чашлы — Таджикистан)	Жило-, линзо- и столбовообразная, сложная, реже простая	Секущиеся крутопадающие, реже средненаклонные	80—3000	80—850	1—33	Кварц-флюоритовый Барит-(кварц, кальцит)-флюоритовый Кальцит-кварц-флюоритовая Кальцит-барит-флюоритовая Адуляри-кварц-флюоритовая Селлаит-(кварц)-флюоритовая	27—80	(Барит)	Мелкие и средние, в отдельных случаях крупные	Подземный; для верхних горизонтов месторождений иногда открытый. На крупных сульфидных флюоритовых месторождениях с местными промышленными концентратными плавлениями шпата возможна селективная отработка флюоритовых и полиметаллических руд
3. Сульфидные флюоритовые, выполнения разрывных структур в алломосиликатных, реже других породах (Наугарзан, Такоб, Канимансур, Бигар — Таджикистан; Бадам — Узбекистан)	Жило-, линзо- и плитовообразная, сложная, реже простая	Секущиеся крутопадающие, реже средненаклонные	100—1500	70—600	0,8—40	Сульфидно-барит-кварц-флюоритовый Сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовый Сфалерит-галенит-барит-кварц-флюоритовая Сфалерит-галенит-кварц-флюоритовая Пирит-марказит-флюоритовая Висмут-медно-барит-кальцит-кварц-флюоритовая	29—42	Pb, Zn, (барит, Au, Ag, Cu, Bi)	То же	

*Размеры полостей залежей руд в плане: (длина) × (ширина).

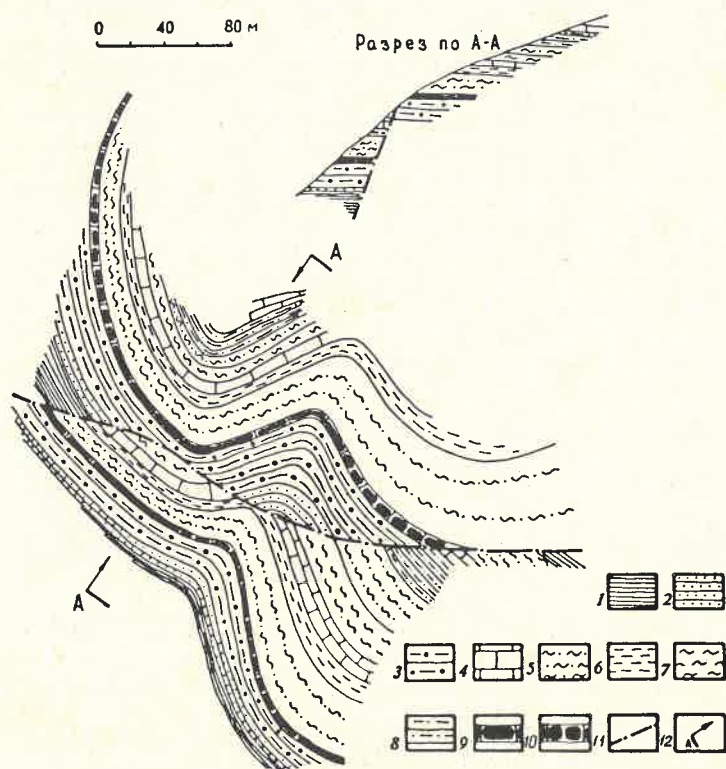


Рис. 1. Схема геологического строения Журского месторождения, по И.П. Качало, В.И. Пивоваровой:

1 — аргиллиты массивные тонкослоистые; 2 — песчаники известковистые крупнозернистые массивные; 3 — переслаивание алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников; 4 — известняки песчаные массивные; 5 — песчаники глинистые тонкозернистые; 6 — аргиллиты массивные, светло-серые; 7 — песчаники глинистые тонкозернистые; 8 — тонкое переслаивание аргиллитов с песчаниками; 9 — интенсивно флюоритизированные известняки; 10 — известняки с убогой вкрапленностью флюорита; 11 — тектонические нарушения; 12 — линия разреза

отработки открытым способом. Месторождения размещаются в складчатых комплексах нижнего структурного этажа, встречаются и среди полого залегающих платформенных отложений, нередко локализуясь в пределах наложенных впадин. Рудные тела промышленных объектов — меж- и внутриформационные согласные залежи обычно неправильной в плане формы — приурочены к контактам известняков с перекрывающими сланцами, филлитами, песчаниками, эффузивами. Иногда крупные залежи сочетаются с примыкающими к их подошве крутопадающими жилами, практическое значение которых невелико. Руды в основном метасоматические, среднего качества, требуют флотационного обогащения. Среди них доминируют кальцит-(кварц)-флюоритовые, реже встречаются доломит-кальцит-флюоритовые. На некоторых месторождениях количество карбонатов в гидротермальном минеральном комплексе резко снижается, вплоть до практически полного исчезновения. Кальцитовая составляющая в таких рудах обусловлена обломками известняков, включенными в кварц-флюоритовую массу. Как фациальные разновидности известны доломит-кальцит-полевошпатовые руды, а также сидерит-анкерит-флюоритовые, хотя последние могут слагать самостоятельные небольшие плагиошпатовые объекты. Рудам свойственны массивная, прожилково-вкрапленная, брекчиевая и реже другие текстуры, микрометакристаллически зерни-

стая, мелкокристаллическая, метаколлоидная, друзовая, гребенчатая структуры. Иногда встречаются землистые руды.

Примером месторождения в карбонатных породах чехла впадин является Журское (северная часть Минусинского прогиба). На его площади, сложенной монокинально залегающими под углами $10-15^\circ$ толщами и пачками аргиллитов, алевролитов, глин, глинистых и известковистых песчаников, а также массивных разномасштабных известняков надалтайской свиты турне, известны два рудных тела — резко уплощенные, согласные пластообразные залежи флюоритизированных в различной степени карбонатных пород (рис. 1). Обе залежи приурочены к единому маркирующему горизонту мощностью $0,8-1,5$ м, смещенному крутопадающим (угол $60-80^\circ$) тектоническим нарушением на 300 м по горизонтали и $25-30$ м по вертикали. Длина одного флюоритового тела 370 м, второго — 350 м при мощности того и другого $0,4$ м. Содержание флюорита в рудах достигает 75% (среднее 45%). В окружающих слабо доломитизированных и окварцованных породах количество плагиошпата снижается до 7% и менее. Выделяется порошковидный темно-фиолетовый метасоматический флюорит ранней генерации, слагающий основную массу руд. Он образует сферолиты и агрегаты нередко почковидно-полосчатой текстуры. Поздний флюорит, преимущественно мелкокристаллический и светлоокрашен-

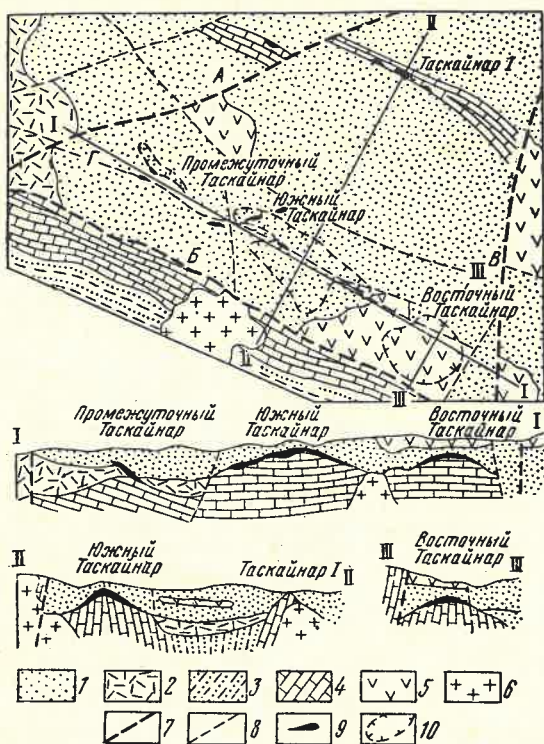


Рис. 2. Схема геологического строения Таскайнарского флюоритового узла, по Б.И.Юнусову и др.:

1 — нижнекарбоновые песчано-сланцевые отложения кербулакской свиты; 2 — верхнедевонские кислые эффузивы; 3 — среднеордовикские песчаники и сланцы; 4 — среднеордовикские известняки щербактинской свиты; 5 — диоритовые порфиры узунсу-карасуйского комплекса; 6 — позднеордовикские гранодиориты; разломы: 7 — блоковые, 8 — внутриблоковые; 9 — рудные тела; 10 — контуры рудных тел в плане

ный, выполняет секущие прожилки мощностью до 4 мм. Руды сохраняют текстурные особенности замещающего известняка и характеризуются тонкослоистым полосчатым строением.

В последние годы разведаны стратиформные залежи флюорита, локализованные исключительно в алюмосиликатных породах чехла наложенных впадин и мульд. Среди подобных объектов известны скрытые на глубине (месторождение Бахтынское, Украина) или выходящие на поверхность в своей незначительной части (Кулан-Кетпесское месторождение, Казахстан). По составу минеральные залежи кварц-флюоритовые, кварц-кальцит-флюоритовые, полевошпат-кварц-флюоритовые. Имея относительно невысокое содержание плавикового шпата (18—22,5 %), стратиформные тела обладают достаточно значительными объемами запасами руды при ярусном характере ее распределения. К примеру, на участке Кулан-Кетпесского месторождения, включающем внутреннюю прибортовую юго-западную часть Куланской мульды, располагаются два согласных линзующихся пластообразных

тела размером 800×400 м (в плане). Нижнее из них мощностью до 6,6 м приурочено к древней коре выветривания вулканитов D_2 в подошве впадины, а верхнее тело мощностью до 4,75 м — к пласту среднезернистых пористых красноцветных песчаников D_3-C_1 , перекрытых алевропесчаниками и алевролитами того же возраста. Среди терригенно-осадочных отложений встречаются редкие прослои известняков, однако флюоритовой минерализацией они не затронуты. Максимальная глубина залегания стратиформных тел месторождения до 140 м, а суммарные запасы их руд превышают 5 млн т.

В целом более предпочтительны в промышленном отношении месторождения, залегающие среди дислоцированных карбонатных обычно раннепалеозойских пород фундамента. Эталоном их служат рудные объекты Таскайнарского флюоритового узла (Казахстан), изучавшиеся П.А.Устищенко и др. [8], Б.И.Юнусовым и др. [9], А.В.Коплусом и др. [3], Н.Т.Тукуновым и др. [7].

Располагаясь в каледонидах Северного Тянь-Шаня, рудный узел тяготеет к внутренней краевой части наложенной герцинской грабен-синклинали, разбитой разноориентированными разломами на ряд блоков (рис. 2). Среднеордовикские песчаники, алевролиты, туфы и андезитовые порфиры, образующие нижний структурный этаж, смяты в крупные линейные складки. Породы верхнего структурного этажа — верхнедевонские липариты, а также отложения песчано-сланцевой и андезит-дацит-терригенной формации нижнего карбона — несогласно залегают на каледонском фундаменте. С осадочно-вулканогенными толщами ассоциируют гипабиссальные интрузии гранодиоритовой формации и мелкие тела интрузивно-субвулканического комплекса (гранит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, лейкократовые и аляскитовые граниты).

Флюоритовое оруденение сосредоточено в двух валах — узких параллельных горстообразных поднятиях фундамента длиной в несколько километров. С южным поднятием связаны основные месторождения, приуроченные к купольным формам палеорельефа известняков. Наиболее крупные из них — месторождения Южный Таскайнар и Восточный Таскайнар — представлены близкими по форме и строению стратиформными залежами в межформационных брекчиях мощностью до 70 м. Постепенно выполаживаясь от центров к флангам, залежи прослеживаются по простиранию соответственно на 1200 и 800 м при ширине 70—550 и 70—580 м и мощности 3—33 м.

Еще одно месторождение — Промежуточный Таскайнар — расположено в области северо-западного погружения вала под позднедевонские вулканиты. Купольная структура известняков здесь выражена слабее;

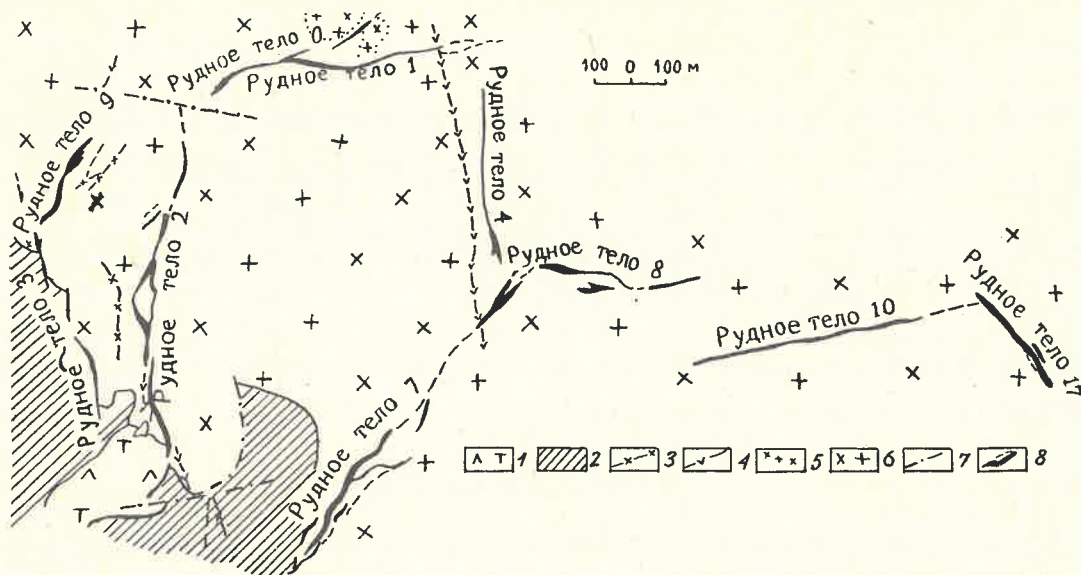


Рис. 3. Схема геологического строения Наранского месторождения:

1 — триасовые трахиты, трахиандезиты, трахиандезит-базальты, их лавобрекчии; 2 — верхнепротерозойские карбонатно-силикатные кристаллические сланцы и метапесчаники с прослоями биотитовых и серицит-биотитовых сланцев; меловая система, верхний отдел: 3 — дайки диоритов, микрогранитов, микросиенитов, 4 — дайки диоритов, андезитов, трахиандезитовых порфиров; триасовый интрузивный комплекс: 5 — граносиениты, лейкократовые мелкозернистые биотитсодержащие граниты, 6 — роговообманково-биотитовые и пироксен-роговообманковые сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты; 7 — сбросы и сбросо-сдвиги; 8 — кварц-флюоритовые рудные тела

мощность зоны брекчий резко сужена, а их распространение носит фрагментарный характер. Наряду с брекчиями определенное значение в локализации оруденения приобретают разрывные нарушения. Продольного разлома, протягивающегося вдоль флюоритоносного вала. Рудные тела с раздвигами и пережимами прослеживаются на 160—740 м по простиранию и на 50—250 м по падению. Совместно с локальными участками непромышленной минерализации они образуют сложную по морфологии, но компактную залежь северо-западного направления, падающую под углами 60—65° к северо-востоку.

Оруденение флюоритоносного поля локализовано на глубине 40—250 м, но иногда на поверхности, вдоль секущих нарушений. Продольного разлома в отдельных местах отмечается редкая прожилково-вкрапленная минерализация, отходящая вверх от рудных залежей.

Месторождения имеют сходный кальцит-кварц-флюоритовый состав. Флюорит фиолетовый, светло-фиолетовый, светло-зеленый и реже бесцветный, цементирует брекчии известняков, образует гнезда, прожилки и вкрапленность в перекрывающих песчаниках карбона. Содержание флюорита в продуктивных телах изменяется от 16 до 70 % (среднее 29—33 %), кварца — от 2 до 76 % и кальцита — от первых процентов до 78 % (среднее 4—12,3 %). Отмечается до 1 % барита. Галенит, пирит, халькопи-

рит, молибденит и другие рудные минералы относятся к акцессорным.

Тип 2. Малосульфидные флюоритовые месторождения выполнения разрывных структур в алюмосиликатных, реже других породах распространены наиболее широко. По масштабам они мелкие и средние, в единичных случаях — крупные. Представлены крутопадающими жило-, линзо-, плито- и столбообразными телами, а также минерализованными зонами дробления сложного строения, локализованными в секущих разрывных нарушениях. Обычно месторождение состоит из групп сближенных флюоритоносных тел, сходных по морфологии, составу и условиям залегания, хотя их ориентировка может меняться. Мелкие месторождения насчитывают одно-два жильных тела, а средние и крупные всегда включают не менее четырех (иногда больше) флюоритоносных тел. Доминируют кварц-флюоритовые месторождения, реже встречаются небольшие барит-(кварц, кальцит)-флюоритовые и переходные между ними по составу. На некоторых объектах развита адуляр-кварц-флюоритовая ассоциация, в отдельных случаях — селлаит-флюоритовая. Сульфиды и другие рудные компоненты практического значения не имеют, что сближает месторождения данного геолого-промышленного типа с предыдущим. Руды разного качества, часто высокого, легко обогащаемы. Они служат основным поставщиком дефицитного природного кускового флюори-

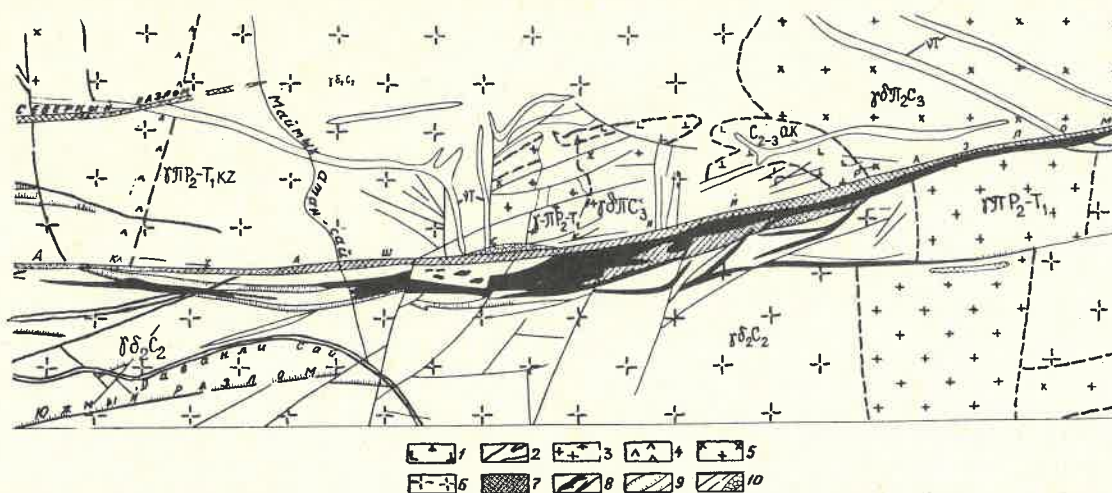


Рис. 4. Схема геологического строения месторождения Наугарзан, по материалам Чаулисайской ГРП:

1 — андезит-дацитовые порфиры, акгинская свита, C_{2-3} ; 2 — дайки диабазовых порфиритов, Т; 3 — гранит-порфиры музельского типа, P_2-T_1 ; 4 — кварцевые порфиры, P_2-T_1 ; 5 — гранодиорит-порфиры гушайского типа, C_3 ; 6 — гранодиориты, C_2 ; 7 — кварциты; 8 — рудные жилы; 9 — кварц-биотитовые жилы с галенитом и сфалеритом; 10 — разрывные нарушения (разломы, трещины, зоны дробления)

тового концентрата. Наряду с распространенными массивами, брекчиевыми и полосчатыми рудами встречаются прожилково-вкрапленные, друзовидные и кокардовые.

Показательным для флюоритоносных объектов данного типа является Наранское месторождение в Бурятии (рис. 3). Оно располагается в эндоконтактовой части батолитообразного массива пород субщелочно-гранитовой формации и насчитывает более 20 кварц-флюоритовых жил выполнения длиной от 150 до 1600 м (с перерывами). Все они приурочены к крутопадающим сбросам и сбросо-сдвигам северо-восточного, субмеридионального, субширотного и реже северо-западного направлений, определяющим блоковое строение рудного поля. Жильные тела характеризуются неоднократными пережимами, раздувами, изгибами и расщеплениями. Мощность жил 0,05—13,3 м (в среднем 0,6—3,1 м). Общий вертикальный размах оруденения оценивается в 400—450 м. Содержание флюорита в рудных телах изменяется от 0,6 до 93,1 % (среднее 41,9—45 %). Флюорит темно-фиолетовый и зеленый (более ранний), а также зеленовато-серый, светло-сиреневый и желтовато-серый (поздний), иногда шестоватого строения. Образует как крупнокристаллические, так и мелкозернистые скопления. Помимо флюорита и кварца (в т. ч. халцедона), в составе руд спорадически встречаются пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит, анкерит, кальцит, романешит, калиевые пелитоморфные слюды, псиломелан, гидроксиды железа, а на отдельных участках — барит. Верхним частям жил свойственна массивная структура руд, иногда с полосчатым строением, обусловленным закономерным рас-

пределением флюорита различных цветов. На нижних горизонтах жил возрастает содержание анкерита, сульфидов и калиевых слюд.

Тип 3. Сульфидные флюоритовые месторождения, выполнения разрывных структур в алюмосиликатных, реже других породах немногочисленны и для России не характерны, развиты в некоторых районах Средней Азии [4].

По масштабам, морфологии и условиям залегания флюоритоносные объекты сходны с месторождениями предыдущего геолого-промышленного типа, но отличаются от них локализацией обычно среди магматических пород (гранитоиды, вулканиты) и, главное, составом — в их минеральном комплексе заметное место принадлежит галениту, сфалериту, пириту, халькопириту, арсенопириту и другим рудным компонентам. Выделяются две основные разновидности месторождений — сульфидно-барит-кварц-флюоритовые и сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовые. На первых кварц, барит, флюорит и, в известной мере, кальцит являются главными составляющими жильных тел, а ведущей ассоциацией служит сфалерит-галенит-барит-кварц-флюоритовая. Вторая разновидность месторождений отличается низким содержанием барита и преимущественно сфалерит-галенит-кварц-флюоритовым составом руд при подчиненном значении висмут-медно-кварц-флюоритовых и пирит-марказит-флюоритовых. При обогащении руд получают наряду с флюоритовым свинцовый, цинковый, иногда и другие флотоконцентраты.

Преобладают массивные, вкрапленные, друзовые, брекчиевые, кокардовые, ленточные и ритмично-полосчатые руды.

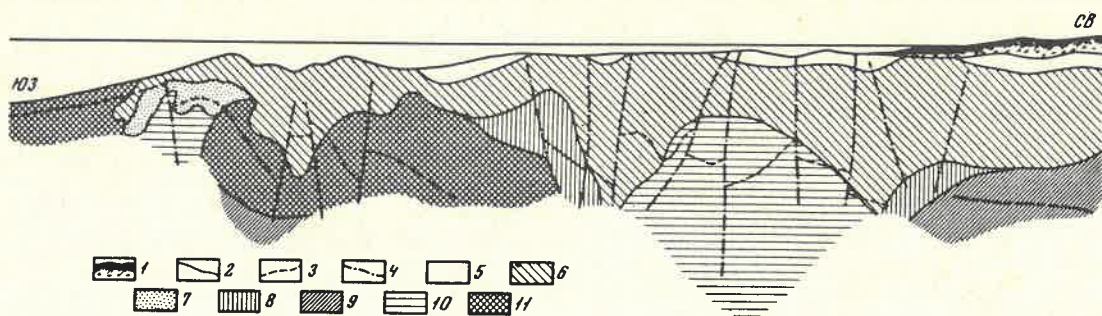


Рис. 5. Размещение минеральных комплексов в зоне рудоносного разлома, по А.И.Бакланову и др.:

1 — четвертичные отложения; 2 — уровень предмелового пенеплена; 3 — граница между андезитовыми порфиритами низов шурабсайской свиты и вышележащими кислыми эффузивами и туфами шурабсайской, равашской и кзылнуринской свит (висячий бок разлома); 4 — линии сочетаний и пересечений рудоносного разлома с прочими разрывными нарушениями; рудные комплексы: 5 — кварц-карбонатный, 6 — серебро-свинцовый, 7 — барит-кварц-флюоритовый, 8 — полиметаллический, 9 — медно-висмутовый, 10 — медно-висмутовый и барит-кварц-флюоритовый (участки совместного развития), 11 — кварц-гематитовый

Ярким представителем сульфидно-барит-кварц-флюоритовых месторождений является Наугарзанское (Таджикистан). Оно входит в состав Наугарзан-Кумкольского рудного узла и связано с краевым Акташским разломом, ограничивающим крупный гранитоидный горст от вулканотектонической депрессии. Около 90 % флюорита на месторождении сосредоточено в плитообразной жиле — Основном рудном теле, имеющем северо-восточное простирание (55—70°) и падение на юго-восток (рис. 4). Его промышленная минерализация распространена более чем на 1200 м по простиранию и возрастает при мощности 42 м в раздувах (средняя 12,2 м). Оруденение выклинивается на глубине 400 м, причем на протяжении 200 м по вертикали от поверхности мощность тела уменьшается в 10 раз. Со стороны висячего бока Основное рудное тело сопровождается почти десятком субпараллельных жил, известных как Южные рудные тела. Их продуктивная минерализация прослежена на глубину 170 м и по простиранию на 350 м. Средняя мощность этих тел 3,3 м, в раздувах — до 7,6 м. Формирование месторождения сопровождалось выделением кварц-халькопиритового, кварц-барит-гематитового, кварц-флюоритового и кварц-барит-полиметаллического минеральных комплексов. В рудных телах присутствуют также кальцит, халцедон и в мейфилит. В шлирах и вкрапленниках вместе с галенитом, сфалеритом встречаются пирит, арсенипирит, висмутин, борнит, блеклая руда, аргентит, киноварь, анкерит и др. Среди гипергенных минералов установлены ковеллин, гётит, гидрогётит, пирролюзит, псиломелан, смитсонит, азурит, англезит, гипс и др. Флюорит зеленоватый и фиолетовый, иногда серый, бесцветный или полупрозрачный, слагает линзовидные и гнездообразные скопления, а также цементирует ранее выделившиеся минералы.

Юго-западная часть Основного тела сло-

жена кварцем с редкой вкрапленностью флюорита и кальцита, центральная — кварцем (до 60 %) и флюоритом (34 %) с примесью галенита (1,5—2 %), сфалерита (0,5 %), кальцита (3 %) и барита (1 %), а северо-восточная часть — кварцем, флюоритом и баритом, количество которого на отдельных участках достигает 40 %. Горизонтальная рудная зональность Основного тела дополняется вертикальной. Барит распространен в достаточно узкой приповерхностной зоне, содержание в рудах флюорита заметно снижается с глубиной при одновременном возрастании на отдельных участках роли свинцово-цинковой минерализации.

К весьма показательным промышленным объектам, где помимо барит-флюоритовых руд развито сульфидно-кварц-флюоритовое оруденение, относится месторождение Большой Канимансур (Таджикистан), расположенное на площади блокового строения Ад-расманской вулканотектонической депрессии. Нижний структурный этаж рудного поля сложен вулканитами андезит-дацит-риолитовой формации С₂-Т, прорванными дайками диабазов, диабазовых порфириров и граносиенит-порфириров, верхний — континентальными, лагунными и прибрежно-морскими отложениями позднего мела и палеогена. Общая протяженность месторождения, контролируемого крутопадающим разломом северо-восточного простирания, достигает 3,5 км. Промышленные скопления флюорита здесь тесно ассоциируются с рудными. На соответствующих стадиях минералообразующего процесса последовательно выделялись кварц-хлорит-серицитовый, кварц-гематитовый, медно-висмутовый, полиметаллический, кварц-барит-флюоритовый, серебро-свинцовый и кварц-карбонатный с сульфидами комплексы [1]. Наиболее продуктивны из них — медно-висмутовый, кварц-барит-флюоритовый и полиметаллический. На некоторых участках (Восточный Канимансур и др.) флюорито-

носное оруденение по глубине размещено между интервалами локализации серебро-полиметаллического и медно-серебро-висмутовых с золотом комплексов. Верхняя граница промышленно-плавиковошпатовых руд находится примерно в 100 м, а нижняя — в 800—900 м от современного эрозионного среза. Часто флюоритовая и медно-висмутовая минерализации совмещены в пространстве, образуя полиформационные тела (рис. 5). Флюорит представлен густо-зеленой, бледно-зеленой, фиолетовой или бесцветной разностями. Его среднее содержание составляет 31—36 %; нередко вместе с баритом флюорит количественно преобладает над кварцем и кальцитом. Заметно распространены также халькопирит, пирит, арсенопирит, борнит, виттихенит, висмутин, гематит и незначительно — мушкетовит, касситерит, вольфрамит, золото, самородный висмут, галенит, сфалерит, минералы серебра и др. Текстуры руд прожилковые, полосчатые, кокардовые, брекчиевые, массивные, реже вкрапленные. Часты колломорфные образования, где флюорит в отдельных полосах закономерно чередуется с сульфидами.

При проведении геологоразведочных работ на флюорит следует ориентироваться на первоочередное выявление и разведку месторождений рассмотренных геолого-промышленных типов. На базе запасов таких месторождений возможна организация горно-добывающих предприятий с производительностью от нескольких десятков тысяч тонн до 600 тыс. т руды в год.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакланов А.М., Байков В.Н., Краснов Е.Г. и др. Первичная зональность в районе месторождения Канымансур и прогнозирование оруденения на ее основе //Прогнозирование скрытого оруденения. М., 1976.
2. Комарова Г.Н. Условия формирования и генезис флюоритовых месторождений //Итоги науки и техники. Сер. Неметаллические полезные ископаемые. М., 1987. Т. 7.
3. Коплус А.В., Пузанов Л.С., Коротаев В.В. и др. Роль разрывных структур в формировании и размещении оруденения месторождения плавикового шпата Южный Таскайнар //Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1974. Вып. 5.
4. Коплус А.В., Файзиев А.Р., Дзайнуков А.Б. и др. Флюоритовосность Средней Азии // Изв. АН ТаджССР. Отделение физико-математических и геологических наук. 1987. № 3 (105).
5. Кривцов А.И., Самонов И.З., Филатов Е.И. и др. Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов. — М.: Недра, 1985.
6. Момджи Г.С. Задачи классификации месторождений полезных ископаемых //Сов. геология. 1988. № 12.
7. Туменов Н.Т., Юнусов Б.И. Флюоритовые месторождения Южного Казахстана //Разведка и охрана недр. 1974. № 1.
8. Устищенко П.А., Миркаримов М.М. Новая важная база химического сырья Казахстана //Вестник АН КазССР. 1966. № 5.
9. Юнусов Б.И., Кадырбеков Л.У., Шаймухамбетов Ф.Т. Закономерности размещения флюоритового оруденения Таскайнарского рудного поля //Флюорит (закономерности образования и размещения). М., 1976.
10. Crocker J.T. Volcanogenic fluorit-hematite deposits and associated piroclastic rock suite at Vergenoeg, Bushveld complex //Econom. Geol., 1985. Vol. 80.

Принята редколлегией 26 сентября 1994 г.

УДК 553.463.041 (574.23)

© А.Е.Лисицын, В.М.Бороданов, А.М.Материкова, 1995

Вольфрамоносность Кокчетавского массива — состояние и прогноз

А.Е.ЛИСИЦЫН, В.М.БОРОДАНОВ, А.М.МАТЕРИКОВА (ВИМС)

В пределах Кокчетавского срединного массива вольфрамовая минерализация широко развита. Здесь имеются месторождения Баян, Сырымбет, Аксоран и многочисленные рудопроявления. Месторождение Баян относится к стратиформно-скарноидному типу вольфрамового оруденения. Промышленная значимость на вольфрам других типов, в частности, скарново-грейзенового олововольфрамового месторождения Сырымбет и жильно-прожилкового молибден-вольфрамового месторождения Аксоран до конца не определена. Однако недавнее их открытие свидетельствует о потенциальных перспективах региона на вольфрам. Это подкрепляется также широким развитием в регионе полей метасоматитов, зон интенсивных тек-

тонических дислокаций в сочетании с геохимическими ореолами вольфрама, наличием многочисленных рудопроявлений вольфрама и его шлиховых ореолов.

О закономерном размещении вольфрамового оруденения в пределах Кокчетавского массива свидетельствует его отчетливо выраженная пространственная дифференциация в виде локальных скоплений, тяготеющих к определенным геолого-структурным элементам, интрузивам некоторых магматических комплексов и отдельным литолого-стратиграфическим горизонтам.

Геологическая позиция. Кокчетавский массив располагается на севере распространения ранних каледонид Казахстана и охватывает территорию Кокчетавского мега-

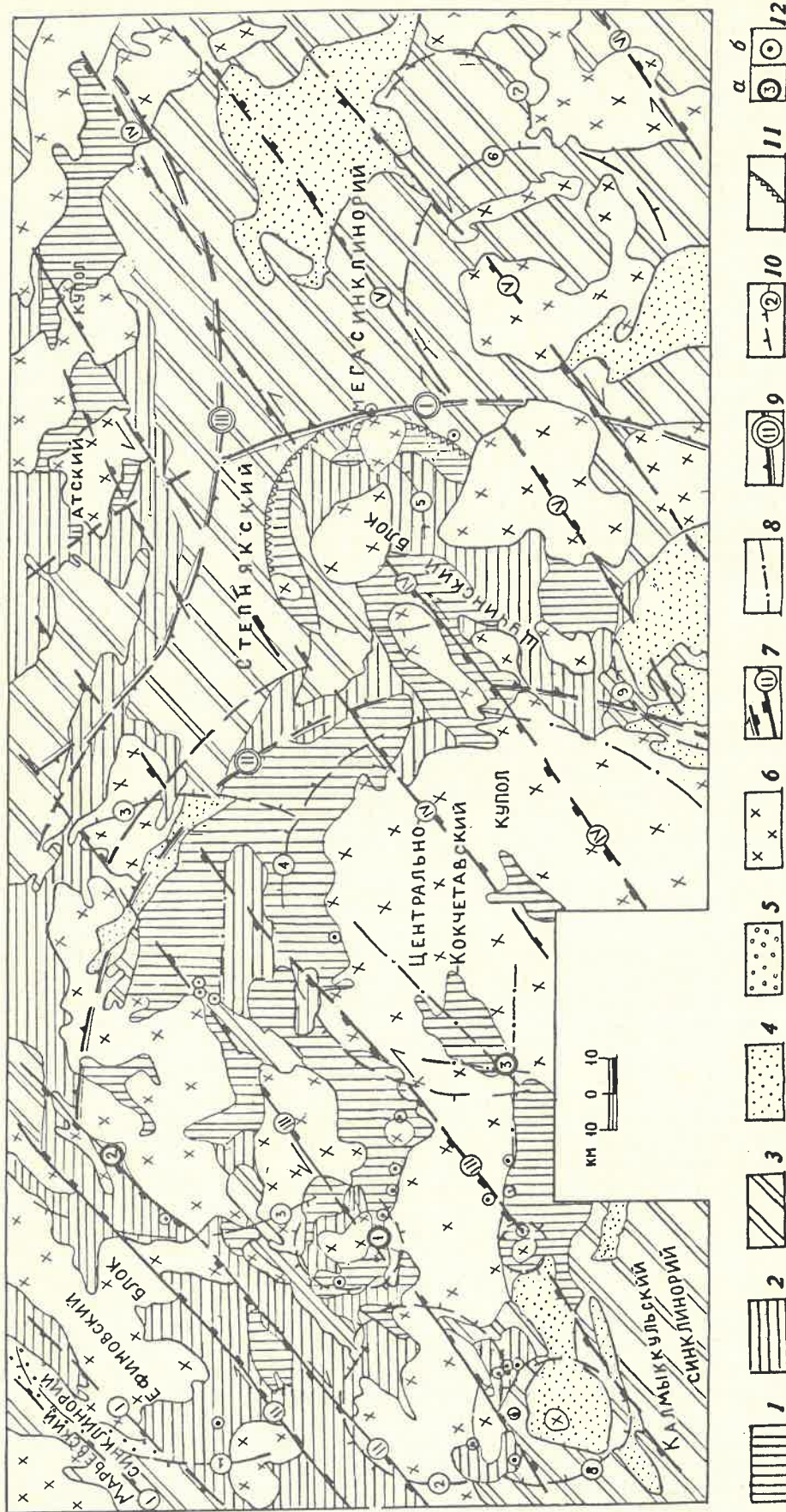


Рис. 1. Тектоническая схема Кокчетавского массива и северной части Степнянского мегасинклинория, по Ю.И. Рылову.

тиклинория, южную часть Шатского антиклинория, северную часть Степнякского мегасинклинория и фрагменты раннепалеозойских сооружений — Марьевский и Калмыккульский синклинории (рис. 1).

По представлениям многих исследователей [1, 2, 4, 9] Кокчетавский массив в геологическом отношении — субплатформенная докембрийская структура, ассоциирующая у геологов с понятием «срединный массив», среди обрамляющих ее завершенных и незавершенных каледонид, интродуцированная большими массами гранитоидов и отчетливо ограниченная глубинными разломами.

Главные элементы внутреннего строения Кокчетавского срединного массива — концентрические (в плане) складчатые структуры, представленные многочисленными и разнообразными гранито-гнейсовыми куполами, образованными в местах становления массивов гранитоидов зерендинского, крыкудукского, боровского, дальненского и других комплексов. Примерами могут служить Зерендинская, Золотоношенская, Мамайская, Боровская очагово-купольные и Атансорская, Коксенгирсорская депрессионные структуры.

В межкупольных пространствах в рифее закладываются наложенные прогибы, а в венд-кембрии — эпикратонные впадины. Рифейские наложенные прогибы представлены узкими грабенообразными структурами, окаймляющими сводовые поднятия, и приурочены к зонам разломов (оз. Кууспек, Имантау и др.). Выполняющие их породы образуют линейные складки длиной 5—10 км с размахом крыльев до 2—3 км и более. Эпикратонные впадины размещаются в сфере влияния тех же разломов, что и рифейские прогибы. Ширина этих рифтообразных впадин достигает 15—20 км, протяженность — 30—80 км (Люботинская, Западно-Алтыбайская и др.). Для их внутреннего строения характерны крупные брахисинклинали с пологими углами падения слоев в центральных частях прогибов и крутыми крыльями.

Внутреннее строение Кокчетавского массива усложняет, придавая ему мозаичный облик, разноориентированная система глубинных разломов, связанная с ротационным развитием региона. Для него характерны разноориентированные системы региональных перемещений (до 40—50 км) отдельных блоков земной коры. По масштабам проявления многие из них отнесены к трансрегиональным системам разрывных дислокаций: Марьевско-Петропавловская, Арало-Чаглытенизская и др., ширина зон влияния которых достигает 25—30 км. Они играют наиболее существенную роль в формировании зон скручивания и надвигообразования (Ю.И.Рылов, 1985). Крупные региональные разрывы сопровождаются, как правило, многочисленными опережающими разломами

внутриблокового характера. Вместе с региональными разломами они во многом определяют систему проницаемости блоков пород, благоприятную для рудоотложения.

На рассматриваемой площади значительно распространены магматические образования. В ходе длительного геологического развития и смены разновозрастных тектономагматических циклов (от карельского до каледонского) в Кокчетавском массиве сформировались различные по возрасту, составу и формационной принадлежности интрузивные комплексы. В связи с вольфрамоносностью представляют интерес гнейсогранитные образования докембрия, а в процессе тектономагматической активизации каледонского цикла — силур-девонский период, в котором продолжалось становление каледонской складчатой системы, завершившееся мощным гранитоидным магматизмом.

В данный период — период проявления крупных сводовых структур и зон кольцевых расколов в условиях общего поднятия региона в Кокчетавском массиве проявились ранне-, синорогенные магматические процессы (зерендинский, боровский интрузивные комплексы), положившие начало деформации сформировавшейся земной коры, которые достигли максимального развития в среднем девоне (дальненский, аралаульский комплексы). И, наконец, последняя фаза палеозойской активизации (D_{2-3}) проявилась внедрением комплекса гранит-порфиров шоккарагайского типа.

Гранитизация в докембрии наиболее четко выразилась в образовании полей мигматитов и гранито-гнейсов. Проявление докембрийской гранитизации характеризуется условиями абиссальной фации и сопровождается, как правило, калишпатизацией, фиксирующейся по появлению в гнейсово-сланцевой толще «очковых» гнейсов, природа которых явно метасоматическая [5]. В разрезах, обогащенных доломитами, возникли магнезиальные скарны, являющиеся одной из форм проявления гранитизации [5]. Как «очковые» гнейсы, так и магнезиальные скарны широко распространены в докембрийских толщах Кокчетавской глыбы.

Характер формирования гранитоидных комплексов, за исключением докембрийского и частично палеозойского (зерендинский), интрузивный (аллохтон). Они связаны с орогенным (син-позднеорогенным) периодом гранитообразования каледонской эпохи тектономагматической активизации с типичными гипабиссальными условиями становления и интрузивными контактами гранитоидов с вмещающими породами. Именно с аллохтонными гранитоидными комплексами средних и малых глубин формирования связывают многочисленные проявления вольфрамовой минерализации на территории Кокчетавского массива. В отли-

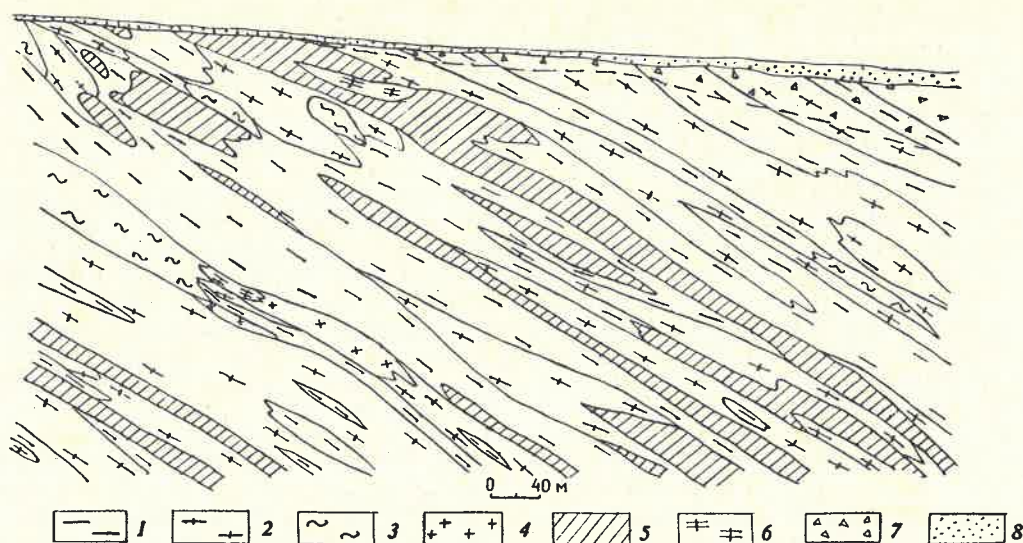


Рис. 2. Схематический геологический разрез месторождения Баян:

1 — биотит-роговообманковые и амфиболовые гнейсы; 2 — гранито-гнейсы; 3 — амфиболиты; 4 — граниты; 5 — рудоносные скарноиды; 6 — пегматоидные кварц-полевошпатовые породы; 7 — зона дезинтеграции; 8 — рыхлые отложения

чие от них докембрийские гранито-гнейсовые образования и силур-девонские гранитоиды зерендинского комплекса возникли в процессе гранитизации пород *in situ* в абиссальных условиях, в которых, как известно, известковые скарны и скарноиды не образуются, а крупных месторождений вольфрама с автохтонными гранитоидами не установлено [8].

Рассматриваемый регион сложен преимущественно докембрийскими метаморфическими отложениями, выходящими на поверхность или с близповерхностным залеганием под чехлом более поздних, преимущественно нижнепалеозойских образований. К наиболее древним здесь отнесены нижнепротерозойские отложения, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Они представлены эклогитами, амфиболовыми, биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфибол-плагиоклазовыми, гранат-плагиоклазовыми гнейсами, биотит-кварцевыми, хлорит-плагиоклазовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами, мраморами. В отложениях верхнего протерозоя преимущественно развиты породы фации зеленых сланцев — кварц-серицитовые, углеродистые хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы, песчаники, алевролиты, филлиты, известняки, доломиты.

Нижнепалеозойские отложения распространены преимущественно в грабенообразных прогибах в обрамлении Кокчетавского массива и характеризуются присутствием сравнительно слабо метаморфизованных контрастных по составу пород. Среди них широко представлены субвулканические и эффузивные породы среднего и основного

составов, алевролиты, известняки, известковые туфы.

Вольфрамовые месторождения локализируются в докембрийских отложениях — уялинской, кууспекской и шарыкской свитах нижнего и верхнего протерозоя. Вольфрамовое оруденение в нижнепалеозойских образованиях не выявлено, однако предпосылки для этого имеются (метасоматические изменения пропилит-серицитолитовой формации, наличие шлиховых ореолов шелита).

Месторождения и рудопроявления вольфрама. Месторождение Баян представлено шеелитовым оруденением стратиформно-скарноидного типа. Оно расположено в пределах Баян-Имантауской рудоносной зоны на периферии одноименного гранито-гнейсового купола в краевой части Каракол-Жолдыбай-Калибекской трансрегиональной зоны глубинных разломов северо-восточного направления. Вольфрамовая минерализация приурочена к северо-восточному крылу антиклинальной складки субширотного направления протяженностью более 30 км. Антиклиналь осложнена складчатостью более мелкого порядка и разбита на блоки разноориентированными тектоническими нарушениями. Четко фиксируются системы нарушений западно-северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. Большая часть рудных прожилков, образующих штокверки, связана с западно-северо-западной системой тектонических нарушений. Рудные тела локализованы в докембрийской метаморфической толще (уялинская свита), прорванной гранитоидами дальненского комплекса.

Первичный состав пород метаморфиче-

ской толщи, вмещающей оруденение, соответствует терригенно-вулканогенно-карбонатным и кремнисто-вулканогенно-черносланцевым формационным комплексам, преобразованным от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Породы метаморфического комплекса характеризуются повышенной вольфрамоносностью, свойственной определенным горизонтам метаморфитов — графитистым диорито-гнейсам, амфиболитам, кристаллическим сланцам и гнейсам, испытавшим неоднократную гранитизацию и перераспределение вольфрама. Поэтому следует отметить мобилизующую роль докембрийского и последующих этапов гранитизации, в т. ч. связанную с формированием абиссальных гранитоидов зерендинского комплекса. Последний широко распространен южнее рудного поля месторождения и, возможно, подстилает продуктивную на вольфрам толщу метаморфитов Баян-Имантауской рудоносной зоны. Их роль заключается в перераспределении, сегрегации и концентрации вольфрама в определенных толщах пород, подвергшихся воздействию гранитизации.

Продуктивная (существенно шеелитовая) минерализация связывается с более поздним перераспределением рудных компонентов в ореоле гранитизации, на фронте формирования полифациального гранодиорит-лейкогранитного массива дальненского комплекса, обладающего зональным размещением синхронно образованных пород от интрузивно-метасоматических автохтонных гранодиорито-гнейсов внутренней зоны до согласных интрузивных тел лейкогранитов внешней зоны и пегматоидных кварц-полевошпатовых пород периферического ореола [3]. Непосредственным локализатором рудной минерализации выступают линзовидные прослои (мощностью от долей до первых десятков метров, протяженностью до первых сотен метров) скарноидов эпидот-актинолитового (наиболее широко распространены), эпидот-пироксенового (менее распространены) и эпидот-пироксен-гранатового (встречаются локально) составов (рис. 2).

Положение рудных метасоматитов скарноидного типа в метаморфической толще нижнего протерозоя контролируется пластами и линзами аповулканогенных плагиоклазовых амфиболитов и горизонтами плагиоклаз-биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев, апокарбонатных пород, рассекаемых штокверками прожилков слюисто-кварцевого состава с вкраплениями шеелита, молибдошеелита, разнообразных сульфидов и сульфосолей (медь, свинец, висмут), оксидов железа, марганца и др.

Месторождение Сырымбет скарново-грейзенового типа комплексного оруденения, сложенного касситеритом, вольфрамитом, в меньшей степени шеелитом. Расположено оно в северо-восточной части Челкарской очагово-купольной структуры на

участке среза ее линейной Арало-Чаглытенской сдвиговой зоной, маркирующей в целом положение глубинных разломов северо-восточного направления. Оруденение приурочено к системе локальных разрывных нарушений, оперяющих крупные разломы.

Рудовмещающие породы — углисто-известково-кремнистые отложения верхнего протерозоя (шарыкская свита), прорванные интрузией лейкократовых гранит-порфиров дальненского комплекса. Массив гранит-порфиров представлен дайкообразными телами и не выходит на земную поверхность, находясь на глубине 100—200 м. Олово-вольфраморудные тела тяготеют к северо-западной части массива гранит-порфиров, располагаясь в локально скарнированных и грейзенизированных участках его экзоконтакта, в ореолах биотитизированных, пропититизированных, окварцованных, серицитизированных, флюоритизированных пород.

Месторождение Аксоран расположено в краевой юго-западной части Зерендинской очагово-купольной структуры, вблизи узла пересечений Акка-Бурлукского разлома широтного и Карасуйской зоны разломов северо-восточного направления. Оруденение приурочено к протяженной Карасуйской зоне разломов в участке ее расщепления при стыке с жестким Цуриковским выступом докембрийского фундамента [6]. На современной стадии изученности пространственная связь оруденения с гранитоидами не обнаружена. Вместе с тем к северу от участка проявления вольфрам-молибденовой минерализации имеется апофиза лейкогранитов Аксоранского массива предположительно дальненского комплекса. Месторождение локализовано в породах верхнего протерозоя (кууспекская свита), представленных переслаиванием актинолитовых и серицит-актинолитовых сланцев с телами порфиритоидов. Мощность продуктивной пачки 200—400 м. Породы, вмещающие оруденение, ороговикованы и локально скарнированы. Скарнирование выражается в метасоматическом развитии пироксена и эпидота. Оруденение жильно-прожилковое и прожилково-вкрапленное. Большинство прожилков крутопадающие, содержат кварц, карбонат, калиевый полевой шпат, шеелит, в некоторых случаях молибденит и минералы висмута. По простираанию оруденение прослежено на 1200 м, на глубину — до 300 м. Аксоранское рудное поле не ограничено не только на флангах, но и на глубину.

Вольфрамовая минерализация в Кокчетавском массиве не ограничивается рассмотренными месторождениями. Проанализировав имеющийся фактический материал, можно отметить широкое распространение проявлений вольфрама по всей площади массива, приуроченных в большинстве случаев к краевым частям очагово-купольных

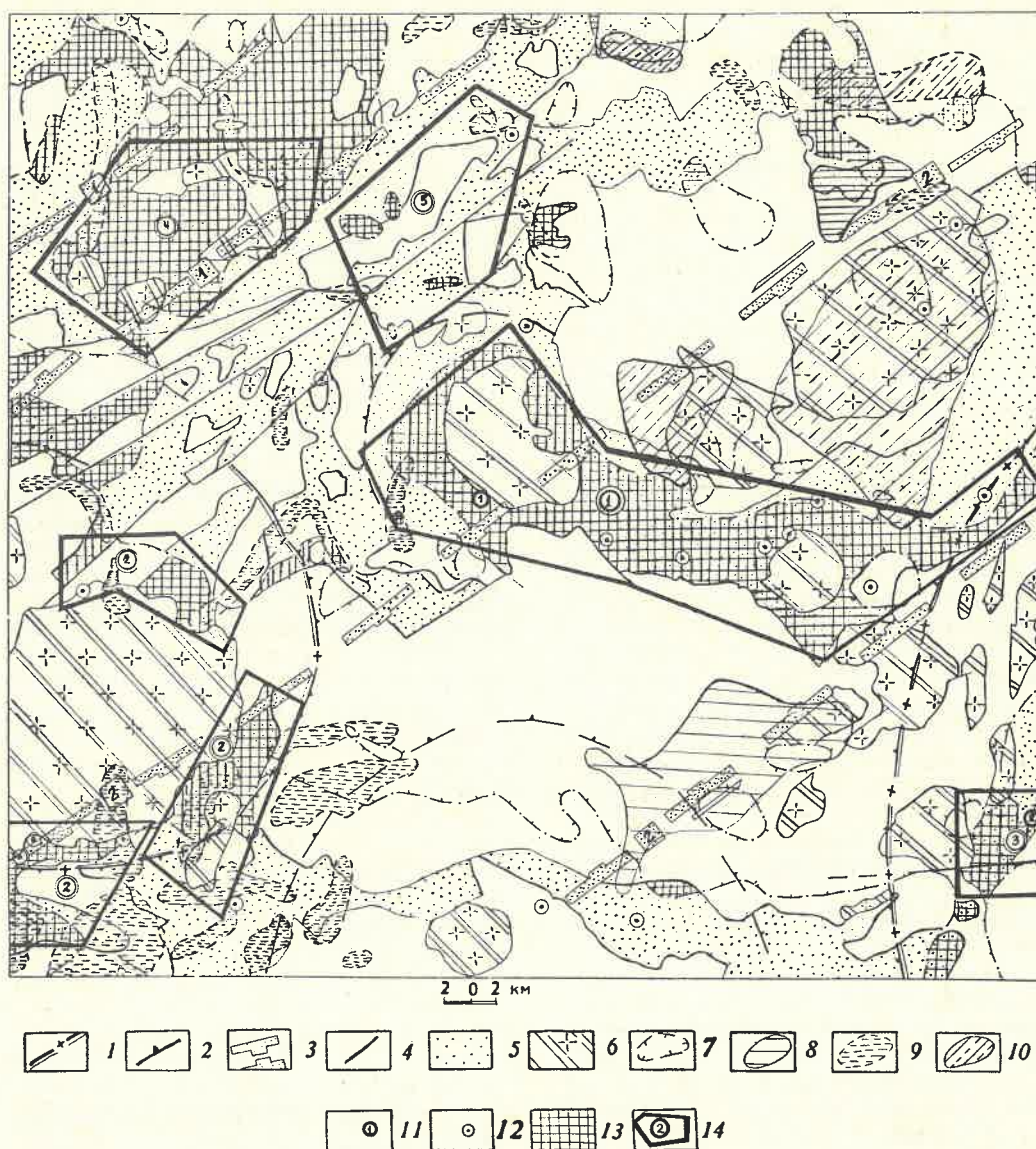


Рис. 3. Фрагмент карты прогноза вольфрама Кокчетавского срединного массива:

основные элементы прогноза вольфрамового оруденения: структурно-тектонические: 1 — очагово-купольные структуры, связанные с формированием и всплыванием гранитной массы типа батолитов, 2 — простые купола, 3 — границы трансрегиональных зон однотипных дислокаций, 4 — региональные разломы; литолого-стратиграфические: 5 — амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы, известняки, доломиты протерозоя, венда, кембрия, ордовика; магматические: 6 — рудогенерирующие гранитоиды боровского, дальненского, шокаргайского, аралаульского комплексов; геофизические: 7 — зоны разуплотнения пород (поля отрицательных геофизических аномалий V_{ZZ}); минералогические — контуры шлиховых ореолов со знаками и массовыми содержаниями рудных минералов: 8 — шеелит, 9 — касситерит, 10 — шеелит и касситерит; фактические: 11 — месторождения вольфрама (цифры в кружках): 1 — Баян, 2 — Аксоран; 12 — рудопроявления (кружки с точкой в центре); 13 — перспективные площади для поисков вольфрама, олова и других элементов; 14 — участки для постановки первоочередных поисково-разведочных работ масштаба 1:50 000 на вольфрам (цифры в двойных кружках): 1 — Баян-Имантауский, 2 — Золотоношенский, 3 — Зерендинский, 4 — Аксеновский, 5 — Кирилловский

структур (Золотоношенская, Боровская и др.), к участкам интенсивно гранитизированных пород (Баян-Имантауская площадь), к крупным трансрегиональным нарушениям земной коры. Так, только в контуре приведенного фрагмента карты (рис. 3), в пределах Золотоношенской очагово-купольной структуры выявлено немало рудопроявлений вольфрама, требующих более деталь-

ного изучения (Чернобаевское, Князевское, Южно-Князевское, Раисовское, Новосветловское и др.). Оруденение в них связано с прослоями скарноидов в ороговикованных сланцах шарыкской свиты хлорит-кварцевого, биотит-кварцевого, серицит-кварцевого состава или с грейзенизированными участками в гранитах (Князевское). Содержание триоксида вольфрама в рудных телах

достигает 0,15 %, олова — 0,6 %. Среди попутных компонентов отмечаются висмут, бериллий, молибден, серебро, свинец. В краевой части Золотоношенской структуры наблюдается также Раисовское WO_3 0,15 % и Новосветловское WO_3 0,1 % рудопоявления, а также серия геохимических ореолов олова, вольфрама и др.

Имеется ряд интересных рудопоявлений на востоке Кокчетавского массива, включая северную часть Степнякского мегасинклинария, приуроченных, как правило, к крупным тектоническим структурам и рудопродуктивным магматическим комплексам. К ним относятся рудопоявления Маданият, Жукейское (Боровской гранито-гнейсовый купол), Ирмовское, Котыркуль (Мамайский гранито-гнейсовый купол) и др.

Обоснование прогноза. Проанализировав размещение месторождений и рудопоявлений вольфрама на Какчетавском массиве, можно заметить их тесную пространственную связь с зонами линейных тектонических нарушений, купольными структурами и гипабиссальными массивами гранитоидов. Ведущий фактор локализации вольфрамового оруденения — тектонический, поскольку он контролирует на раннегерцинском этапе активизации региона проявления магматизма, с которым генетически или парагенетически связано оруденение. В региональном плане это выражено в локализации месторождений вольфрама в зонах влияния активизированных в нижнем-среднем девоне Каракол-Жолдыбай-Калибекской (Баян) и Арало-Чаглытенизской (Сырымбет) трансрегиональных сдвиговых зон. В узле пересечений крупных разломов широтного и северо-восточного направлений локализовано месторождение Аксоран. Активизации одновременно подверглись и докембрийские гранито-гнейсовые структуры, сохранившие связь с нижними горизонтами земной коры, став ареной повторных магматических процессов. Именно в это время на флангах появившихся очагово-купольных структур (Баянская, Челкарская, Зерендинская) возникли соответственно вольфрамовое (Баян), олово-вольфрамовое (Сырымбет) и молибден-вольфрамовое (Аксоран) месторождения.

Металлогеническое значение рифейских наложенных депрессий и венд-кембрийских эпикратонных впадин определяется их сопряженностью с купольными структурами. По мнению ряда исследователей, многие золоторудные и редкометалльные, а по нашему мнению — и вольфрамовые объекты Северного Казахстана сосредоточены на границах блоков земной коры фемического (наложенные прогибы и эпикратонные впадины) и сиалического (сводовые поднятия и гранито-гнейсовые купола) типов, где обычно формируются зоны долгоживущих глубинных разломов.

Важный элемент прогноза вольфрамового

оруденения — литолого-стратиграфический фактор контроля. Известные вольфрамовые месторождения локализуются в докембрийских отложениях. Состав метаморфитов в них отвечает терригенно-вулканогенно-карбонатным и кремнисто-вулканогенно-черносланцевым формационным комплексам, в разной степени метаморфизованным (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций) и гранитизированным. Вольфрамовая (существенно шеелитовая) минерализация локализуется в различной степени скарнированных прослоях пород повышенной основности, испытавших на ранних стадиях гранитизации перераспределение и сегрегацию вольфрама: графитистых диорит-гнейсах, амфиболовых и биотит-амфиболовых кристаллосланцах, рассекаемых штокверками прожилков слюдисто-кварцевого состава с вкраплениями шеелита, молибдошеелита, разнообразных сульфидов и сульфосолей (меди, свинца, висмута), оксидов железа и марганца. Для разрезов, вмещающих олово-вольфрамовое оруденение, характерна обогащенность отложений углистым веществом. Выход рудоносных толщ сопровождается в коренных породах и перекрывающей рыхлой толще небольшой мощности литохимическими и шлиховыми ореолами вольфрама и его спутников.

На основании широкого и закономерного распределения ореолов шеелита, а также наличия рудопоявлений в определенных толщах пород выделены два нижнепалеозойских стратиграфических уровня возможной концентрации вольфрамового оруденения — кембрий и ордовик. Они представлены субвулканическими и эффузивными породами среднего и основного составов, туфогенно-осадочными образованиями с пачками кремнисто-терригенных и карбонатных пород. Породы этого возраста отличаются слабой степенью метаморфизма преимущественно зеленосланцевой и филлитовой фаций. Среди них широко распространены метасоматические изменения типа пропицитов, альбитофиров, березитов, серицитолитов, благоприятных для локализации вольфрамового оруденения.

При определении перспектив выявления вольфрамовой минерализации на территории Кокчетавского срединного массива интересные результаты получены при использовании геофизических данных. Это зоны отрицательных геофизических аномалий V_{zz} , петрофизически обусловленные разуплотненностью относительно метаморфического субстрата гранитоидного материала или участков интенсивной гранитизации. Как было отмечено, вольфрамовая минерализация тяготеет к гранитоидным комплексам, включая участки, претерпевшие докембрийскую и каледонскую гранитизацию. Геофизическая съемка масштаба 1:200 000 территории Кокчетавского срединного массива [7] показала различия в плотностных

геофизических полях — аномалиях вертикальной составляющей производного поля силы тяжести V_{22} .

Нами установлено, что отрицательные геофизические аномалии практически совпадают с границами ареалов развития в срединном массиве гранитоидных пород зерендинского, боровского, дальненского и шокарагайского комплексов. При этом за границу поля отрицательных геофизических аномалий мы приняли нулевую линию, отделяющую его от аналогичного поля с обратным знаком (см. рис. 3). Интерпретация указанного геофизического поля имеет свои сложности, т.к. нулевая линия не повторяет в точности контакты массивов гранитоидов, выходящих на земную поверхность, с более плотными породами метаморфического субстрата и, по данным специалистов, носит расчетный характер, а способы ее проведения многовариантны. Однако в данном случае нанесенная на геологическую карту нулевая линия при всей ее неоднозначности в целом оконтуривает площади, насыщенные разуплотненным, преимущественно гранитным, материалом, как выходящим на земную поверхность, так и лежащим под толщей метаморфических образований. Подчеркнем, что гранитоиды, с которыми связано олово-вольфрамовое и молибден-вольфрамовое оруденение Сырымбета и Аксорана, находясь в зонах отрицательных геофизических аномалий, не выходят на земную поверхность. По-видимому, нулевая линия реализует более глубокий (первые сотни метров) и более обобщенный вертикальный контакт между породами различной плотности.

Используя приуроченность отрицательных геофизических аномалий к разуплотненным (гранитоидным) породам, часто не выходящим на земную поверхность, можно предварительно выделить площади, многократно подвергнутые гранитизации, сопровождаемой мобилизацией и обогащением определенных (в частности, амфиболсодержащих) толщ метаморфических пород рудными элементами, включая вольфрам. Последующее вовлечение таких толщ в зоны влияния девонских интрузий приводит при благоприятных условиях к образованию вольфрамового оруденения, в первую очередь, стратиформно-скарноидного типа. Такие площади могут быть перспективны для постановки поисковых работ на вольфрам.

На базе приведенного здесь фактического материала ниже сформулированы критерии прогноза и поисков вольфрамового оруденения на Кокчетавском срединном массиве.

Тектонические

Геотектонические Многократно активизированные породы приподнятых блоков древнего основания срединного массива в сочетании с крупными тектоническими нарушениями — трансрегиональными зо-

Региональные

нами разрывных дислокаций, маркирующих в целом положение глубинных разломов

Слабо эродированные сводово-глыбовые поднятия типа гранито-гнейсовых куполов и сопряженных с ними структур (межгорные прогибы, эпикратонные впадины)

Локальные

Зоны трещиноватости, мелкие разломы, сопровождающие или опережающие крупные нарушения на периферии гранито-гнейсовых куполов или в зоне влияния отдельно взятых гранитоидов

Литолого-стратиграфические

Кальцийсодержащие стратифицированные породы протерозоя, венда, нижнего кембрия, ордовика — амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы с прослоями и линзами мраморов, эффузивы основного и среднего составов, субвулканические породы

Магматические

Пространственная и генетическая связь вольфрамового оруденения с полифациальными гранодиорит-лейкогранитными массивами дальненского, боровского, аралаульского и шокарагайского комплексов

Метаморфические

Метаморфизм эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и филлитовой фаций и соответствующая им гранитизация потенциально вольфрамоносных толщ, стимулирующие перераспределение и слабую концентрацию вольфрама и его спутников преимущественно в составе различных оксидов и силикатов железа и марганца

Метасоматические

Известковое скарнирование и образование вольфрамового оруденения в связи с постскарновыми процессами пропилитизации, кварц-полевошпатового метасоматоза и локализацией шеелита (вольфрамит) в породах повышенной основнойности: графитсодержащих гнейсах, амфиболовых кристаллосланцах, собственно скарнах и скарноидах пироксен-гранатового состава, эпидотизированных, акинолитизированных, прениитизированных. Для всего объема метасоматически преобразованных пород характерно развитие штокверкового оруденения шеелитового типа

Минералогические

Вкрапленность шеелита (редко вольфрамит) в ассоциации с пиритом, пирротинном, халькопиритом, молибденитом, висмутином, касситеритом, графитом

Геохимические

Повышенный кларк концентрации (0,0п %) вольфрама и других рудных элементов (Mo, Sn, Bi, Be, Cu, Zn, Pb), совмещенных с шлиховыми ореолами в рыхлом покрове терригенно-вулканогенно-карбонатных толщ, обогащенных Fe, Mn, C и

отличающихся существенной ролью вулканогенных осадков

Зоны отрицательных геофизических аномалий вертикальной составляющей производного поля силы тяжести V_{zz}

В заключение следует отметить, что, ведущими промышленно-перспективными типами вольфрамового оруденения в регионе в настоящее время являются стратиформно-скарноидный, скарново-грейзеновый и жильно-прожилковый.

Непосредственными локализаторами вольфрамовой минерализации в *стратиформно-скарноидном* типе выступают скарноиды и секущие их кварц-полевошпат-сульфидные штокверковые прожилки, реже вмещающие их амфиболиты, гранодиорит-гнейсы и апокарбонатно-терригенные породы. Следует подчеркнуть полигенность формирования данного типа шеелитового оруденения, которая характеризуется: 1) первичным накоплением вольфрама в благоприятных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах протерозоя; 2) мобилизацией вольфрама и его более локальной концентрацией в результате регионального метаморфизма и глубинной гранитизации; 3) образованием шеелитового оруденения в связи с эндогенным, в частности, скарновым процессом на фронте формирования гранито-гнейсовых куполов и интрузивных тел более поздних гипабиссальных гранитоидов преимущественно дальненского комплекса.

Для олово-вольфрамового оруденения скарново-грейзенового типа осадителем олова и вольфрама служат локально скарнированные и грейзенизированные породы экзоконтакта гранитоидов дальненского комплекса в ореоле биотитизированных, пропилитизированных и серицитизированных пород. Характерная особенность рудовмещающих толщ — обогащенность их углестым веществом, свойственная для определения разрезов докембрия Кокчетавского массива. И, наконец, молибден-вольфрамовое оруденение жильно-прожилкового типа, наиболее тесно связанное в пределах зон влияния рудопродуктивных гранитоидов с разрывными структурами, обусловившими пути и способы миграции рудного вещества в благоприятных по физико-механическим свойствам толщах актинолитовых и серицит-актинолитовых сланцев верхнего протерозоя.

Для поисковых работ масштаба 1:50 000 первоочередной интерес представляют участки в пределах зон отрицательных геофизических аномалий, где уже имеются выходы гранитоидных массивов рудопродуктивных комплексов, сопровождаемых метасоматическими изменениями вмещающих пород, рудопоявлениями и ореолами рассеяния вольфрама. На приведенном фрагменте карты прогноза вольфрамового оруденения такими уча-

сками являются: Баян-Имантауский, Золотоношенский, Аксеновский, Зерендинский (см. рис. 3). Для подобных работ рекомендуется также Кирилловский участок, занимающий, однако, иную, относительно перечисленных, геологическую позицию.

В разряд перспективных для поисков олово-вольфрамового оруденения Кирилловский участок выдвигается по следующим обстоятельствам: расположению участка в створе с олово-вольфрамовым месторождением Сырымбет (за пределами карты), рудоносными Легаевским (на северо-востоке) и Золотоношенским (на юго-западе) гранитоидными массивами, меньшей эродированности имеющихся здесь, судя по геофизическим данным, выступов гранитоидов, обогащенности вольфрамом ордовикских отложений. Опираясь на прогнозно-поисковые критерии, можно корректировать направление поисковых работ в пределах уже известных рудных узлов, в частности Баянском (Баян-Имантауский участок), а также на всей территории Кокчетавского массива.

В результате проведенного исследования обоснованы потенциальные перспективы Кокчетавского массива в отношении вольфрамового оруденения и значительно локализована суммарная площадь, перспективная для поисков, которая составила 7,5 % от общей территории Кокчетавского массива размером более 46 тыс. км².

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулкабиров М.А. Основные черты развития магматизма Сев. Казахстана // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата, 1976. С. 67—73.
2. Абдулкабиров М.А., Любецкий В.Н. Глубинные разломы и кольцевые структуры // Тектоника и глубинное строение Сев. Казахстана. Алма-Ата, 1988. С. 135—164.
3. Кудрин В.С. Вольфрамоносность скарноидов докембрийских метаморфических толщ // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М., 1989. С. 103—109.
4. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. — Новосибирск: Наука, 1975.
5. Лисицын А.Е. Гранитизация докембрия Кокчетавской глыбы и генезис магнезиальных скарнов. — М.: Недра, 1970.
6. Лыхин А.Г., Губайдулин Ш.А., Филонов А.Я. Новые данные о вольфрамоносности Балкашинского рудного района Сев. Казахстана // Топорковские чтения (региональное рабочее геологическое совещание). Вып. 1. Кустанай, 1992. С. 141—148.
7. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Положение рудных районов в тектоносфере Казахстана // Особенности глубинного строения горнорудных районов Казахстана на основе геолого-геофизических данных. Алма-Ата, 1989. С. 4—12.
8. Ляхович В.В. Вольфрамоносные граниты. — М.: Наука, 1989.
9. Скороспелкин С.А. Геотектонический режим гранито-гнейсовых куполов срединных массивов и особенности формирования оруденения: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. 1975.

Роль регенерации при формировании золото-сульфидных руд кокпатасского типа

П.Г.КУЧЕРОВСКИЙ (ЦНИГРИ)

В задачу настоящего исследования входили: 1) реставрация первичных условий формирования повышенных концентраций золота в осадочно-вулканогенных комплексах отложений района гор Букантау; 2) определение закономерностей размещения и условий образования различных морфоструктурных разновидностей золото-сульфидного оруденения; 3) изучение соотношения околорудных метасоматических преобразований и оруденения, а также особенностей поведения золота в результате метасоматоза околорудных отложений.

Результаты изучения месторождений и проявлений золото-сульфидного оруденения кокпатасского типа (район гор Букантау в Центральных Кызылкумах), стратиформные вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды которых пространственно связаны с субщелочными базальтоидными отложениями ниже-среднекаменноугольного вулканогенно-терригенно-карбонатного комплекса пород, определили выделение двух основных этапов их формирования [2, 3]. Первый этап — сингенетическое (гидротермально-осадочное и метасоматическое) формирование золотоносных вкрапленных сульфидных парагенезисов с их частичной дезинтеграцией и регенерацией в период диа-, катагенетических преобразований. Второй этап — регенерация рудного вещества с образованием зон брекчиевых и прожилково-вкрапленных руд под влиянием гидротермально-флюидных потоков, связанных с периодом

позднепалеозойской тектоно-магматической активизации (становление комплексов диоритовых даек и др.). При очевидности метаморфизирующей и мобилизующей роли активизационных процессов остается открытым вопрос привноса ими продуктивных элементов.

Для морфологии подавляющего большинства промышленно-значимых залежей золото-сульфидных руд рассматриваемого типа характерно сочетание пластовых или субпластовых залежей главных уровней [3] с прожилково-вкрапленным в крутопадающих апофизах со стороны лежащего бока залежей и связанных с ними постепенными переходами, а также с крутосекущими стратиформные тела прожилковыми, прожилково-вкрапленными рудами, контролируемые зонами вдоль эндо- и экзоконтактов дайковых тел, подчиняющихся, в свою очередь, системам крутоориентированных разрывных нарушений.

Основную роль в составе стратиформных рудных залежей начального этапа формирования играют пиритовая и пирит-арсенопиритовая ассоциации (в качестве примеси наблюдались халькопирит, сфалерит, блеклые руды, пирротин), составляющие 10—20 % объема рудной массы, включающей также хлорит, альбит, кварц, карбонат, примесь серицита. Сульфидные минералы,

Ац, усл. ед.

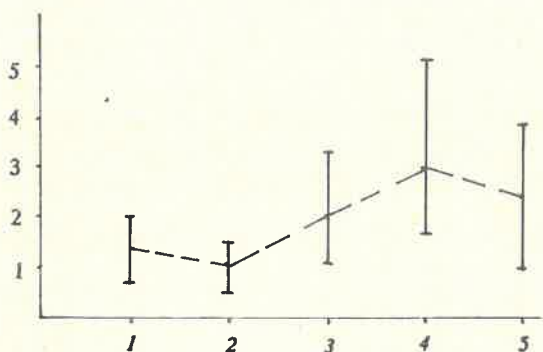


Рис. 1. Распределение золота в выделяемых разновидностях оруденения:

1 — малопреобразованные вкрапленные руды пластовых залежей; 2 — прожилково-вкрапленные руды подрудных зон; 3 — руды пластовых залежей с относительно густой сетью прожилков «сетчатого брекчирования»; 4 — брекчиевые руды зон наибольшей перекристаллизации; 5 — прожилково-вкрапленные агрегаты, прослеживающиеся в надрудных толщах

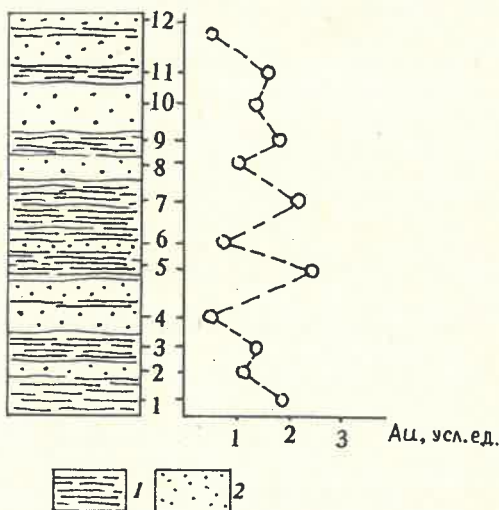


Рис. 2. Распределение золота в микроразрезе штуфа золото-сульфидных вкрапленных руд, поперек слоистости:

1 — зоны послойного обогащения густой вкрапленностью сульфидов; 2 — зоны с резкой вкрапленностью сульфидов

по данным минераграфического изучения, образуют выделения размером от пылевидных (первые микроны) до первых миллиметров. В сульфидных агрегатах размером в десятки доли миллиметра сохраняются реликты метакolloидных структур (глобули и их скопления, агрегаты сферической зоны, зонально построенные, ажурные каркасные агрегаты и др.), что позволяет считать их первичными.

Содержание золота в рудных агрегатах такого типа, по результатам пробирного анализа и ИНА-метода, составляет 0,7—2 усл. ед. (среднее 1,4) (рис. 1); дисперсия содержаний 0,04.

В микроразрезе, проведенном через штупф вкрапленных руд поперек слоистости, обусловленной чередованием полосок, обогащенных сульфидным веществом и обедненных им (рис. 2), наибольшие концентрации золота содержат зоны, обогащенные вкрапленностью сульфидов, что, очевидно, может свидетельствовать об изначальной совместной локализации сульфидного вещества и золота. Послойный, ритмичный характер распределения сульфидной вкрапленности, по-видимому, отражает колебания в режиме накопления рудоносных илистых осадков и гидротермально-осадочного рудного вещества.

Регенерационные преобразования золото-сульфидного гидротермально-осадочного вещества в результате диа-, катагенеза сравнительно мало исследованы, что прежде всего связано с недостаточностью данных о первоначальном его состоянии. В настоящее время изученность проявлений сульфидной минерализации в современных осадках морских бассейнов позволяет допустить, что к первичным минеральным парагенезисам золото-сульфидных гидротермально-осадочных руд относились такие нестабильные соединения, как черные моносulfиды железа, преобразующиеся в дальнейшем в пирит или пирротин [4].

В изученных нами рудах, не испытавших интенсивного метаморфизма, в пирите в виде мелких каплевидных и округлых обособлений иногда наблюдался пирротин, возможно, являвшийся одним из первичных нестабильных соединений, предшествовавших образованию пирита.

В результате минералогического картирования рудных тел нескольких месторождений Кокпатаасского рудного поля удалось выявить характерную особенность стратиформных залежей, названную нами сетчатым брекчированием. Основная масса рудных агрегатов такого типа представлена вкрапленностью пирита и арсенопирита, сохраняющей в реликтах первичное метакolloидное строение агрегатов. «Сетчатое брекчирование» распространено по всему объему пластовых рудных залежей в форме сети тонких ветвящихся прожилков, сложенных главным образом карбонатом, квар-

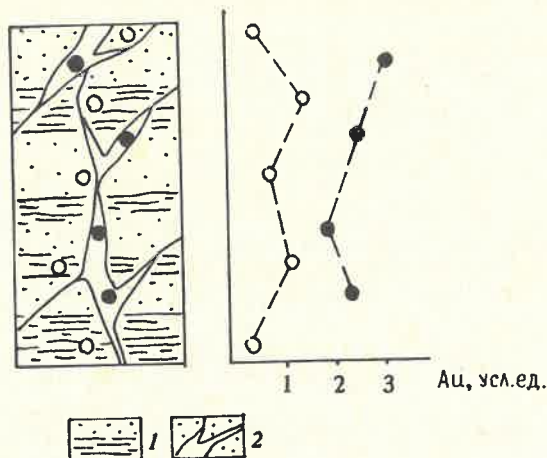


Рис. 3. Распределение золота в золото-сульфидных рудах с густой сетью прожилков «сетчатого брекчирования»:

1 — вкрапленная полисульфидная минерализация основной массы; 2 — минерализация прожилков

цем, хлоритом, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, иногда с примесью блеклых руд. Постоянная приуроченность такого брекчирования к сгустково-вкрапленным рудам, отсутствие этих образований в подстилающих и перекрывающих отложениях, скорее всего, указывают на то, что «сетчатое брекчирование» не связано с пострудным тектоническим воздействием и может быть объяснено явлениями перекристаллизации рудного осадка, его растрескиванием и регенерацией *in situ* рудного вещества. Содержание золота в рудах с максимально проявленным «сетчатым брекчированием» составляет 1,1—3,3 усл. ед. (среднее 2), дисперсия содержаний 0,09. Концентрации золота в рудных агрегатах основной массы (около прожилков) и прожилках, а также в монофракциях пирита той или другой разновидности минерализации, определенные методом нейтронной активации, приведены ниже.

Содержание золота в рудных агрегатах, усл. ед.:	0,4—1,5
основная масса около прожилков	1,2(12)
прожилки	0,9—3,2
	2,5(17)
Содержание золота в монофракциях пирита, усл. ед.:	3,7—38,9
пирит основной массы	20,4(9)
пирит прожилков	9,3—49,5
	34,3(5)

В числителе — пределы содержаний; в знаменателе — среднее; в скобках — число проб. Анализы выполнены в лаборатории ядерно-физических методов ЦНИГРИ.

Сравнивая особенности состава и концентрации золота в рудных агрегатах рассмот-

ренных типов (рис. 3), можно видеть, что при близости минерального состава рудные агрегаты и пирит прожилков «сетчатого брекчирования» отличаются заметно повышенными концентрациями золота, что, возможно, обусловлено растворением части вкрапленных сульфидных образований (коррозия сгустков полисульфидных агрегатов основной массы кварцем, карбонатом, иногда хлоритом и другими минералами фиксируется при минералогическом анализе руд) и регенерацией вещества.

Прожилково-вкрапленное оруденение в крутопадающих апофизах со стороны лежащего бока пластовых залежей и связанное с ним постепенными переходами, как правило, сопровождается ореолом метасоматических преобразований, очевидно, фиксируя положение рудоподводящих каналов. Главными сульфидными минералами руд являются пирит и арсенопирит, среди жильных широко развиты кварц, серицит, в меньшей степени карбонаты, хлорит. Изучение агрегатов разнородного пирита этих руд позволило выявить разнообразные формы его выделений (кубические, кубооктаэдрические кристаллы как однородного, так и тонкозонального строения, скелетные, футляровидные формы и др.). Реликтов метаколлоидных агрегатов не наблюдалось. Арсенопирит в рудах этого типа составляет до 30 % объема сульфидной массы и образует мелкие (до 0,5 мм) идиоморфные кристаллы, обычно собранные в тончайшие просечки и прожилки. Содержание золота в рассматриваемой разнородности руд изменяется от 0,5 до 1,5 усл. ед. (среднее 1,1 усл. ед.), дисперсия содержания 0,07. В пиритах рассматриваемых руд максимальные содержания золота, приведенные ниже, наблюдаются чаще в области, приближенной к лежащему боку линзовидно-пластовых рудных залежей.

Номер анализа	Содержание золота, усл. ед.
1	36,1
2	47,2
3	47,9
4	6,9
5	7,2
6	7,1
7	6,8
8	7,3
9	5,9

Анализы 1—4 — пробы взяты из оруденения, непосредственно приближенного к подошве пластовых рудных тел; 5—9 — на удалении от подошвенных частей.

В результате изучения поведения золота в ореоле метасоматических преобразований рудовмещающих базальтоидных отложений были получены данные, характеризующие основные черты химизма процесса преобразований (таблица). В ореоле преобразований нами условно выделены три зоны — внешняя, промежуточная и внутренняя.

Изменение химического состава базальтоидных пород рудовмещающего разреза в результате метасоматических преобразований, %

Породообразующие оксиды	Зона ореола преобразований (число анализов)		
	Внешняя (30)	Промежуточная (15)	Внутренняя (9)
SiO ₂	48,6	45,5	67,3
TiO ₂	2,6	3,1	2,0
Al ₂ O ₃	15,1	16,5	17,7
Fe ₂ O ₃	2,2	2,8	1,2
MnO	7,2	7,7	1,9
MgO	0,2	0,2	0,1
CaO	5,8	6,1	1,7
Na ₂ O	8,5	3,0	0,9
K ₂ O	3,6	2,2	0,2
	1,5	3,4	4,7

Внешняя зона характеризуется крайней неравномерностью метасоматических преобразований. Полностью сохраняются первичные текстурные особенности вмещающих пород. Новообразованные минералы (хлорит, серицит, карбонат) или их агрегаты образуют псевдоморфозы по первичным, реже скопления или тонкие прожилки. В промежуточной зоне ореола изменений преобразованные участки составляют 50—70 % объема пород. Возникают карбонат-хлоритовые с примесью серицита и кварца агрегаты. Внутренняя зона отвечает области незначительных преобразований, включающей прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию. Метасоматиты составляют 70—100 % объема пород.

В составе метасоматитов широко развиты кварц, серицит, присутствуют хлорит, карбонат. Характерная особенность химизма метасоматических преобразований внутренней рудовмещающей зоны изменений — интенсивный привнос в эту область кремнезема, калия, по-видимому, воды и серы.

Содержания золота (в $n \cdot 10^{-7} \%$) в ореоле метасоматических преобразований приведены ниже.

Подрудный уровень

Внешняя зона	8—10,3 9,61(19)
Промежуточная зона	0,2—4,1 2,32(10)
Внутренняя зона	1,7—2,5 2,07(17)

Уровень локализации стратиформного оруденения

Внешняя зона	9—10,2 9,43(5)
Промежуточная зона	0,5—2,7 2,1(5)
Внутренняя зона	33—37,9 34,5(3)

В числителе — пределы содержаний; в знаменателе — среднее; в скобках — число проб. Результаты получены в лаборатории ядерно-физических исследований ЦНИГРИ ИНА-методом.

Дисперсия содержаний золота для внешней зоны ореола изменений — 0,16, промежуточной — 1,52, внутренней — 0,09. Кларки золота для базальтоидных пород $4 \cdot 10^{-7} \%$ (по А.П.Виноградову). Концентрация золота в малоизмененных базальтоидных отложениях рудовмещающего разреза Кокпатаасского рудного узла (по результатам ИНА-метода) в среднем $9,5 \cdot 10^{-7} \%$.

Прослеживая особенности распределения золота от внутренней к промежуточной и внешней зонам ореола преобразований на уровне пластовых залежей и на уровне 100—150 м ниже их подошвы (рис. 4), можно видеть относительно высокие его концентрации по внешней зоне (на уровне и выше фона). Содержания золота в промежуточной и внутренней зонах заметно ниже фоновых для уровня 100—150 м; а на уровне локализации пластовых рудных залежей — резко увеличиваются во внутренней зоне. Увеличение дисперсии золота к промежуточной зоне, по-видимому, может свидетельствовать о явлениях его перераспределения в процессе метасоматической переработки пород и, по крайней мере, частичном выносе золота из рудовмещающих отложений с последующим переотложением вверх по разрезу на уровень локализации стратиформного оруденения. Попытка оценить возможность образования золоторудного объекта за счет регенерации золота при метасоматической переработке рудоносного вулканогенно-вулканомиктового комплекса отложений показала, что таким золотом может быть обеспечена $1/4$ — $1/3$ часть запасов месторождения рассмотренного типа. Методика оценки заключалась в следующем. Для блока пород, из которого золото могло выноситься, принимались параметры: площадь — отвечает области развития промежуточной и внутренней зон ореола метасоматических преобразований; высота — равна вертикальному размаху преобразований (по результатам изучения керна скважин).

Полученный результат позволил предположить, что основная масса золота, заключенного в стратиформных рудах, была привнесена растворами, источник которых располагался ниже уровня выклинивания ореола окolorудных преобразований. Изученное сочетание руд, окolorудных метасоматитов и палеоструктур, контролировавших продукты щелочно-базальтоидного вулканизма [3], дает основание полагать, что первичные гидротермально-осадочные руды формировались при значительном влиянии привнесенного глубинного вещества.

Вкрапленные руды пластовых залежей в области отчетливо выраженного дробления и регенерации под влиянием тектонических

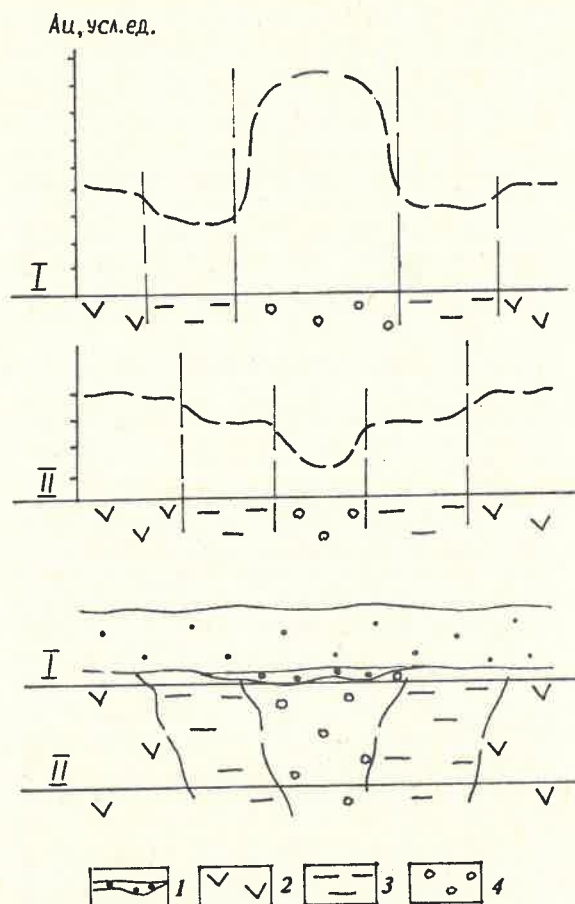


Рис. 4. Особенности распределения золота в ореоле окolorудных метасоматитов на уровне пластовых залежей вкрапленного оруденения и на уровне 100—150 м ниже их подошвы:

I — уровень локализации стратиформного оруденения; II — уровень ниже подошвы пластовых залежей на 100—150 м; 1 — положение пластовой залежи; положение зон окolorудных преобразований: 2 — внешней, 3 — промежуточной, 4 — внутренней

процессов и поздних интрузий (диоритовые дайки и др.) характеризуются гнездовым и прожилковым распределением сульфидных парагенезисов. На фоне бедных руд появляются участки с относительно высокими содержаниями золота (2,5—5,3 усл. ед.). Содержания золота в рассматриваемых рудных агрегатах составляют 1,7—5,3 усл. ед. (среднее 3 усл. ед.); в монофракциях blastozернистого пирита этих руд — 7—9,7 усл. ед. Дисперсия содержаний в рудах 0,93. Ведущими рудообразующими минералами являются пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды. В форме включений в blastozернистых агрегатах пирита и арсенопирита нередко наблюдалось самородное золото. Форма золотинок неопределенная, чаще изометричная. Главные жильные минералы данной разновидности руд — разнометристый кварц, ассоциирующий с серицитом и железистым карбонатом, характер-

на примесь хлорита и плагиоклаза (альбит). По соотношению с вкрапленным оруденением пластовых залежей могут быть выделены две основные морфологические разновидности рассматриваемого регенерированного оруденения: 1) в форме сближенных гнезд полисульфидных агрегатов; 2) серии сближенных прожилков и скоплений гнезд, ориентированных согласно контролирующей их зоне дробления и др. В рудных залежах изученных месторождений густота гнезд и прожилков, определяющая степень преобразованности рудного вещества, как правило, нарастает по мере приближения к контактам дайковых тел диоритового состава. Наибольшие содержания золота приурочены к зонам с максимальной степенью преобразованности первичного рудного вещества.

Прожилковое и прожилково-вкрапленное золото-полисульфидное оруденение в крутопадающих секущих зонах гидротермально-метасоматической проработки над пластовыми залежами вкрапленных руд имеет все тот же сравнительно простой состав. Сульфиды (пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, редко галенит) неравномерно распределены в сочетании с кварцем, железистым карбонатом, серицитом, хлоритом. Иногда в тесной ассоциации с пиритом и сфалеритом находятся блеклые руды. Золото тонкое в сульфидах и укрупненное (до первых десятых долей миллиметра), тяготеющее к скоплениям сульфидных минералов укрупненно зернистого строения. Форма золотинок чаще изометричная. Содержание золота в агрегатах (по результатам анализа ИНА-методом) составляет 0,9—3,9 усл. ед. (в среднем 2,4 усл. ед.); дисперсия содержаний 0,51.

Сравнивая особенности распределения содержаний золота в выделяемых разновидностях руд (см. рис. 1), можно видеть, что на фоне значительных вариаций содержаний повышенными концентрациями золота при относительно высокой дисперсии его содержаний характеризуются рудные агрегаты, испытавшие тектонические деформации и эпигенетическое воздействие гидротерм, формировавших крутосекущие зоны брекчиевого и прожилково-вкрапленного регенерированного оруденения.

Для количественной оценки степени регенерации первичных руд стратиформных залежей (по материалам детальной документации и минералогического изучения керн скважин) нами было использовано числовое выражение, отражающее отношение длины вскрытых участков максимально преобразованных руд $\sum l_p$ к длине рудного подсечения L , названное нами показателем степени регенерации $K_p = \sum l_p / L$. Схема сопоставления содержаний золота в рудах и вычисляемого нами показателя степени регенерации (рис. 5) хорошо иллюстрирует прямую зависимость содержания золота от степени их регенерированности.

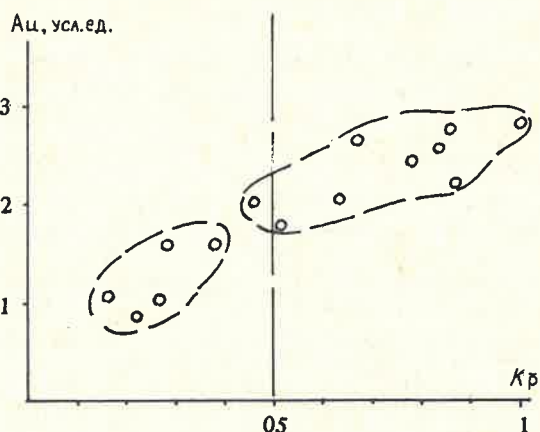


Рис. 5. Схема сопоставления показателя степени регенерации и средних содержаний золота в рудах (по результатам опробования керн скважин)

Завершая рассмотрение некоторых особенностей строения месторождений золото-сульфидных руд, связанных с явлениями регенерации, можно сделать следующие выводы.

Давно обратившая на себя внимание тесная пространственная приуроченность руд к комплексу терригенно-вулканогенных (базальтоидных) отложений и объясняемая парагенетичностью связи оруденения с эффузивным процессом представляется, в результате проведенных исследований, более сложной, включающей процессы длительного и, очевидно, неоднократного перераспределения вещества в данном комплексе пород.

Как важная особенность месторождений рассматриваемой группы должна учитываться их постоянная приуроченность к отложениям, характеризующимся повышенным кларком золота. Проникновение прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации за пределы таких толщ носит, как правило, локальный характер.

Особенности строения рассмотренных месторождений, связанные с процессами регенерации рудного вещества, могут быть использованы при прогнозе, поисках и оценке крупнообъемного стратиформного оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. — М.: Недра, 1990.
2. Курбанов Н.К., Кучеревский П.Г. Особенности локализации стратиформного золото-сульфидного оруденения в позднегеосинклинальных вулканогенно-осадочных формациях // Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений. Фрунзе, 1985. С. 223—225.
3. Кучеревский П.Г. Условия локализации и формирования золото-сульфидного и золото-колчеданного оруденения в вулканогенно-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 101—107.
4. Современное гидротермальное рудообразование / Под ред. Э.Дегенса и Н.Росса. — М.: Мир, 1974.

Принята редколлегией 26 сентября 1994 г.

Минералого-геохимические особенности золотоносного и безрудного жильного кварца Иньяли-Дебинского синклинория

Е.Н.ПАНОВ, И.Г.МУРАТОВ, А.И.ГОРДУКАЛОВ (ВСЕГЕИ)

В пределах Иньяли-Дебинского синклинория (Яно-Колымский складчатый пояс) кварцево-жильная минерализация локализуется преимущественно в пермо-триасовых песчано-глинистых породах верхоянской терригенно-осадочной толщ, регионально метаморфизованных до состояния зеленых сланцев. Рудные тела, относимые к метаморфогенно-гидротермальному типу золото-кварцевой формации [16], нередко приурочены к так называемым добатолитовым [1] дайкам и малым интрузивным телам среднего и основного составов (месторождения Дорожное, Юглер, Хатыннах, Восточное, Утиное). Безрудные кварцевые жилы обнаруживают тенденцию к концентрации около крупных нижнемеловых батолитов колымского и хатыннахского комплексов, рвущих и метаморфизующих верхоянскую толщу (массивы Большой Анначаг, Большие пороги, Хатыннах). В самих гранитоидах кварцево-жильная минерализация имеет, как правило, ограниченное распространение.

Близкие структурные и физико-химические условия формирования в осадочно-метасоматических и дайковых породах обусловили значительное сходство внешнего облика и многих микроскопических характеристик кварцевого выполнения как золотоносных, так и «пустых» жильных тел. Более детальные минералого-геохимические исследования тем не менее дают основание считать жильный кварц важным поисковым и оценочным критерием на золотое оруждение [17].

Вне зависимости от степени рудоносности форма кварцевых обособлений в терригенных толщах варьирует от сравнительно простых линейных жил до сложных лестничных и сетчато-прожилковых систем. Текстура жильной массы нерудных объектов, как правило, может быть описана как массивная; золотоносный кварц нередко имеет специфическое полосчатое или брекчиевидное сложение, подробно описанное Л.В.Фирсовым [15], И.А.Панычевым [10] и др.

Жилы обычно формируются в пределах одной стадии минерализации, что характерно для метаморфогенных образований [2]; иногда присутствуют признаки наложенной перекристаллизации. Крупно-среднезернистый молочно-белый кварц, составляющий 95—98 % жильного выполнения, повсеместно характеризуется деформационной структурой (катакластической, гетерогранобластовой) с незавышенной грануляцией и сильным волнистым погасанием блокового пластинчато-свилятового типа. Непосредст-

венно у контактов гранитоидных плутонов темный полупрозрачный сахаровидный кварц в мелких прожилках, рассекающих биотит-кордиерит-полевошпатовые роговики, интенсивно перекристаллизован и превращен в мелкозернистый мозаичный агрегат оптически более или менее однородных зерен. Жильный кварц в гранитоидах отличается заметно меньшей степенью проявления динамометаморфизма, часто светло-серым цветом, большим идиоморфизмом слагающих его индивидов.

При отсутствии видимых выделений сульфидов и золота зачастую даже микроскопически невозможно отличить «пустые» кварцы от рудоносных. Однако последних выделяют элементы-примеси, распределение которых в жильном кварце* определяется минеральными микровключениями арсенопирита, пирита, галенита, буланжерита, сфалерита, самородного золота (рудные объекты); карбонатов, гидрослюда, пирротина, апатита, эпидота, граната (осадочно-метаморфическая толща); биотита, мусковита, полевых шпатов, магнетита, ортита (гранитоиды), а также ксеногенными реликтами вмещающих пород.

В золотоносных кварцах содержание Au, Ag, Pb, Bi на один-три порядка выше, чем в безрудных (табл. 1). Количество золота в последних находится на кларковом уровне, свойственном для вмещающих пород, и уменьшается в кварцевых прожилках среди приконтактных роговиков. Повышенная примесь Sr свойственна всем пробам из пород верхоянской толщ вследствие постоянного присутствия в жильной массе минерала-концентратора стронция (до 640 г/т) — анкерита. Кварц в жилах, рассекающих гранитоиды, характеризуется большими содержаниями олова, лития, ниобия, урана, а в роговиках ближней экзоконтактной зоны — олова, хлора и бора.

Наряду с минеральными кварц содержит флюидные включения, которые по размеру можно условно разделить на микро- (менее 1 мкм) и субмикроскопические (0,01 — 1 мкм). По степени насыщенности субмикроскопическими флюидными включениями (СФВ) образцы из осадочных и дайковых пород верхоянской толщ как золотоносные, так и безрудные значительно превосходят жильный кварц, локализованный в батолитах. В первых абсолютно преобладают субмикроскопические включения, образующие

* Здесь и далее имеются в виду пробы кварца, предварительно очищенные от визуально наблюдаемых выделений сопутствующих минералов.

1. Содержание некоторых элементов-примесей в жильном кварце Яно-Кольмского складчатого пояса (количественно-спектральный анализ; 2500 элементопределений), г/т

Разновидности кварца	Au	Ag	Pb	Bi	Sr	Sn	Li	Nb	U	Cl	B ₂ O ₃
Верхоянская толща											
Кварцевые жилы рудных объектов	33,5 28,7—40,7	> 1,00 0,2—3,0	≥50 10—10 ⁴	135 < 1—400	210 200—600	< 1 < 1	< 10 < 10	3 < 1—10	0,22 0,17—0,26	20 < 30—30	460 < 100—800
Безрудные жилы											
Слабометаморфизованные породы (зеленые сланцы)	2,2 0,7—9,1	< 0,001 < 0,01—0,04	3 < 1—10	1 < 1—1	50 < 10—200	1,2 < 1—10,0	< 10 < 10—40	12 < 1—30	0,30 0,13—0,55	20 < 30—40	300 120—530
Роговики											
Кварцевые жилы в плутонах гранитоидов кольмского и хатынахского комплексов	1,9 0,8—3,6	0,05 < 0,01—0,15	4 1—8	< 1 < 1	170 100—250	1,2 < 1—2,5	≤ 10 < 10—20	13 10—30	0,47 0,34—0,60	60 30—100	450 270—650
Породообразующий кварц гранитоидов	2,3 1,1—5,2	0,05 < 0,01—0,20	5 1—12	4 < 1—30	13 10—50	1,5 < 1—3,0	90 < 10—250	20 10—60	0,50 0,24—0,91	20 < 30—40	570 200—1080
	10,4 5,1—15,1	0,03 0,01—0,04	8 3—12	< 1 < 1	13 10—20	> 5,0 1,2—20	< 10 < 10	14 12—20	Не опр.	30 < 30—50	100 < 100—170?

Примечание. Au определялось нейтронно-активационным методом (в мг/т), U — люминесцентным способом. В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы колебаний содержания элементов.

беспорядочное разбросанные диффузно-хлопьевидные скопления, переходящие из одного оптического индивида в другой. Количество СФВ резко снижается на участках развития наложенной мелко мозаичной структуры, а в полностью перекристаллизованном сахаровидном кварце приконтактных роговиков (как и в образцах из гранитоидов) присутствуют только сравнительно более крупные поздние включения, приуроченные к полостям залеченных трещин.

Наблюдаемые в оптическом микроскопе даже при максимальных увеличениях как точечные, объекты СФВ заметно влияют на некоторые физические свойства кварца, и прежде всего, на плотность, которая, как показали измерения при помощи градиентной трубки (17 проб по 100 зерен размером 0,5—0,75 мм), для всех разновидностей меньше эталонного 2,65 г/см³. Плотность жильного кварца из верхоянской толщи составляет 2,609—2,628 г/см³, в некоторых золотоносных образцах 2,591—2,614, а в отдельных зернах даже 2,554. Кварц из жил в гранитоидах является заметно более однородным (2,616—2,638 г/см³).

По мере приближения к контактам гранитных батолитов и увеличения степени метаморфизма вмещающих осадочных пород жильный кварц становится более «тяжелым» (2,633—2,639 г/см³) и однородным. Предположив сферическую форму СФВ со средним диаметром 0,2 мкм, можно подсчитать, что при дефиците плотности 0,02 г/см³, характерном для жильного кварца осадочных и дайковых пород, число таких включений в 1 см³ вещества может составить 10¹³, а в рудных образцах даже 10¹⁴. Сходные цифры приведены в работе О.А.Сустава [14].

Результаты более 200 определений потерь при прокаливании согласуются с плотностными характеристиками. Судя по минимальным потерям при прокаливании (чтобы исключить влияние возможного механического выброса материала), золотоносные кварцы отличаются наибольшей потерей массы (0,24 %) как от безрудных жил, залегающих в роговиках (0,06 %) и зеленосланцевых породах (0,10 %) верхоянской толщи, так и от образцов из батолитовых гранитоидов (0,08 %). Динамика выделения флюидного вещества включений была изучена на 20 пробах кварца (навеска 5 г) при помощи дериватографа Q = 1500 D (Венгрия), при скорости нагревания 10°C/мин и установлении чувствительности DTG = 1 мВ, а DTA = 500 мкВ.

Общая потеря массы за счет удаления флюидного компонента (20—580 °C) составила 0,054—0,289 %, большая часть которой приходится на температуры (до 330 °C) раскрытия газовой-жидких включений [17], тогда как ΔG в области точки инверсии 530—580 °C (структурная H₂O), как правило, составляет 0,003—0,024 %. На кривых

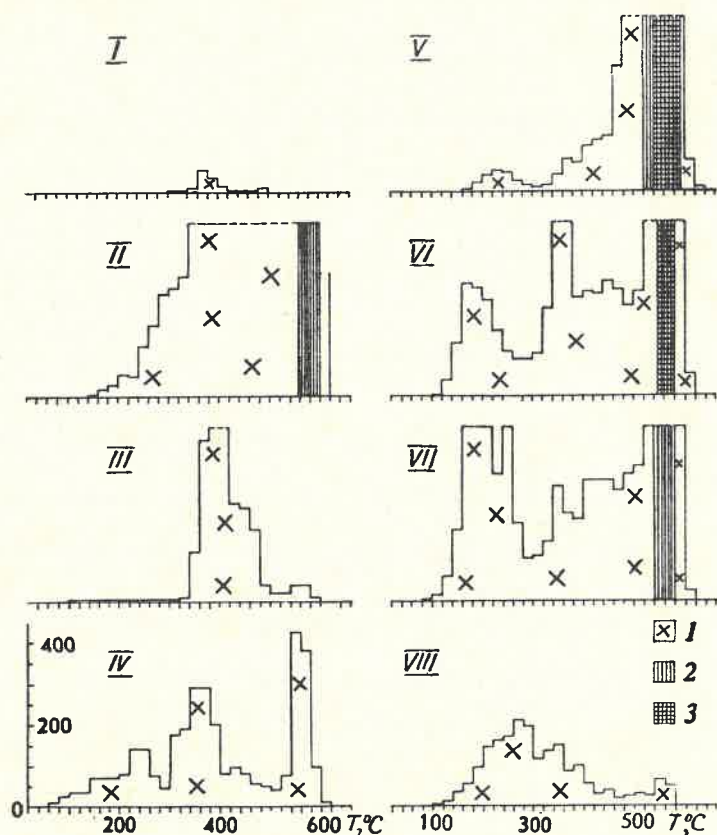


Рис. 1. Гистограммы декрепитации:

золотоносный кварц: I — вне зоны контактового воздействия гранитных батолитов, II — внутри этой зоны; безрудные жилы в гранитоидах комплексов: III — хатыннахского, IV — колымского; осадочно-метаморфические породы на расстоянии от границы Большепорожнинского интрузивного тела, м: V — 3400, VI — 1000, VII — 550, VIII — 50; число импульсов: 1 — 400—1200, 2 — 1200—1600, 3 — более 1600

DTG проб из безрудных жил в зеленосланцевых породах в районе Большепорожнинского массива наблюдается в интервале 200—340°C специфический эффект потери массы, достигающий 0,168 %, отсутствующий у жильного кварца гранитов, при контактовых роговиков и золоторудных объектов.

Результаты термозвукового изучения на установке Д-1 (чувствительность 2,1) выявили некоторые особенности строения жильного кварца различных местонахождения и рудоносности. Золотоносный кварц обнаруживает слабые декрепитационные эффекты, которые появляются только при увеличении чувствительности прибора на порядок, начиная с температуры 320°C с максимумом у точки инверсии 560—580°C (рис. 1). Учитывая относительно большие отрицательные дефект плотности и потерю массы при прокаливании (до 340°C) малая декрепитационная активность может служить дополнительным признаком преобладания субмикроскопических флюидных включений в рудных образцах. По данным Е.Е.Костылевой [7], при нагревании СФВ не взрываются, но их содержимое может через дефектные зоны кристалла выходить на его поверхность [13].

Проба из месторождения Восточное, расположенного почти у границы интрузивного массива Хатыннах, по температурам и необычной интенсивности растрескивания, особенно в момент $\alpha \rightarrow \beta$ -перехода (560—600°C), выделяется среди прочих золотоносных образцов и приближается по термозву-

ковым особенностям к безрудным жилам. В этой категории проб эффект растрескивания кварца зависит от положения жилы в экзоконтактовом ореоле батолитовых тел. Минимальная и сравнительно низкотемпературная (140—400°C) декрепитация свойственна пробам из зоны непосредственного контакта с гранитами. По мере удаления от них возрастает интенсивность растрескивания в интервале 500—600°C, при этом начало инверсионного ($\alpha \rightarrow \beta$) перехода сдвигается в сторону более низких температур с 560 до 500°C (рис. 2).

Сопоставляя декрепитограммы с соответствующими дериватографическими и плотностными характеристиками, можно сделать некоторые предварительные выводы.

1. Тепловое воздействие интрузии на жильный кварц «стирает» звуковой эффект, вызванный $\alpha \rightarrow \beta$ инверсией при повторном (экспериментальном) нагревании; образцы, однажды испытавшие структурный переход, как бы сохраняют «память» о бывшей высокотемпературной модификации.

2. Непосредственно у контакта с интрузией (50—1000 м) в кварце присутствуют флюидные включения рекристаллизационного происхождения, взрывающиеся в интервале 220—500°C, и поздние, более низкотемпературные (140—210°C) включения залеченных трещин.

3. Во внешней части экзоконтактовой зоны (более 1000 м) безрудный кварц, также как и золотоносный, содержит преимущест-

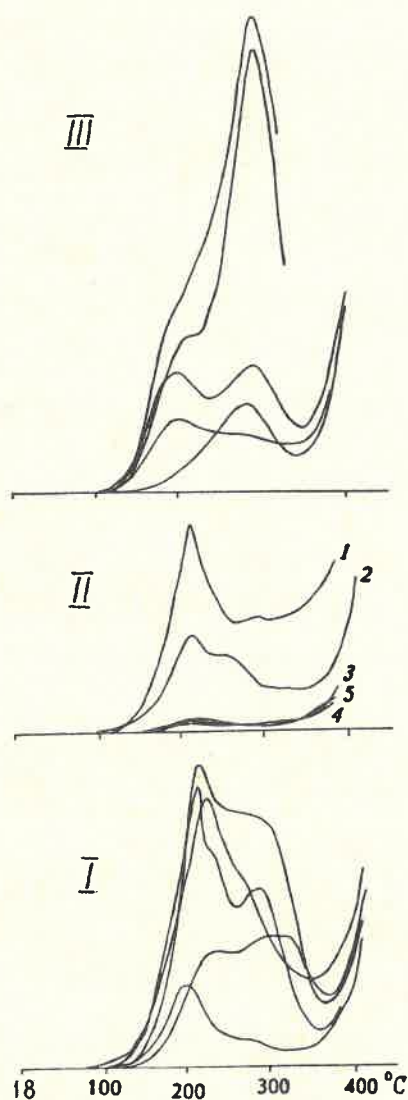


Рис. 2. Кривые термолюминесценции:

I — золоторудный кварц; II — безрудный кварц из жил в осадочно-метаморфических породах; III — гранитоиды; расстояние от границы Большепорожнинского интрузивного тела, м: 1 — 50, 2 — 550, 3 — 1600, 4 — 2500, 5 — 3400

венно СФВ, практически не дающие звуковых эффектов до 500°C .

Декрепитация жильного кварца гранитоидов характеризуется относительно небольшим числом звуковых импульсов в интервале $360\text{--}480^{\circ}\text{C}$, часто количественно превосходящими эффект в области $\alpha \rightarrow \beta$ -перехода.

Результаты ИК-спектроскопического изучения кварцевых пластинок указывают на существенно водный состав субмикроскопических флюидных включений. Вариации степени поглощения в области $3200\text{--}3600\text{ см}^{-1}$ свидетельствуют о присутствии свободной H_2O в образцах из терригенных и дайковых пород (в т.ч. и рудных объектов) и отсутствии заметных количеств воды в кварцах из гранитов и приконтактных роговиков.

Сравнительно крупные ($10\text{--}15\text{ мкм}$) включения в жильном кварце рудопроявляющей малосульфидной золото-кварцевой формации имеют обычно двухфазовое наполнение из газообразной или жидкой углекислоты (до $1/3$ объема) и высококонцентрированного щелочно-хлоридно-бикарбонатного раствора [3, 4, 9 и др.]. Флюидными же, по-видимому, являются также и субмикроскопические включения [14]. Судя по результатам измерения pH суспензии [6], сходный химический состав имеют включения в нерудном жильном кварце осадочно-метаморфических пород верхоянской толщи (табл. 2).

При нагревании кварц люминесцирует в интервале $120\text{--}380^{\circ}\text{C}$; интенсивность и температурные параметры свечения, измеренные на модифицированной установке Термолюм-1, также могут быть использованы в качестве типоморфного признака. Пробам из безрудных жил свойственна сравнительно слабая и низкотемпературная (максимум около 200°C) термолюминесценция (см. рис. 2). Интенсивность свечения возрастает по мере приближения к контактам гранитных батолитов.

Жильные кварцы гранитоидов характеризуются более разнообразной по высоте пиков (см. рис. 2) и высокотемпературной (максимум у 300°C) термолюминесценцией. Интенсивность свечения у этих двух последних групп проб в целом пропорциональна содержанию в кварце примеси структурного алюминия (O-Al/Me^+ центров), определенного методом ЭПР (аналитик П.Л.Смолянский); в среднем $2,5\text{ г/т}$ в образцах из слабометаморфизованных сланцев и песчаников, 4 г/т — роговиков и 5 г/т — гранитоидов. Примерно в таких же соотношениях находится число радиационных центров в кварце из осадочных ($0,3 \cdot 10^{15}\text{ Е/г}$) и магматических ($(0,5\text{--}0,85) \cdot 10^{15}\text{ Е/г}$) пород.

Значительная общая интенсивность свечения (светосумма) и соотношение пиков на кривых термолюминесценции у 200 и 300°C , близкое к единице (см. рис. 2), отличают золотоносный кварц от безрудного в жилах, залегающих в осадочно-метаморфических и дайковых породах верхоянской толщи. Характерное сильное термосвечение рудных кварцев вообще [11, 18] принято объяснять повышенной концентрацией в них «алюминиевых» центров [5, 8], но в исследованных образцах количество структурного алюминия (2 г/т и меньше) даже несколько ниже, чем в безрудных пробах. Можно предположить, что обильные в золотоносном кварце субмикроскопические флюидные включения, наиболее мелкие из которых (10^{-2} мкм и меньше) уже соизмеримы со структурными неоднородностями типа геледефектов или кластерами аквакомплексов [13], вызывают значительные упругие деформации окружающей их матрицы,

2. Типоморфные признаки жильного кварца

Характеристики жильного кварца	Осадочно-метаморфические и дайковые породы верхоянской толщи			Породы гранитных батолитов
	Рудоносные	Безрудные		
		Сланцы, песчаники	Роговики	
Структура	Деформационные		Роговиковая, метаморфическая	Аллотриоморфно-зернистая ростовая
Минералы-спутники	Карбонаты, гидрослюда, пирротин Сульфиды		Апатит, эпидот, гранат	Слюда, полевые шпаты, магнетит, ортит
Элементы-примеси	Au, Ag, Pb, Bi, As Fe, Mg, Sr, Mn			Sn, Li, Nb, U
Флюидные включения	СФВ, микроскопические газовой-жидкие		Микроскопические газовой-жидкие	
Плотность, г/см³	2,554—2,634	2,60—2,623	2,619—2,640	2,611—2,639
Потери при прокаливании, %	0,24	0,10	0,06	0,08
Температурные интервалы специфической потери массы, °C	20—200	20—330	20—200	2—200
Декрепитация при T, °C	Слабая 320—580	Сильная 500—600	Средняя 140—500	Средняя 300—480
ИК-спектроскопия	Заметное поглощение в области 3200—3400 см		Отсутствие поглощения в области 3200—3400 см	
pH суспензии	6,35—8,25	6,48—8,34	6,62—6,90	6,05—6,85
Термолюминесценция, °C	Сильная, максимум 200	Слабая, максимум 200	Средняя, максимум 200	Переменная, максимум 300
Структурный алюминий, г/т	2	2,5	4	5
Радиационные центры, 10 ¹⁵ Е/г	0,3	0,3	0,3	0,5—0,85

П р и м е ч а н и е. Для кварца во всех породах характерна одна стадия минерализации.

рекомбинация которых при отжиге вызывает усиление свечения при температуре 250—350°C.

Геодинамические и геотермические условия окружающего пространства определяют особенности физических свойств кварца. Формировавшийся в пластичных водонасыщенных осадочных породах верхоянской толщи жильный материал отличается разнообразными деформационными структурами и обилием специфических субмикроскопических флюидных включений, возникающих при кристаллизации в механически напряженной среде [14]. Концентрация СФВ приводит к понижению плотности, увеличению потерь при прокаливании, соответствующим изменениям в ИК-спектрах и повышению pH суспензии. Сравнительно небольшое количество «алюминиевых» центров (2—2,5 г/т структурного Al) и усиление декрепитационного эффекта у точки $\alpha \rightarrow \beta$ -перехода возможно отражают сравнительно низкую (относительно батолитовых и контактово-метаморфизованных пород) температуру кристаллизации.

В «сухих» и «жестких» гранитоидах жильный кварц в значительной мере сохраняет ростовую аллотриоморфную структуру;

среди немногочисленных флюидных включений преобладают вторичные газовой-жидкие включения залеченных трещин, определяя тем самым повышенную плотность, малые потери при прокаливании, отсутствие водных линий в ИК-спектрах, «кислые» pH суспензии. Более высокотемпературное происхождение приводит к ослаблению интенсивности растрескивания у точки инверсии, а также к увеличению количества структурных Al-дефектов кристаллической решетки (см. табл. 2).

Кварцевые жилы в осадочных и дайковых породах, включая рудоносные, попадая в зону активного термического воздействия крупных интрузивных массивов (1 км и менее) претерпевают заметный метаморфизм и по многим физическим и химическим признакам приближаются к таковым, находящимся в гранитоидах, подтверждая мнение о добатолитовом (дораннемеловом) возрасте рудопоявления золото-кварцевой формации на изученной территории Яно-Колымского складчатого пояса [12].

Явная аналогия в минералогических и геохимических особенностях кварца указывает на общий источник вещества и сходные условия образования практически всех

жилых образований, залегающих в осадочно-метаморфических и дайковых породах верхоянской толщ. Наряду с включениями рудных минералов (геохимическими аномалиями) важным типоморфным признаком золотоносных образцов можно считать повышенное содержание субмикроскопических флюидных включений, приводящее к аномальному разуплотнению (до 2,55 г/см³ кварца, ослаблению эффекта декрепитации на всем диапазоне температур (20—600°C) и необычайно интенсивной термолюминесценции из-за напряженного состояния кристаллической решетки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апельцин Ф.Р.* Формации малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР // *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., 1960. С. 715—718.
2. *Буряк В.А.* *Метаморфизм и рудообразование*. — М.: Недра, 1982.
3. *Васильев Б.Д., Василенко В.Н.* Минералогические критерии рудоносности и особенности формирования самородного золота по результатам экспериментальных исследований // *Минералогические критерии оценки рудоносности*. Л., 1981. С. 167—175.
4. *Давиденко Н.М.* Физико-химические условия образования руд золото-кварцевой формации (на примере Чукотки) // *Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1980. Вып. 25. С. 99—106.
5. *Комов И.Л., Самойлович М.И.* Природный кварц и его физико-химические свойства. — М.: Недра, 1985.
6. *Косылева Е.Е., Сухушина Т.К.* Значение pH суспензии рудного кварца // *Геохимия*. 1957. № 7. С. 621—625.
7. *Косылева Е.Е.* Некоторые методы изучения рудосного кварца. — М.: Наука, 1964.
8. *Матяш И.В., Брик А.Б., Заяц А.П., Мадыкин В.В.* Радиоспектроскопия кварца. — Киев: Наукова Думка, 1987.
9. *Пальмова Л.Г., Копнева Л.А.* Физико-химическая характеристика золотоносных растворов // *Теория и практика термобарогеохимии*. М., 1978. С. 101—106.
10. *Панычев И.А.* Золоторудные жилы верховьев Колымы // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1978. Вып. 24. С. 80—85.
11. *Потапов А.А., Курлей А.Е., Денисенко Н.П.* Минералого-геохимические различия рудного и безрудного кварца золоторудной прожилково-вкрапленной формации восточного склона Кузнецкого Алатау // *Критерии прогнозирования и оценка эндогенных месторождений Сибири*. Новосибирск, 1985. С. 64—72.
12. *Серебряков В.А.* О соотношении месторождений золота с гранитами в южной части Иньяли-Дебинского синклиория // *Колыма*. 1963. № 4. С. 31—35.
13. *Стенина Н.Г., Сотников В.И., Королюк В.Н., Ковалева Л.Т.* Микроструктурные особенности гидротермального кварца как показатель его рудоносности // *Геохимия*. 1988. № 5. С. 641—653.
14. *Сустанов О.А.* Диагностика, условия образования и поисковое значение субмикроскопических флюидных включений // *Минералообразующие флюиды и рудогенез*. Киев, 1988. С. 156—162.
15. *Фирсов Л.В.* Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса // *Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока*. М., 1966. С. 132—146.
16. *Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшеевский А.В., Ворцнев В.В.* Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1988.
17. *Юргенсон Г.А.* Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. — М.: Недра, 1984.
18. *Chariet J.M.* Quinif La thermoluminescence des quartz du district aurifere de Saint-Yrieix (Haute Vienne, France) // *C.R.Acad. sci.*, 1985, ser. 2, 300. N 20. P. 997—1002.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 553.98(470.41)

© В.Г.Смирнов, 1995

Палеогеоморфологические условия формирования терригенных отложений девона на территории Татарстана

В.Г.СМИРНОВ (ПО «Татнефтегеофизика»)

По широко распространенному представлению, терригенные отложения девона в Татарстане формировались в условиях расчлененного палеорельефа додевонской поверхности: в течение всего среднего и начале позднего (пашийско-кыновское время) девона на территории Северо-Татарского свода (СТС) сохранялась унаследованная от додевонского периода суша, подвергавшаяся эрозии, а продукты разрушения сносились в

окружающий ее морской бассейн [6]. Считается, что признание господствующего положения Северной вершины по отношению к окружающим ее впадинам и неоднократных перерывов в осадконакоплении в период формирования терригенной толщи девона имеет первостепенное значение при реконструкции геологического развития этой территории [13].

Поверхность кристаллического фунда-

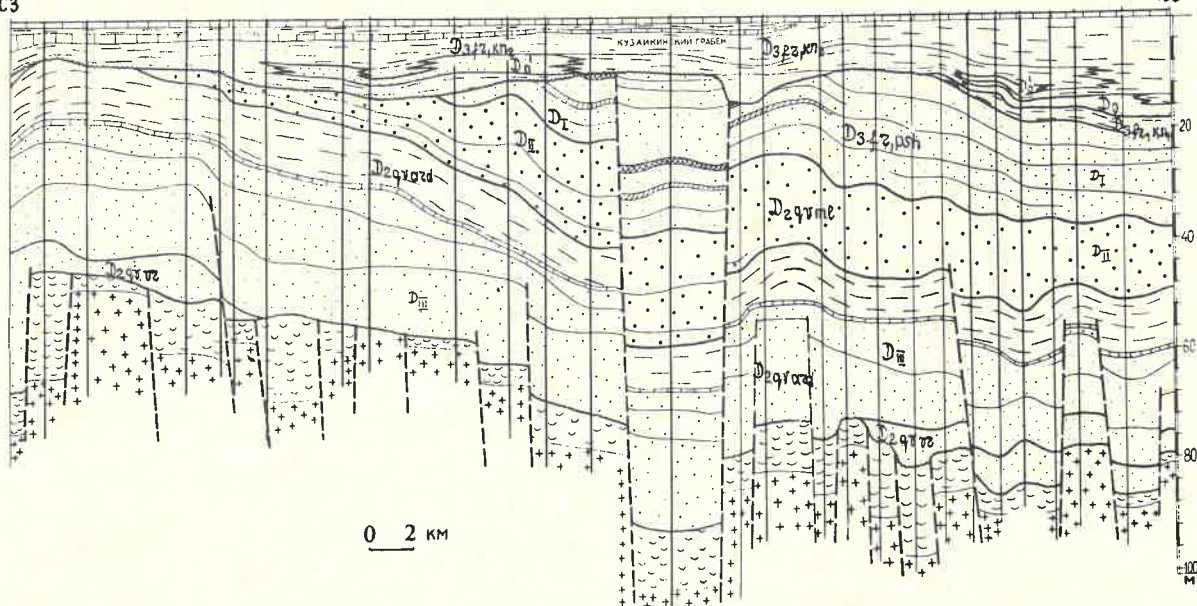


Рис. 2. Палеогеологический профиль терригенных отложений девона от додевонской поверхности до подошвы репера «аяксы» по линии В—В:

усл. обозначения см. рис. 1

хорошо ассоциируется с охарактеризованной выше гипотезой, положенной в основу всех геологических изысканий, осуществляемых научными организациями республики, прогнозной оценки нефтеперспективности земель Татарстана, разработки рекомендаций на поисково-разведочное бурение.

Во многочисленных публикациях о Северо-Татарском палеосводе и его влиянии на осадконакопление в девонскую эпоху даже не ставился вопрос о том, что же разрушалось столь длительное время на Северо-Татарской суше. В связи с аналогичными геологическими построениями Д.В.Наливкин справедливо заметил: «Допуская разрушение, мы сейчас же должны указать, что разрушалось. Один воздух разрушаться не может» [5, с. 13]. В самом деле, ведь что-то разрушалось и это «что-то» должно быть представлено объектом солидных размеров. Громадную толщу эрозия способна уничтожить всего за 1 млн лет. Ответ на этот вопрос, по мнению автора, вполне однозначен: разрушались терригенные отложения девона, сформировавшиеся здесь в полном объеме в ардатовско-раннекыновское время живетско-франского века. Они подверглись размыву лишь в средне-позднекыновский этап развития Татарского региона [7, 9—11]. Существование Северо-Татарской суши в течение всего среднего и начале позд-

него девона — один из классических примеров псевдодолительных перерывов в осадконакоплении, длительность которых определяется без учета эрозионных процессов и вследствие этого ошибочно принимается равной времени формирования отложений, выпавших из разрезов осадочных толщ.

В 1990—1993 гг. для изучения геологического строения терригенной толщи девона нами проанализированы и обобщены материалы, полученные в результате бурения более 2000 скважин и сейсморазведочных работ на западном и северном склонах Южно-Татарского свода (ЮТС). Эти исследования подтвердили в основном развиваемую в течение нескольких лет концепцию о палеогеоморфологической обстановке осадконакопления в средне-позднедевонскую эпоху [7, 9, 10]. В то же время они вынудили внести определенные коррективы, особенно в интерпретацию материалов о геологическом развитии Татарского региона в кыновское время [11].

Проведем краткий обзор литолого-стратиграфических комплексов терригенного девона. Наиболее древний бийско-воробьевский аргиллито-песчаный комплекс эйфельско-живетского яруса развит в регионе спорадически. Его поля имеют весьма прихотливые очертания и расположены обычно в пределах регионально выраженных отрицательных форм (южная часть Алтунино-Шу-

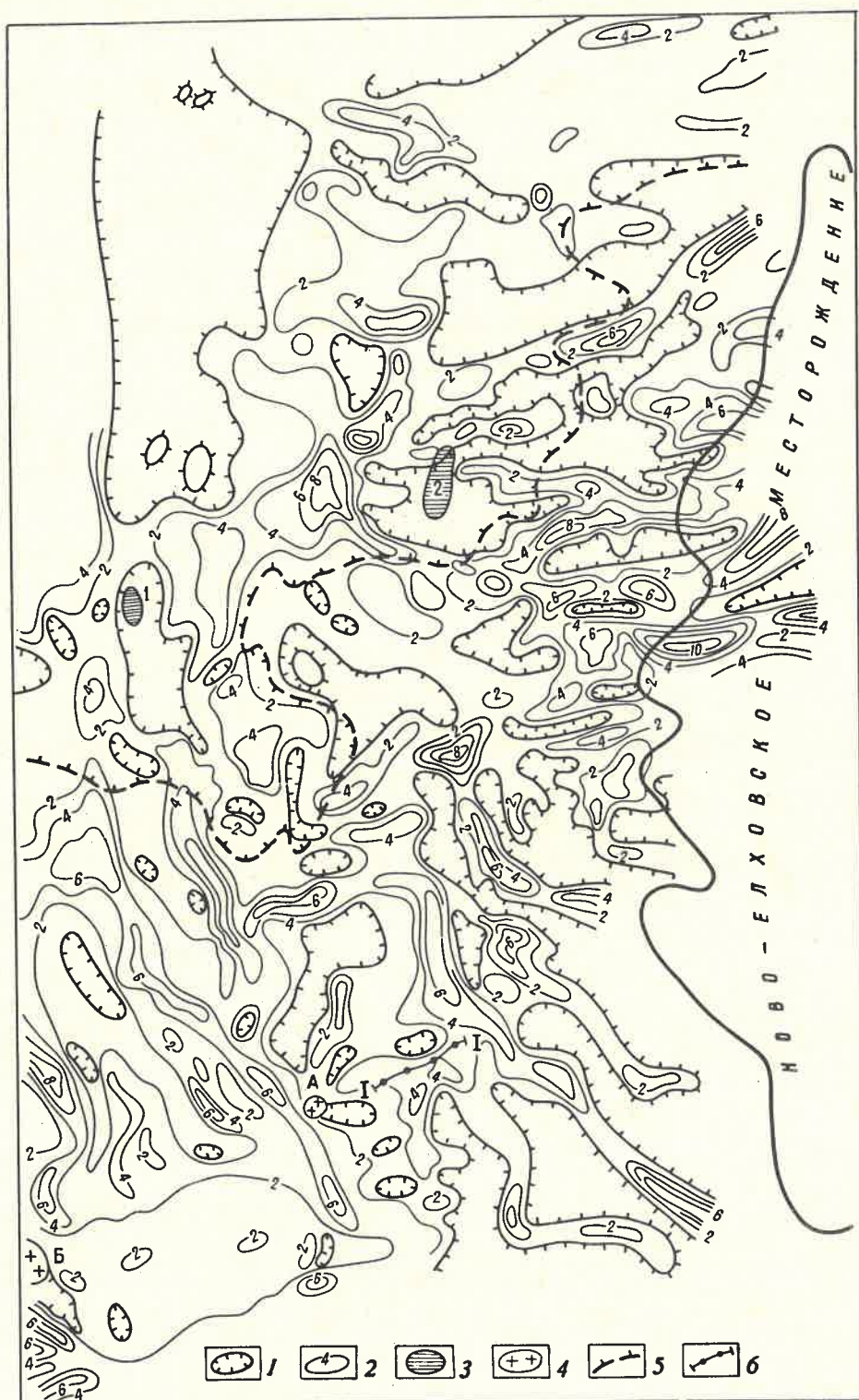


Рис. 3. Карта суммарной мощности пластов-коллекторов среднемиоценовых слоев:

1 — зоны отсутствия пластов-коллекторов; 2 — изопахиты суммарной мощности пластов-коллекторов, м; 3 — месторождения нефти (1 — Солончакское, 2 — Черемшанское); 4 — выступы пород кристаллического фундамента (А — Сотниковский, Б — Эштебенский); 5 — зона развития пласта D₀; 6 — линия профиля I—I

накского грабена, Казанско-Кировский авлакоген) и мелких западин рельефа поверхности кристаллического фундамента (рис.

1, 2). Мощность отложений изменяется от 80 м у д. Шугурово до 1 м на СТС. Известно, что в Западной Татарии в 1969—1971 гг.

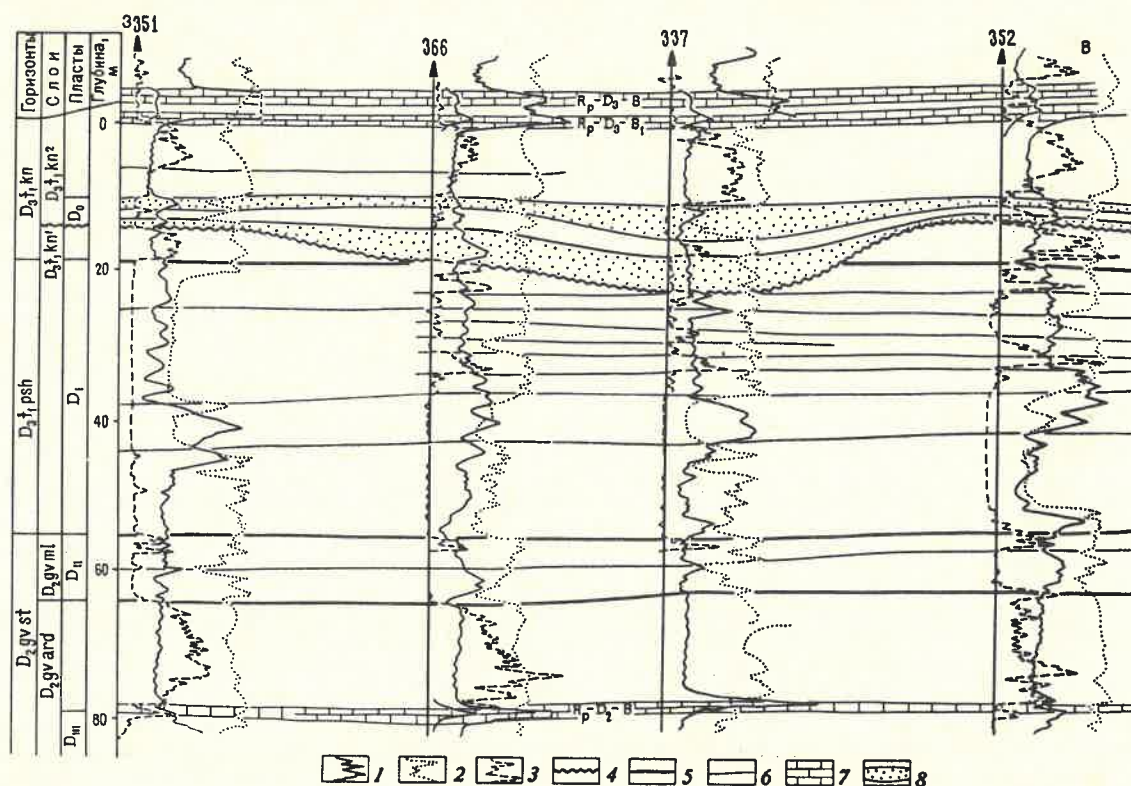


Рис. 4. Палеогеологический профиль терригенных отложений девона от подошвы репера «средний известняк» до подошвы репера «аяксы» по линии I—I:

кривые: 1 — КС, 2 — ПС, 3 — кавернограмма; 4 — поверхность размыва терригенных отложений девона; 5 — границы стратиграфических подразделений; 6 — литологические границы; 7 — известняки; 8 — песчаники и алевролиты с прослоями коллекторов; $R_p - D_3 - B$ — репер «аяксы»; $R_p - D_3 - B_1$ — репер верхнекыновский известняк, $R_p - D_2 - B$ — репер «средний известняк»

было пробурено значительное число скважин. Основываясь на полученные в эти годы данные, Е.Е.Иванов и С.И.Шевцов [2] пришли к выводу о широком развитии в Казанско-Кировском авлакогене и СТС воробьевских отложений (пласт D_{IV}).

Ардатовские слои старооскольского горизонта живетского яруса залегают трансгрессивно на поверхности кристаллического фундамента. В основании слоев расположены песчаники и алевролиты пласта D_{III} , а в кровельной части — прослой «среднего известняка» и перекрывающие его аргиллиты и алевролиты. В базальных прослоях пласта D_{III} нередко отмечаются увеличение крупнообломочной примеси и довольно частое присутствие разнотернистых гравийных песчанников. Зона развития последних на эрозионной поверхности терригенных отложений девона интерпретируется в публикациях в качестве прибрежной фации ардатовского моря [6]. Мощность ардатовских слоев изменяется от 60 м в южных районах Татарстана и Казанско-Кировском авлакогене до 25 м на Танайско-Бехтеревской, Привятской, Уратьминской, Мензелино-Актанышской площадях. Сокращение мощности слоев происходит за счет влияния рельефа додевонской поверхности на мощность пласта

D_{III} . Это особенно отчетливо проявляется в районах Эштебенькинского, Сотниковского (рис. 3, см. рис. 1), Станового, Казанского, Фоминского и других выступов пород кристаллического фундамента. Над их наиболее приподнятыми участками терригенные отложения девона выпадают из разреза осадочной толщи. Во всех случаях захоронения элементов древнего рельефа установлены структуры несогласного прилегания осадочной толщи к породам кристаллического фундамента. В зоне малых мощностей ардатовских слоев (0—20 м) на СТС они представлены нижней частью разреза пласта D_{III} . На Привятской площади (см. рис. 1, профиль А—А) вскрыт покров палеоандезитового состава мощностью 32 м, залегающий на выветрелых кровельных отложениях ардатовских слоев. Корой выветривания покрыта и кровля эффузива [2].

Существенных литологических изменений в пласте D_{III} не установлено. Над базальными слоями расположены мелко-, иногда среднетернистые отсортированные песчаники с примесью алевролитовых и глинистых частиц и алевролиты с примесью песчаных частиц. Повсеместно в Татарстане пласт D_{III} имеет сходные геологическое строение, литологический состав, процентное

соотношение разностей пород разреза. Г.Л.Мирополюская [4] констатировала, что разрезы пласта у г.Елабуга и д.Бавлы по суммарной роли в них песчаников, алевролитов и аргиллитов подобны. Б.М.Юсупов [14] на основе обобщения геологических материалов по юго-востоку Татарстана и районов к северу и западу от СТС пришел к выводу, что ардаговские слои в этих регионах одновозрастные, откладывались приблизительно в аналогичных фациальных условиях и имеют сходную палеогеографическую историю.

В составе муллинских слоев старооскольского горизонта (рис. 4, см. рис. 1, 2) выделяются две пачки пород: нижняя песчано-алевролитовая (пласт D_{II}) и верхняя алевролит-аргиллитовая в юго-восточных районах Татарстана с маркирующим репером «черного известняка». Мощность слоев колеблется от 50 м (Казанско-Кировский авлакоген) до 10 м (Нурлат, Танайско-Бехтеревская площадь). На западном склоне СТС в Ветровском грабене (см. рис. 1) скважинами вскрыты терригенные отложения девона мощностью более 60 м. Они представлены ардаговскими слоями и налегающими на них песчано-глинистыми муллинскими образованиями.

На Ромашкинском месторождении нефти в составе пашийского горизонта (пласт D_I) франского яруса обычно обособляется до пяти песчаных прослоев (от «а» до «д»). Они отделены друг от друга алевролитами или аргиллитами. Песчаники мелко- и среднезернистые, нередко высокопористые. Это основной нефтеносный горизонт. Мощность его составляет 20—40 м (см. рис. 1, 2, 4), достигая 60 м и более в субмеридиональных Кузайкинском и Баганинском грабенах.

С целью детального изучения геологического строения кыновского горизонта и на этой основе палеорельефа поверхности перерыва, нами выделены ниже-, средне- и верхнекыновские слои. Первые объединяют аргиллитовую толщу (аналог гайнинской пачки) с репером «верхний известняк» в ее основании. Последний прослеживается только в восточных районах республики (см. рис. 1, профиль А—А).

К среднекыновским слоям отнесены пласт D_0 и расположенная выше по разрезу толща аргиллитов (аналог арчединской пачки) мощностью до 20 м. Аргиллиты зеленоватосерые, шоколадно-коричневые, тонкослоистые. Наибольшую мощность они имеют на Ромашкинском месторождении и на юго-востоке Татарстана. В пласте D_0 , развитом лишь на востоке региона (см. рис. 1, 3), и арчединской пачке на западном ЮТС и юго-восточном СТС склонах присутствуют прослои коллекторов, именуемые соответственно пластами D_0 и D_0^I .

На юго-востоке Татарстана над пластом D_0 обычно залегает пачка карбонатных пород (репер «среднекыновский известняк»)

мощностью до 1,5 м. На западном и северном склонах ЮТС между подошвой репера «аяксы» и кровлей арчединских аргиллитов появляется маломощная (1—5 м) пачка аргиллито-алевролитового, иногда мергельного состава с карбонатным прослоем в основании. В этом прослое, именуемом верхнекыновским известняком, содержатся остатки типично кыновской нормально морской фауны. В Алтунино-Шунакском грабене она увеличивается до 25 м. На юго-восточном склоне СТС в аргиллито-алевролитовой пачке установлено присутствие песчаников пласта D_0^{II} . Все открытые здесь нефтяные залежи сформировались в этом пласте. Во вмещающих пласт терригенных отложениях встречаются переотложенные споры пашийского и старооскольского горизонтов.

В Казанско-Кировском авлакогене кыновский горизонт представлен арчединской пачкой, верхнекыновским известняком и налегающими на него песчаниками и алевролитами (см. рис. 1, профиль Б—Б). Отмечается естественное утонение к бортам авлакогена всех прослоев горизонта. Мощность последнего в осевой зоне авлакогена составляет 50—90 м, достигая иногда 174 м (Приказанская площадь). В районе Казакларской структуры песчано-глинистые отложения переслаиваются с лавами андезитобазальтового состава и прослоями пепловых туфов. Кыновский горизонт содержит здесь песчаные прослои пластов D_0^I и D_0^{II} .

Н.Д.Азаматова, Г.П.Батанова и И.В.Бадьянова [1], основываясь на изучение фаунистических и спорово-пыльцевых комплексов пашийско-кыновских образований востока Татарстана, пришли к заключению, что «верхний известняк» и залегающая над ним гайнинская пачка сформировались в завершающую стадию пашийского цикла осадконакопления. Мы присоединяемся к этому мнению [7, 8, 10].

В состав верхнекыновских слоев (аналог кикинской пачки) вошли отложения от подошвы репера «аяксы» до кровли кыновского горизонта. Кикинская пачка и саргаевский горизонт ранее выделялись в качестве шугуровской свиты (см. рис. 1, профиль А—А). Ее мощность колеблется от 4 м на востоке региона до 130 м в Казанско-Кировском авлакогене. Соответственно происходит изменение состава от существенно карбонатного до карбонатно-глинистого. Шугуровский этап геологического развития территории СТС и Казанско-Кировского авлакогена достаточно полно охарактеризован в работе [9].

Отметим некоторые общие черты геологического строения терригенных отложений девона Татарии.

1. Выделяются три близких по своему характеру цикла осадконакопления: ардаговский, муллинский, пашийско-раннекыновский. Сформированные ими фацально-литологические комплексы в рамках мест-

ной шкалы Стратиграфического кодекса СССР отвечают, очевидно, рангу свит.

2. Литологический состав и объем ардатовских и муллинских слоев, пашийского горизонта при сохранении в разрезе соответственно муллинских слоев, пашийского горизонта и гайнинской пачки практически не изменяются (см. рис. 1, 2).

3. При движении от ЮТС к СТС из разреза последовательно выпадают все более древние комплексы пород за счет выделения все более глубоко залегающих слоев сначала гайнинской пачки, а затем пашийского горизонта и живетских образований. Совершенно аналогичное явление наблюдается при движении от осевой зоны Казанско-Кировского авлакогена в направлении СТС (см. рис. 1, 2). Иными словами, чем древнее регионально выраженная таксономическая единица разреза ардатовско-нижнекыновских отложений, тем большую площадь она занимает. При захоронении древнего рельефа (гипотетического Северо-Татарского палеосвода) картина была бы, очевидно, совершенно иной — с увеличением возраста отложений уменьшалась бы площадь их развития.

4. Среднекыновские слои залегают (исключение — восточные районы) на нижележащих породах трансгрессивно. Это доказывает тем, что при движении от Ромашкинского месторождения в северо-западном направлении все более молодые (верхние) среднекыновские слои перекрывают все более древние (нижние) отложения гайнинской пачки, пашийского горизонта, а затем и живетского яруса. Отчетливо устанавливается трансгрессивное залегание архединской пачки на нижележащих породах и на восточном борту Казанско-Кировского авлакогена (см. рис. 1, 2).

5. Шугуровская свита на территории СТС налагает на породы живетского яруса и кристаллического фундамента с угловым несогласием.

6. Лишь на незначительных по площади участках СТС терригенные отложения девона выпадают из разреза осадочной толщи. На остальной же территории повсеместно развиты отложения нижней части пласта D_{III} . Только на отдельных локальных участках разрез представлен или бийско-воробьевскими песчано-аргиллитовыми образованиями и отложениями нижней части пласта D_{III} , или ардатовскими слоями в своем полном объеме, или ардатовскими и перекрывающими их муллинскими слоями.

Наши выводы соответствуют опубликованному фактическому материалу. Так, например, А.Р.Кинзикаев, И.М.Акишев, А.К.Михайлов [3] установили, что в западных и северо-западных районах Акташско-Новоелховского месторождения верхняя часть пласта D_I размыта. В работе [5] констатируется убывание стратиграфической полноты и мощности терригенных отложе-

ний девона по направлению к СТС и к западной части Мелекесской впадины. Отмечается, что на западе депрессии пашийский горизонт представлен лишь нижней частью, соответствующей (при сравнении с ромашкинским разрезом) пачкам, содержащим прослой «г» и частично «в». Муллинские слои местами полностью размыты. В Мелекессе сохранилась лишь частично их нижняя песчаная часть. Кыновские песчаники или аргиллиты непосредственно налегают на пласт D_{II} . На контакте установлены прослой каолинизированных глин и местами скопления болитов шамозита (Аканская площадь). По данным работы [2], в пределах Казанско-Кировского авлакогена сохранилась лишь нижняя часть пашийского горизонта, которую можно сопоставить с нижнепашийским подгоризонтом юго-востока Татарии. Выпадает здесь из разреза и нижнекыновский (аналог гайнинских слоев) подгоризонт и т.д.

Все вышесказанное указывает на то, что ардатовско-нижнекыновские образования сформировались на всей территории Татарстана на нерасчлененной поверхности кристаллического фундамента и практически в полном объеме. Известно, что Н.С.Шатский выделял терригенные отложения девона Восточно-Европейской платформы в качестве автохтонной терригенной формации. По мнению Н.М.Страхова [12], для возникновения любой формации необходимо сохранение в течение продолжительного времени определенных условий седиментации. Эти условия существовали в Татарстане в течение всего ардатовско-гайнинского времени.

В конце раннекыновского этапа западные и северо-западные районы испытали тектоническое воздымание. Оно сопровождалось дифференцированными движениями блоков кристаллического фундамента по тектоническим разломам главным образом меридионального простирания. В зоне отрицательной структуры древнего заложения, компенсированной воробьевскими отложениями, образован Казанско-Кировский авлакоген. По материалам разведочных скважин устанавливается ступенчатое строение как его бортов, так и юго-восточного склона СТС, обусловленное системой сбросов (см. рис. 1, 2).

Отчетливо картируются возникшие в это время структуры субмеридионального простирания: Ветровский и Тюлячинский грабены и блоки пород кристаллического фундамента горстовой природы Красноско-Пестречинский, Ковали-Чучинский и Кукморско-Юхмачинский. Вершина формирующегося СТС была расположена в это время на территории северной части Ковали-Чучинского горста (см. рис. 1). Терригенные отложения девона сохранились здесь от размыта в основном лишь в грабенах. Образование разломов сопровождалось излияниями лав палеоандезитового и андезитобазальтового

составов, формированием прослоев пепловых туфов.

Раннекыновской тектонической «буре» предшествовали на Уратьминско-Черемшанской площади тектонические движения по конседиментационным разломам, сформировавшим Баганинский и южную часть Кузайкинского грабенов. Мамадышский и Баганинский грабены, возникшие в разные этапы геологического развития, образуют единую тектонически погруженную зону. Этим движениям вне грабенов сопутствовало существенное сокращение по сравнению с ромашкинскими разрезами мощности муллинско-пашийских отложений при сохранении их стратиграфических объемов.

Становление Северо-Татарского палеосвода обусловлено образованием в западных и северо-западных районах обширной суши. Терригенные отложения в пределах этой суши подверглись эрозии. Материал разрушения сносился в морской бассейн. Море регрессировало на восток. Известно, что наклон слоев терригенной толщи на структурах измеряется первыми десятками минут и редко первыми градусами. Перед регрессирующим морем с берегами, сложенными рыхлыми осадочными породами, простиралась равнина с практически выровненным плоским рельефом. Этим объясняется огромное воздействие приливно-отливных течений морских вод на процессы седиментации в литоральной зоне, формирование прибрежно-морских фаций.

Течения создавали в мигрирующей прибрежной зоне многочисленные субширотные приливно-отливные желоба. Они обычно неширокие — 1—6 км, редко 10—12 км при глубине 3—15 м. Ложбины компенсируются отложениями пласта D_0 в основном за счет увеличения мощности его базальных слоев, зачастую представленных здесь песчаниками-коллекторами. Увеличение мощности компенсирующих отложений сопряжено с соответствующим уменьшением мощности подстилающих образований (см. рис. 4), что указывает на эрозионный генезис ложбин.

Пласт D_0 сформировался на этапе регрессии моря. Линия его выклинивания нами отождествляется, с определенной долей условности, с положением берега моря в завершающую фазу регрессии. Гайнинская пачка сохранилась в разрезе лишь в поле развития пласта D_0 в восточных районах региона.

Арчединское время — время трансгрессии моря на палеосушу запада и северо-запада Татарии. Начало трансгрессии, несомненно обусловленное погружением всего региона, на востоке и юго-востоке территории республики ознаменовалось формированием над пластом D_0 «среднекыновского известняка». Образовавшиеся при трансгрессии в палеорельефе поверхности перерыва эрозионные ложбины захоронены арчединской

пачкой, нередко содержащей в этом случае пропластки пород коллекторов пласта D_0^I (см. рис. 2). На Танайско-Бехтеревской, Привятской, Первомайской, Елабужской и других площадях на склонах СТС в разрезе присутствует до пяти пропластков коллекторов пласта D_0^I . В Казанско-Кировском авлакогене арчединские слои и залегающие над ними среднекыновские карбонатно-терригенные породы большой мощности содержат песчаные коллекторы пластов D_0^I и D_0^{II} (см. рис. 1). Все это прямое следствие интенсивного размыва на этапе трансгрессии моря терригенной толщи на территории Северо-Татарского палеосвода. После выклинивания арчединских аргиллитов на юго-восточном склоне последнего ложбины компенсируются терригенной пачкой с «верхнекыновским известняком» в основании. Они зачастую содержат здесь породы коллектора пласта D_0^{II} (см. рис. 1, профиль А—А). Нередко желоба на многочисленных локальных участках сливаются, а затем вновь расходятся. Поскольку породы-коллекторы формировались только в ложбинах поверхности перерыва, постольку конфигурация зон с различной суммарной их мощностью также ярко выраженная полосовидная (см. рис. 3). Все открытые в настоящее время на Уратьминско-Черемшанской площади месторождения и залежи нефти расположены в пределах развития пород-коллекторов среднекыновских слоев. Исключение представляют Черемшанское и Солончакское месторождения с нефтесодержащими породами пашийского горизонта, образовавшиеся вне названных зон (см. рис. 3). Достаточно полно среднекыновский этап геологического развития Уратьминско-Черемшанской площади охарактеризован в работе [11].

Тектонические движения на территории СТС какого-либо ощутимого влияния на осадконакопление в морском бассейне на востоке Татарстана не оказали. Об этом свидетельствуют выдержанность в поле развития пласта D_0 мощностей арчединской и гайнинской (вне ложбин) пачек и параллельность их слоев (см. рис. 4).

Среднекыновский период тектонической активности завершился образованием в зоне отрицательной структуры древнего заложения, компенсированной воробьевскими отложениями, Алтунино-Шунакского грабена. Его формирование совпало со временем накопления осадков «верхнекыновского известняка» (см. рис. 1, профиль А—А).

Шугуровский этап затухания активного тектогенеза обусловил лишь расширение площадей погружения кристаллического фундамента в южной части Алтунино-Шунакского грабена и на территории Казанско-Кировского авлакогена. Последнее вызвало перемещение вершины Северо-Татарского палеосвода с Ковали-Чучинского горста в район Кукмора (см. рис. 1). Это задокумен-

тировано аномально увеличенной мощностью шугуровской свиты [9].

Широко распространенное представление об изначальном отсутствии терригенной толщи девона на территории СТС, обусловленное унаследованным расположением в его контуре древнего палеосвода, противоречит всем фактическим материалам. Эта гипотеза уже длительное время тормозит развитие научной мысли, приводит к ошибочным геологическим построениям и, в конечном счете, к низкой эффективности поисково-разведочных работ.

Как отмечено в работе [6], в пашийское время резко обособленная меридиональная зона поднятий прослеживалась от верховьев рек Вятка и Кама почти непрерывно до района Балаково, возможно далее до района Волгограда. Разрыв меридиональной зоны поднятий в ее существенном звене — территории СТС (такого поднятия здесь в это время не существовало) выдвигает на повестку дня ревизию фактического материала о геологическом строении всей этой зоны поднятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азаматова Н.Д., Батанова Г.П., Бадьянова И.В. К вопросу уточнения стратиграфических границ в разрезе терригенной толщи девона Татарии // Тр. ТатНИИ. Бугульма, 1961. С. 67—73.
2. Иванов Е.Е., Шевцов С.И. Новые данные о строении терригенных отложений девона в западной части Татарии // Результаты поисковых работ и оценка перспектив нефтеносности территории Татарии. Казань, 1974. С. 66—73.
3. Кинзикеев А.Р., Акишев И.М., Михайлов А.К. Особенности строения терригенных отложений девона на склонах Альметьевского свода Татарского сводового поднятия // Тр. ТатНИИ. Бугульма, 1965. С. 45—51.
4. Миропольская Г.Л. Литологическая характеристика девонских отложений на востоке Татарии // Тр. Казанского филиала АН СССР. Т. II. 1960. С. 93—101.
5. Наливкин Д.В. Проблемы перерывов // Этюды по стратиграфии. М., 1974. С. 10—22.
6. Середа Т.Т., Эллерн С.С., Ляшенко А.И. Девонская система // Геология СССР. Т. XI. М., 1967. С. 210—225.
7. Смирнов В.Г. О стратиграфическом положении электрорепера «аяксы» в районах Татарии // Геология нефти и газа. 1967. № 10. С. 58—63.
8. Смирнов В.Г. О необходимости реформы правил стратиграфической классификации // Проблемы стратиграфии: Тр. СНИИГИМСа. Вып. 94. Серия стратиграфия и палеонтология. Новосибирск, 1969. С. 100—102.
9. Смирнов В.Г. О тектоническом режиме и гидродинамике морских вод как факторах накопления осадков доманиковой фации на территории Татарии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 456—459.
10. Смирнов В.Г. О палеогеографических условиях накопления терригенных отложений девона на территории Татарии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 5. С. 1168—1171.
11. Смирнов В.Г. Новый перспективный объект нефтяных залежей (приливные ложбины в прибрежно-морской зоне формирования среднекаменноугольных слюев) // Геология нефти и газа. 1993. № 4. С. 12—16.
12. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
13. Шевцов С.И., Иванов Е.Е. К вопросу о палеогеографических условиях накопления терригенных отложений девона на территории Северной вершины Татарского свода // Вопросы геологии, нефтеносности и методика поисково-разведочных работ в Татарии: Тр. ЦНИЛ объединения «Татнефть». 1969. С. 10—19.
14. Юсупов Б.М. Нефтяные месторождения Татарии и условия их формирования. Нефтеносность девона востока Татарии // Изв. Казанского филиала АН СССР. 1963. Т. IV. С. 76—84.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Морская геология

УДК 515.24:550.34(262.5)

© Д.А.Туголесов, В.В.Соловьев, 1995

Тектоника и сейсмичность прикавказской части Черного моря

Д.А.ТУГОЛЕСОВ, В.В.СОЛОВЬЕВ (ГР НИПИОкеангеофизика)

В последние годы после Спитакского землетрясения вновь усилился интерес к сейсмичности Кавказа [4, 7], сейсмическое районирование которого было принято в 1978 г. и является нормативным на сегодняшний день [10]. Весь Западный Кавказ уже тогда был покрыт геологической съемкой масштаба 1:200 000, но сведения о геологическом строении прилегающей акватории Черного моря были еще весьма схематичны. К насто-

ящему времени строение выяснено гораздо более подробно [1, 8, 11], а на некоторых участках детальность исследований приближается к указанному масштабу. В результате соотношения структур акватории и суши определились значительно точнее; была сделана попытка оценить связь сейсмичности региона с тектоникой.

Морские сейсморазведочные работы МОГТ позволили проследить по всей пло-

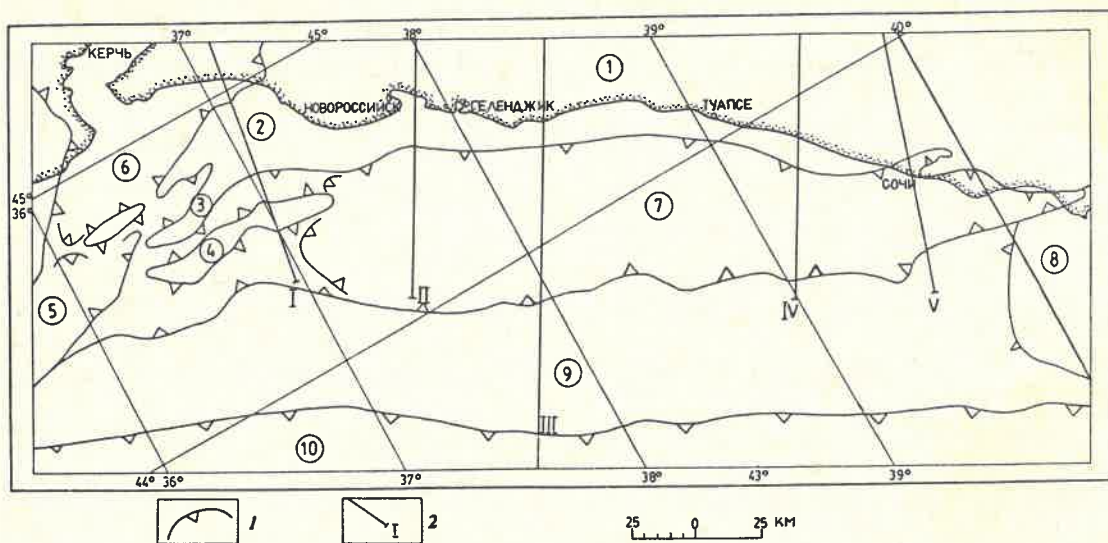


Рис. 1. Структурное расчленение прикавказской акватории Черного моря:

1 — границы крупных структурных форм (зубцы направлены в сторону относительно погруженных структур); 2 — геологические разрезы (см. рис. 3). Цифры в кружках: 1 — складчатая зона Западного Кавказа, 2 — Анапский выступ, 3 — Барьерная антиклиналь, 4 — поднятие Палласа, 5 — прогиб Сорокина, 6 — Керченско-Таманский прогиб; 7 — Туапсинский прогиб, 8 — Гудаутский свод, 9 — вал Шатского, 10 — Восточно-Черноморская впадина

щади глубоководной впадины Черного моря опорный отражающий горизонт II^a, соответствующий кровле эоцена. В залегании данной поверхности отчетливо читаются все основные структурные формы этой части моря (рис. 1, 2).

Крупнейшая структура акватории — вал Шатского сочленяется довольно крутой крупноамплитудной флексурой с расположенной южнее Восточно-Черноморской впадиной. Широкий плоский свод вала в северном направлении неприметно переходит в пологое северо-восточное крыло. Такое несимметричное строение вала хорошо видно на рис. 3, а. Соответственно несимметричен в поперечном разрезе и Туапсинский прогиб. Его юго-западный борт, являющийся одновременно северо-восточным крылом вала Шатского, полого погружается к северу до самой оси прогиба, где кровля эоцена лежит на глубинах 9—10 км. Северо-восточный борт прогиба крутой и неширокий. Почти совпадая с современным континентальным склоном Черноморской глубоководной впадины, он плохо записывается на временных разрезах сейсмопрофилей ОГТ. Поэтому характер его можно представить только приблизительно, исходя из огромного перепада глубин залегания эоценовых пород на коротком расстоянии. На берегу, шельфе и в верхней части континентального склона они во многих местах выходят на поверхность вблизи уровня моря. Южнее, всего в 15—20 км, кровля эоцена зафиксирована сейсморазведкой на глубине около 10 км. При достаточно крутом погружении борта прогиба в нем следует ожидать разломы значительной амплитуды, что под-

тверждается данными о строении северо-восточного борта Туапсинского прогиба в его восточном и западном окончаниях.

На востоке, в Сочи-Адлерской депрессии в северном ее борту, известен крупный Пластунский надвиг амплитудой до 2 км, в котором породы палеоцен-эоцена и верхнего мела перекрывают мощную толщу майкопских отложений, выполняющих депрессию. Севернее в эоценовых и меловых породах закартировано еще несколько надвигов того же простираения: Воронцовский, Краснополянский и др. Вызванные ими сложные соотношения разновозрастных пород привели даже к представлениям о существовании Воронцовского покрова. Еще восточнее на майкопские отложения надвинут массив известняков верхней юры, слагающих Бзыбскую антиклиналь. Надвиг этот подсечен известной Гагринской скважиной.

В западном замыкании Туапсинского прогиба в пределах сложнопостроенной седловины, отделяющей его от прогиба Сорокина, на южном крыле Барьерной антиклинали сейсмопрофилями установлен разлом, вероятнее всего крутой надвиг. Он прослеживается и восточнее, вдоль южного склона Анапского выступа. В опущенном его крыле майкопские отложения имеют значительную мощность, тогда как в поднятом они маломощны или вовсе отсутствуют.

Таким образом, в замыканиях Туапсинского прогиба, где размах погружения значительно сокращается, северный борт его, тем не менее, осложнен надвигами. Очевидно, что в центральной, существенно более опущенной части такие нарушения крутого борта должны быть гораздо интенсивнее. На

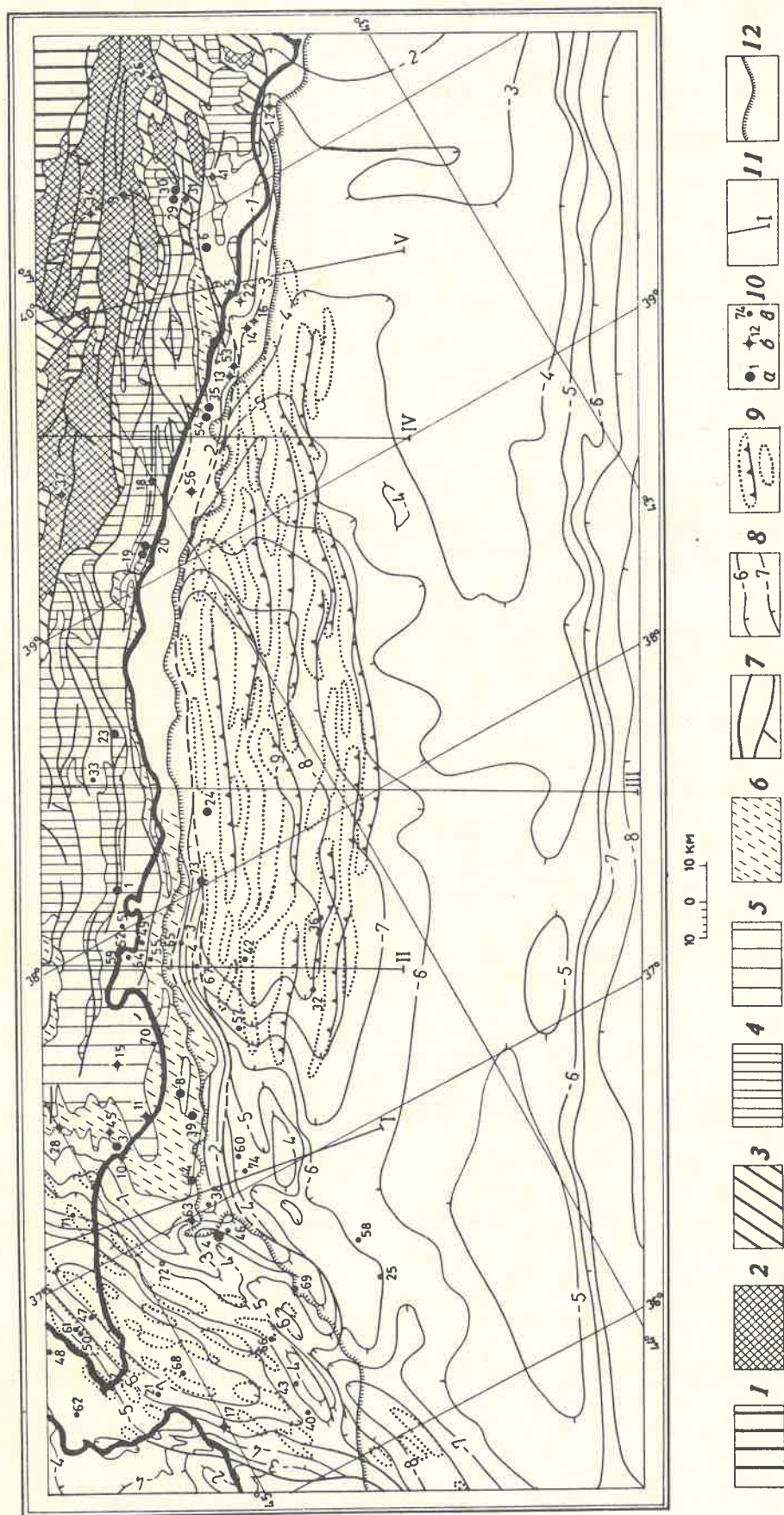


Рис. 2. Структурно-геологическая карта прикавказской акватории Черного моря:

выходы на поверхность пород: 1 — палеозой, 2 — нижняя и средняя юра, 3 — верхняя юра, 4 — нижний мел, 5 — верхний мел, 6 — палеоцен-эоцен, 7 — разломы; 8 — изолинии кровли эоцена, км; 9 — бескорневые антиклиналы майкопских и неоген-четвертичных отложений; 10 — эпицентры землетрясений (интенсивность, баллы: а — 7—8, б — 5—6, в — 3—4), номер эпицентра соответствует порядковому номеру в таблице; 11 — геологические разрезы (см. рис. 3); 12 — бровка шельфа

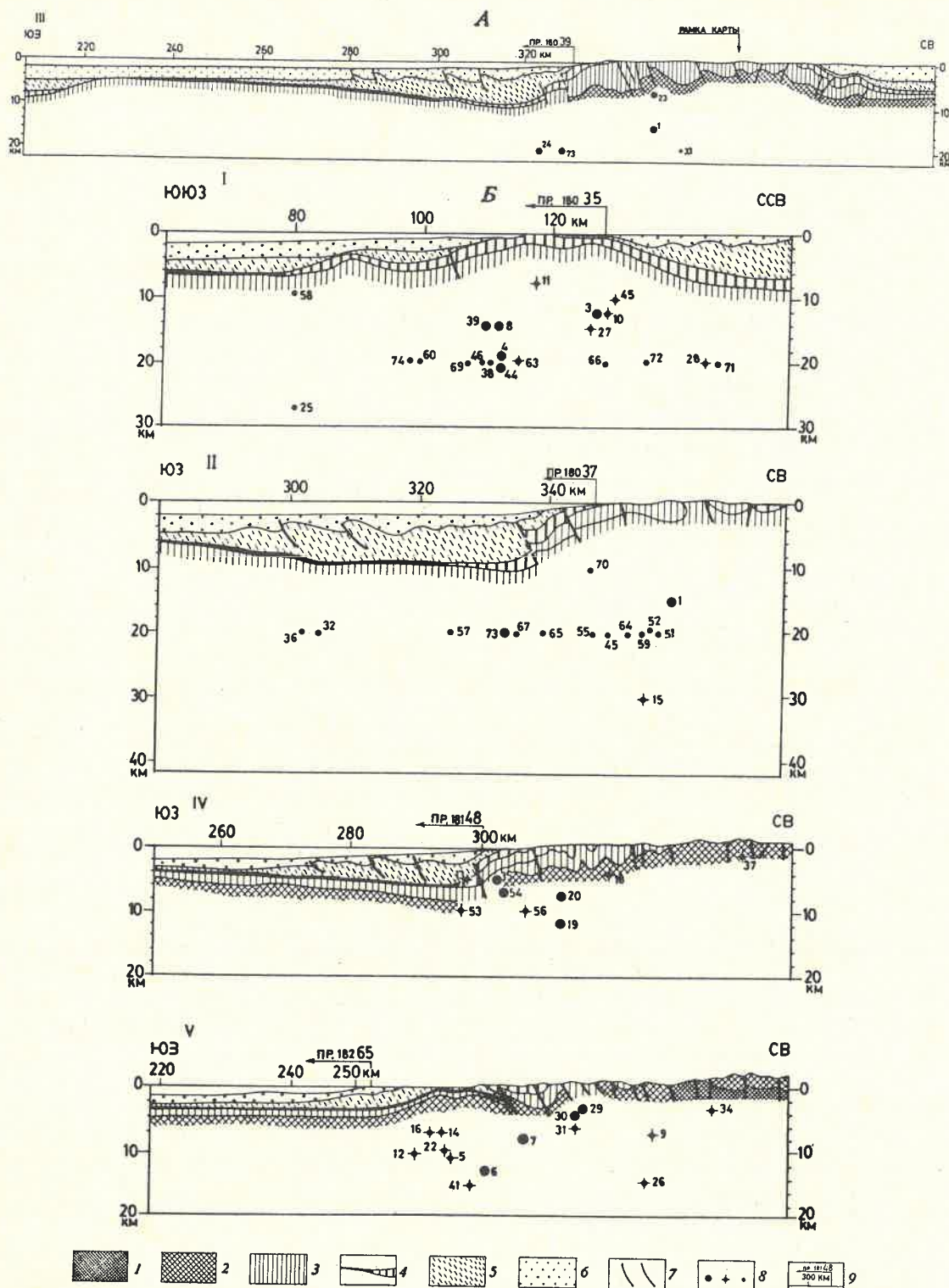


Рис. 3. Геологические разрезы III (А) и I, II, VI, V (Б) через Западный Кавказ и прилегающую акваторию Черного моря:

отложения: 1 — палеозоя, 2 — юры, 3 — мела, 4 — палеоцена-эоцена, 5 — майкопской серии, 6 — неогена и плейстоцена; 7 — разломы; 8 — очаги сильных землетрясений, проецированные на плоскость разреза (интенсивность, баллы: а — 7—8, б — 5—6, в — 3—4), номер очага соответствует порядковому номеру в таблице; 9 — северо-восточный конец сейсмопрофиля ОГТ, по временной записи которого построена морская часть разреза

структурно-геологической карте (см. рис. 2) вдоль всего борта условно показан один

непрерывно тянущийся надвиг. На самом деле более вероятен целый пучок надвигов,

возможно, кулисообразно сменяющих друг друга. Но для такой детализации сейчас нет фактических данных, нет ясной сейсмозаписи склона.

Туапсинский прогиб выполнен мощной линзой майкопских отложений. Они выклиниваются на обоих бортах прогиба, но на разной глубине. У северо-восточного борта выклинивание их происходит примерно на уровне моря (в Сочи-Адлерской депрессии кровля майкопа поднимается даже выше уровня моря). На юго-западном борту и на валу Шатского кровля майкопских пород лежит на глубинах 4—4,5 км. Следовательно, четко прослеживается поперечный перегиб прогиба, в значительной степени развившийся в послемайкопское время, когда вал Шатского начал погружаться теми же темпами, что и Туапсинский прогиб, на что прямо указывает равная и даже большая мощность послемайкопских отложений на валу по сравнению с прогибом (см. рис. 3, а).

Глинистая майкопская толща в наиболее погруженной части прогиба образует серию бескорневых антиклинальных складок с ядрами нагнетания. Они, как правило, несимметричны, перекошены, их южные крылья круче северных и часто осложнены надвигами, также бескорневыми, затухающими в глубине майкопской толщи. Распространение складок явно связано с формой майкопского прогиба. Затухают складки как в направлении его замыканий, так и на пологом юго-западном крыле. Расположение их на рис. 2 показано контурами, обрисовывающими форму антиклиналей в плане. На временных разрезах сейсмопрофилей хорошо видно сокращение мощности и даже выклинивание надмайкопских свит на сводах антиклиналей, что указывает на длительность их формирования. Многие антиклинали проявляются даже в рельефе дна, из чего следует, что складки растут и в настоящее время.

По характеру и времени образования прогибы Сорокина и Керченско-Таманский сходны с Туапсинским прогибом, хотя у каждого из них есть свои особенности. Прогиб Сорокина в восточной части, попадающей в рамку карты (см. рис. 2), существенно уже, чем Туапсинский, и складки в нем, за исключением фронтальной цепочки линейных складок, выражены слабее. Керченско-Таманский прогиб лишен асимметрии, оба склона его по кровле эоцена относительно крутые. Заполняющие его складки, прямые и брахиантиклинальные, далеко не столь вытянуты, как в Туапсинском прогибе. В крыльях складок почти нет разломов. Соотношения этих трех прогибов своеобразны.

Обрабатывая материалы региональных сейсморазведочных работ МОГТ в Черном море, мы пришли к выводу, что прогиб Сорокина представляет собой глубоководное продолжение Керченско-Таманского. Казалось, что это был единый майкопский

прогиб, юго-западная часть которого (нынешний прогиб Сорокина) продолжала интенсивно погружаться в течение всего послемайкопского времени, тогда как Керченско-Таманская его часть сильно замедлила дальнейшее погружение [8, 11]. Вывод о послемайкопской их истории справедлив, т.к. он основывается на бесспорных фактах: глубоководная впадина Черного моря, в пределах которой почти целиком лежит прогиб Сорокина, действительно непрерывно опускается после майкопа, а Керченско-Таманский район прогибается в это время существенно меньше. Однако, был ли прогиб Сорокина в майкопское время единой структурой с Керченско-Таманским? Мы допускали возможность существования перегибки между ними, искали ее, но не находили ответа в недостаточно информативных материалах сейсморазведочных работ. В настоящее время, критически пересмотрев и сопоставив временные разрезы по трем закартированным сейсморазведкой ОГТ площадям на Керченско-Таманском шельфе, мы, хоть и не вполне уверенно, наметили перегибку по кровле эоцена, разделяющую эти два прогиба (см. рис. 1, 2). Она входит в сложный структурный узел, лежащий на погружении складчатой зоны Западного Кавказа.

Глубокие прогибы майкопского времени окружают складчатое сооружение Западного Кавказа с трех сторон. Керченско-Таманский прогиб на севере сливается с Западно-Кубанским, который протягивается вдоль Западного Кавказа и традиционно именуется краевым прогибом. Для более наглядного сравнения Западно-Кубанского прогиба с Туапсинским мы показали его разрез на рис. 3, А, продлив линию разреза за северную рамку карты.

Таким образом, будучи ограничено с севера и юга прогибами послеоценового возраста, складчатое сооружение Кавказа погружается на запад, перекрываясь прогибами майкопского времени. Последние выходы на поверхность верхнемеловых и палеоцен-эоценовых пород Кавказа на таманском шельфе образуют Анапский выступ. От него продолжают к западу две антиклинали, четко выраженные в структуре кровли эоцена. Южная называется Барьерная, северная Безымянная. Широкая синклиналь, их разделяющая, раскрывается в восточное окончание прогиба Сорокина. Продолжением Безымянной антиклинали является упомянутая перегибка между прогибами Сорокина и Керченско-Таманским. К югу от Барьерной антиклинали находится крупное двухвершинное поднятие Палласа (причем восточная его часть значительно выше западной), обширной неглубокой седловиной отделенное от вала Шатского.

Западный Кавказ, как уже сказано, открыт геологической съемкой масштаба 1:200 000. Однако с глубиной достоверность

наших знаний быстро уменьшается. В общем плане строение Западного Кавказа антиклинальное, поэтому нередко называется мегантиклинорием. Восточнее меридиана Сочи в ядре его выходят на поверхность сильно метаморфизованные породы палеозоя и докембрия. В основном же он сложен мощными, смятыми в линейные складки осадочными отложениями юры и мела, на периферии — палеоген-эоцена. Нижняя и средняя юра представлены аргиллитами, флишоидными свитами, в аалене и байосе — вулканогенными породами (порфиритовая серия). С толщами средней юры связаны небольшие интрузии гранитов и диоритов, а также кварцевых порфиров. Суммарная мощность всех свит нижней и средней юры составляет около 7 км. Верхняя юра на большей части Западного Кавказа также сложена терригенно-карбонатным флишем, и лишь в юго-восточной части в Абхазской зоне верхнеюрский флиш замещается массивными рифогенными известняками. Мощность верхней юры колеблется от сотен метров до 2 км. Разрез мела на Западном Кавказе также представлен преимущественно флишем и глинистыми толщами. Нижний мел в бассейне р. Пшиш достигает мощности 4 км, постепенно уменьшаясь в западном направлении. Довольно велики и мощности верхнего мела — 2—3 км. Надо заметить, что области прогибания, линейно-вытянутые по простиранию Западного Кавказа, смещаются, по-видимому, относительно друг друга во времени. Так, например, зоны наибольшего позднемелового прогибания не совпадают в плане с таковыми раннемелового.

В пределах Западного Кавказа выделяют ряд структурно-фациальных зон, часто принимаемая за их границы те или иные продольные разломы, большим числом которых осложнено строение мегантиклинория. Выделяется и более крупная форма — Новороссийский флишевый синклиний — объединяющая несколько зон, характеризующихся мощным развитием флишевых толщ мела и юры.

Внимание исследователей давно привлекали участки погружения различных возрастных комплексов пород по оси мегантиклинория в направлении от центральной его части к западному окончанию. Неизбежные при общем антиклинальном строении смены более древних пород более молодыми по простиранию хребта и связанные с этим изменения общей его высоты и характера рельефа навели В.В. Белоусова еще в начале 40-х годов на мысль о поперечно-структурном строении Большого Кавказа. В конце 40-х годов Н.С. Шатский опубликовал работу «О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ)». В ней он подчеркнул резкие различия в строении Центрального и Восточного Кавказа, резкую асимметрию

сводовой части Большого Кавказа в продольном направлении. Через некоторое время «идея овладела массами», и на Кавказе стали выделять многочисленные поперечные ступени, а затем и поперечные разломы. В 60-х годах на тектонических картах Кавказа, Украины и Черного моря протянулись поперечные глубинные разломы. Однако в отличие от выводов Н.С. Шатского, основанных на действительно реальном разрыве различий сводов Центрального (кристаллические породы докембрия) и Восточного (мощные глинистые толщи юры) Кавказа, подобные построения являлись по сути лишь предположениями.

Поэтому в основу нашей карты (см. рис. 2) при изображении Западного Кавказа были положены не тектонические схемы, а геологическую карту, которая представляет собой результат многолетних полевых работ достаточно большой группы геологов, документально обоснованное эмпирическое обобщение, почти свободное от гипотетических построений. Геологические разрезы, сопровождающие карту, дают объемную картину структуры до той глубины, на которой обоснованная экстраполяция сменяется предположениями.

На прилегающей акватории кровля эоцена показана изолиниями. Строение отложений, залегающих глубже, прослеживается на временных разрезах сейсмопрофилей МОГТ.

Палеоцен-эоценовые отложения на всей площади вала Шатского и под Туапсинским прогибом весьма незначительной мощности — первые сотни метров. Отражающие горизонты II^a и III, коррелирующиеся соответственно с кровлями эоцена и мела, залегают на своде и северо-восточном крыле вала очень спокойно и практически параллельно. Лишь в северных концах профилей, пересекающих Туапсинский прогиб, замечается постепенное увеличение мощности палеоцена-эоцена к северу. Отложения палеоцена-эоцена, известные на суше, в северном крыле прогиба и наиболее полные по его концам — западнее Новороссийска и в Пластунской синклинали — имеют мощности 1,5—2 км. Таким образом, флишевый прогиб палеоцена очень неширок и протягивается вдоль северного крыла Туапсинского прогиба, замыкаясь на востоке в районе Сочи. Западное его окончание неясно.

Меловые отложения на валу Шатского и в Туапсинском прогибе также маломощны, по крайней мере, в восточной его части, где на временных разрезах сейсмопрофилей МОГТ на своде вала прослеживается отражающий горизонт V, коррелирующийся с кровлей юры (см. рис. 3). С известной долей условности мы несколько лет назад построили схематическую структурную карту по кровле юры. В первом приближении она отвечает реальности. Глубже кровли юры

уверенные отражающие горизонты в акватории пока не получены.

Следовательно, в пределах исследуемой площади выделяются три основные структурные зоны: складчатая зона Западного Кавказа, Туапсинский прогиб и вал Шатского.

Рассмотрим теперь вопросы сейсмичности региона и те структуры, с которыми могут быть связаны очаги землетрясений. Сейсмической активности Северо-Западного Кавказа посвящена обширная литература [2, 3, 6, 10, 12 и др.]. Первые сведения о землетрясениях относятся к 30-м годам прошлого века. Инструментальное изучение сейсмической активности этого региона началось сравнительно поздно. В 1932 г. открылась Сочинская сейсмостанция и только в 1968 г. Анапская. Весь регион Западного Кавказа и прилегающей акватории находится за пределами границы уверенного обнаружения сейсмических колебаний крымскими сейсмостанциями.

За время исследования сейсмичности Западного Кавказа было накоплено большое количество инструментальных, полевых, исторических, а также геологических материалов, анализ которых позволил установить сейсмические события значительной силы, что заставило директивные органы перевести этот регион в зону возможных 7-балльных землетрясений [10]. Однако имеются данные, на основании которых можно предполагать такую оценку еще заниженной. Так, по мнению А.Б.Островского [6], сейсмодислокации и оползни на мысе Утриш могли быть вызваны 9-балльным толчком или же непрерывным сейсмовибрационным воздействием интенсивностью 6—8 баллов. Разрушения дольменов и огромные оползни в районе села Адербиевка относятся с 8—9-балльным землетрясением, происшедшим в 150 г. до н.э. [2]. Палеосейсмодислокации, вероятно 7—9-балльных землетрясений, имеются в районе мыса Идокопас, около поселка Мессажай и в верховьях р. Макопсе Туапсинского района [6]. Подобные факты и отмеченный в последние годы ряд 7-балльных толчков вместе с накопившимися данными по геологическому строению акватории указывают на необходимость дальнейшего изучения сейсмоактивности Западного Кавказа и прилегающей акватории.

Для выяснения связи сейсмичности со структурой региона были выбраны данные обо всех землетрясениях энергетического класса более 9—10 баллов (соответственно интенсивностью в эпицентре 3—4 балла и более), установленных на исследуемой площади по состоянию на 1982 г. (таблица). Слабые землетрясения не принимались во внимание. При отсутствии достаточно густой сети сейсмостанций приведенные эпицентры их образовали бы лишь ложные сгущения вблизи двух существующих стан-

ций. Не случайно сводные каталоги их не включают [5].

Пользуясь параметрами, приводимыми в каталогах, необходимо делать скидку на неизбежные погрешности в определениях местоположения очагов землетрясений, вызываемые различной густотой и характером размещения сети сейсмостанций, качеством их аппаратуры и диапазоном частот измеряемых сейсмоволн. Для данного района такие погрешности составляют в среднем 10—12 км по площади и около 20 км по глубине залегания очага. Погрешности доинструментальных определений параметров землетрясений, естественно, еще более велики. Однако статистически наиболее вероятно положение очагов, указанное в каталогах (см. таблицу).

Следует оговориться также, что традиционно применяемые термины — эпицентр и гипоцентр (очаг) — сохраняют отпечаток первоначальных представлений о точечном источнике сотрясений. Реальные размеры очаговых зон, достигающие иногда многих десятков километров, не соответствуют такой модели. Отсюда, координаты точки очага и его глубина условны. То же относится и к эпицентру, определяемому как проекция очага на земную поверхность.

Тем не менее, локализация землетрясений очевидна, и местоположения их по-прежнему определяются координатами и глубиной точки, в которой, как принято считать, начинаются смещения очаговой зоны.

Стремясь возможно более объективно определить характер соотношений очагов землетрясений с геологическим строением региона, мы нанесли эпицентры всех перечисленных в таблице землетрясений на структурно-геологическую карту (см. рис. 2), а на геологических разрезах (см. рис. 3) показали по простираанию структур глубинное положение почти всех очагов, за исключением нескольких прикрымских землетрясений, попавших в рамку карты, но структурно уже не проецируемых на разрез I. Необходимо подчеркнуть, что исходные карта и разрезы отрабатывались в масштабе 1:200 000. Превратившись в журнальные иллюстрации, они существенно упростились. Однако основные результаты такого графического совмещения геологической структуры и очагов землетрясений читаются достаточно наглядно.

На карте в первом приближении вырисовываются две зоны сгущения эпицентров землетрясений — Анапская и Адлер-Туапсинская. Между ними лежит участок протяженностью 70—80 км, на который попадают всего три эпицентра (23, 24 и 33). Однако отсюда не следует делать вывод о наличии «зоны сейсмического затишья»: слишком краток для этого период наблюдений, составляющий всего 45—50 лет. Ведь из 62 землетрясений, зафиксированных в регионе

Параметры сильных землетрясений Западного Кавказа и прилегающей акватории Черного моря [5, 9]

Дата (год, месяц)	Координаты эпицентра, градусы		Глубина очага, км	Энергетиче- ский класс, К	Магнитуда, М	Интенсив- ность, баллы	Разрез, на ко- тором пока- зан очаг
	с.ш.	в.д.					
150 до н.э.	44,6	38,1	15	15	5—6	8	II, III
63 до н.э.	45,2	36,6	20	15,5	6,4	8	—
1830,12	44,9	37,3	12	12,5	4,2	7	I
1834,02	44,8	36,9	20	14,2	5,5	7	I
1869,08	43,6	39,7	10	10,5	3,7	5	V
1870,07	43,6	39,9	13	14	5,3	8	V
1889,02	43,7	39,6	8	13	4,9	7	V
1905,10	44,7	37,4	15	13,5	5,1	7	I
1909,01	43,7	40,2	7	11,3	4,3	6	V
1909,03	44,9	37,3	12	10,5	3,5	5	I
1909,11	44,8	37,4	8	11,5	4	6	I
1912,08	43,3	40,2	10	10,5	3,6	5	V
1912,10	43,7	39,5	5	10,2	3,7	6	V
1912,10	43,6	39,6	7	11,2	3,7	6	V
1914,08	44,8	37,6	30	12,5	4,7	5	II
1928,04	43,6	39,6	7	9,7	3,2	5	V
1934,06	45,0	36,3	20	11,5	4,2	5	—
1935,10	44,0	39,3	4	10	3,4	6	IV
1936,07	44,1	39,1	12	12,5	4,4	7	IV
1936,12	44,1	39,1	7	12	4,3	7	IV
1937,02	45,1	36,5	20	10,2	3	3	—
1937,03	43,6	39,7	10	10,5	3,6	5	V
1937,06	44,4	38,6	7	12	4,5	7	III
1939,11	44,3	38,2	20	14,5	5,8	7	III
1943,06	44,5	36,5	28	11,5	4,3	4	I
1945,12	43,5	40,5	15	11,2	4,2	5	V
1948,05	44,9	37,2	15	10—11	3,6	4	I
1953,01	45,0	37,5	20	11,5	4,7	5	I
1955,12	43,6	40,1	4	12,2	4,3	7	V
1955,12	43,6	40,1	3	12,2	4,4	8	V
1956,01	43,6	40,1	6	11,0	4	6	V
1956,07	44,3	37,5	20	11,0	4	4	II
1956,10	44,5	38,5	20	11,0	4	4	III
1959,07	43,8	40,2	3	8,5	2,5	5	V
1959,09	43,8	39,4	5	11,5	4,3	7	IV
1961,01	44,2	37,7	20	10	3,4	3,5	II
1963,02	44,2	39,4	1	8	2	6	IV
1963,06	44,8	37,0	20	10,5	3,7	4	I
1966,07	44,7	37,3	55	15,0	5,8	7	I
1968,03	44,8	36,2	55	11	4	3	—
1968,05	43,5	40,6	15	12	4,5	6	V
1968,10	44,4	37,7	40	11	3,9	3	II
1968,11	44,8	36,3	40	11	3,9	3	—
1969,01	44,8	37,1	20	11,7	4,9	7	I
1969,07	44,9	37,4	10	11,5	4	6	I
1969,08	44,8	36,9	20	11	3,4	3,5	I
1970,05	45,16	36,85	20	10	4	3,5	—
1970,05	45,3	36,8	20	10	3,4	3,5	—
1970,06	44,6	37,9	20	10	3,4	3,5	II
1970,08	45,2	36,8	30	10	3,4	3	—
1970,09	44,6	38,0	20	10	3,4	3,5	II
1970,11	44,7	37,9	20	10	3,4	3,5	II
1970,11	43,7	39,5	9	11	4	6	V
1970,12	43,8	39,4	7	13	5	8	IV
1970,12	44,6	37,9	20	10	3,4	3,5	II
1971,01	43,9	39,2	10	12	4,1	5	IV
1971,08	44,5	37,5	20	10	3,4	3,5	II
1971,09	44,5	36,6	20	10	3,4	3,5	I
1971,09	44,7	37,9	20	10	3,4	3,5	II
1972,03	44,65	37,1	20	10	3,4	3,5	I
1972,05	45,2	36,8	20	10	3,4	3,5	—
1972,06	45,3	36,56	20	10	3,4	3,5	—
1972,07	44,8	37,0	20	12,4	4,9	6	I
1972,08	44,6	37,9	20	10	3,4	3,5	II
1972,10	44,5	37,85	20	10	3,4	3,5	II
1972,10	44,8	36,5	20	10	3,4	3,5	I
1973,01	44,5	37,8	20	11,2	4,1	4,5	II
1973,02	45,03	36,52	25	11	3,9	4	—
1973,08	44,7	36,6	20	10	3,4	3,5	I
1973,10	44,7	37,6	20	10	3,4	3,5	II
1974,06	45,1	37,2	20	10	3,7	3,5	I
1974,08	44,95	36,9	20	10,5	3,7	4	I
1978,09	44,4	38,0	20	13,2	5,7	7	II, III
1981,10	44,7	37,0	20	10,7	4	4,5	I

с 1830 г. (без прикрымских — см. таблицу), на первые 105 лет приходится всего 14, остальные 48 попадают в интервал 1935—1981 гг. Такое резкое, почти на порядок, учащение землетрясений очевидно кажущееся. Слишком явно оно совпадает с началом работы первой в регионе Сочинской сейсмостанции. Не приходится также говорить о какой-либо периодичности землетрясений. При таком кратком периоде наблюдений любые попытки найти периодичность будут произвольными и бездоказательными.

Сопоставляя разрезы, отчетливо можно видеть другую особенность распределения очагов землетрясений: заметная разница в глубине их залегания в двух отмеченных зонах. В Адлер-Туапсинской зоне основная масса очагов находится на глубинах 3—12 км (см. рис. 3, Б, разрезы IV и V), тогда как в Анапской зоне подавляющая их часть лежит заметно глубже, в интервале 12—20 км (см. рис. 3, Б, разрезы I и II). Промежуточную зону в известной степени характеризует разрез III (см. рис. 3, А). Подобное увеличение глубинности очагов с юго-востока на северо-запад согласуется, опять-таки лишь в первом приближении, с погружением структур Западного Кавказа в том же направлении.

С полной очевидностью разрезы (см. рис. 3) демонстрируют явную недостаточность имеющихся данных для сколько-нибудь уверенного суждения о конкретных сейсмогенерирующих структурах (разломах). В подавляющем большинстве очаги землетрясений оказываются лежащими значительно глубже пределов уверенной экстраполяции структур. Лишь в единичных случаях можно привязать их к определенным разрывным нарушениям, и то приблизительно, памятуя о невысокой точности определений пространственного положения очагов. Можно говорить только о приуроченности очагов землетрясений к некоторым зонам.

И хотя сейсмоопасен весь южный склон Западного Кавказа, карта и разрезы позволяют сделать и более определенные выводы о сосредоточении главной массы очагов землетрясений вдоль зоны сочленения Кавказа с Туапсинским прогибом. К данной зоне крупных позднекайнозойских надвигов явно тяготеют эпицентры землетрясений и Адлер-Туапсинского, и Геленджик-Анапского районов, сливаясь в одну вытянутую полосу кавказского простиранья. Никаких поперечных сгущений эпицентров объективно выделить здесь не удастся.

Что касается остальной части экватории, то в ней, исходя из традиционных представлений о приуроченности очагов землетрясений к разломам, привлекало внимание южное флексуобразное крыло вала Шатского. Отличаясь удивительной прямолинейностью, оно характеризуется большой амплитудой смещения и относительной молодостью формирования, продолжающегося до

настоящего времени. Многие исследователи высказывали предположения о связи этой флексуры с глубинным разломом. Однако вал Шатского, как и почти вся площадь Черноморской глубоководной впадины, оканчивается асейсмичной структурой. Лишь в западном конце Туапсинского прогиба зафиксированы два слабых очага (32 и 36) и еще два на крыле поднятия Палласа (25 и 58), а далее в глубь акватории — «полная тишина».

В заключение два общих соображения. Они кажутся тривиальными и, вероятно, поэтому часто упускаются из виду.

1. Землетрясения — это одномоментные проявления длительно идущих геологических процессов, время развития которых несоизмеримо со временем существования человеческой цивилизации (больше последнего, по крайней мере, на два порядка). Поэтому нельзя делать заключения об усилении или замедлении процесса сейсмического возбуждения земных недр в интервале одного-двух или даже нескольких столетий — ничтожно короток для этого период наблюдений. Между тем подобные утверждения высказываются неоднократно и даже нашими ведущими учеными. В применении к Кавказу: 90 лет не было сильных землетрясений, и вдруг сразу два — Спитакское в декабре 1988 г. и Рачинское в апреле 1991 г. [7].

По этой же причине следует считать неосновательными попытки найти какую-либо периодичность проявления землетрясений в историческое время.

2. Теперь принято связывать землетрясения с разломными структурами. Это в общем логично, но их причинные связи нередко толкуются слишком однозначно. Так, сейсмогенный разрыв, образовавшийся при толчке на поверхности земли, рассматривается как прямое продолжение смещения, возникшего вначале на глубине многих километров. Иногда для образности он именуется даже как «выход очага на поверхность» [7, с. 42]. Однако мало вероятно, что подобное смещение происходит на столь большом расстоянии по единой поверхности. Это уж очень упрощенная трактовка не видимых наблюдателю, но очевидно гораздо более сложных деформаций, вызванных разрядкой напряжений в заведомо гетерогенной мощной толще горных пород. Подробно наблюдавшиеся облака афтершоков Спитакского и Рачинского землетрясений измерялись в поперечнике многими километрами. Длина их превышала ширину всего в 3—4 раза. По-видимому, глубинные сейсмогенные деформации не могут быть сведены к одной поверхности, а возникают почти одновременно в больших объемах горных пород. Вероятно, и образовавшийся на поверхности земли разрыв есть лишь частное единичное проявление многочисленных глу-

бинных смещений, истинный характер которых пока неясен.

Из сказанного следует, что время и конкретное место возникновения сейсмического толчка не могут быть заранее определены. Накопленные данные о прежде бывших и современных землетрясениях и степень изученности геологического строения земной коры позволяют с достаточной уверенностью очертить лишь зоны их возникновения и приблизительно оценить возможную их интенсивность. Отсюда ближайшая задача геологов — обосновать сейсмическое районирование исследуемого региона, с максимально возможной определенностью установить сейсмоопасные зоны. Нам кажется, что в предлагаемой статье изложен наиболее объективный и рациональный способ обработки данных с целью решения такой задачи. Более детальное сейсморайонирование относится уже к области инженерно-геологических изысканий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1: 1 500 000 / Под ред. Д.А.Туголесова.

Составители: А.С.Горшков, Л.Б.Мейснер и др. М., 1989.

2. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. — М.: Наука, 1977.
3. Землетрясения в СССР. — М.: Изд. АН СССР, 1961.
4. Землетрясения — уроки и проблемы // Природа. 1989. № 12. С. 3—101.
5. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. — М.: Наука, 1977.
6. Островский А.Б. Палеосейсмические дислокации на черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории / Комплексные исследования Черноморской впадины. М., 1970. С. 46—58.
7. По следам Рачинского землетрясения // Природа. 1993. № 4. С. 25—44.
8. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. Д.А.Туголесова. Составители: А.С.Горшков, Л.Б.Мейснер и др. — Геленджик: НПО «Южмор-геология», 1993.
9. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона. — Киев: Наукова думка, 1989.
10. Сейсмическое районирование территории СССР. — М.: Наука, 1980.
11. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины / Д.А.Туголесов, А.С.Горшков, Л.Б.Мейснер и др. — М.: Недра, 1985.
12. Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. — М.: Наука, 1984.

Минералогия, петрография, литология

УДК 552.4

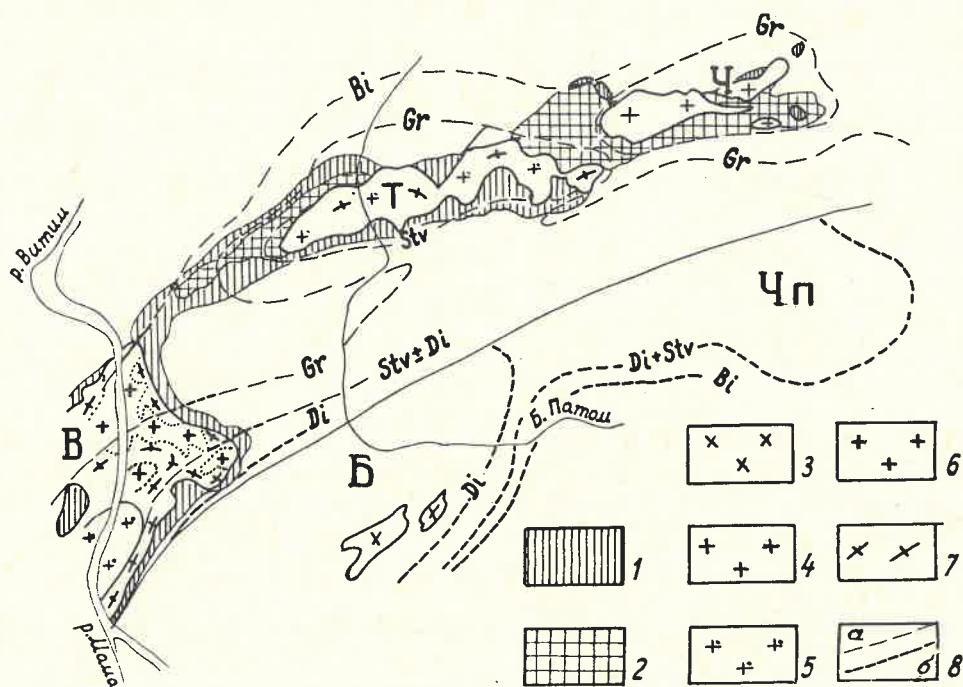
© Коллектив авторов, 1995

О взаимоотношении пурпольской свиты с чуйско-кодарскими гранитами и ее возрасте

В.Н.ШАРОВ, Н.Н.ФЕФЕЛОВ, С.Б.БРАНДТ, И.С.БРАНДТ, В.А.РУСАКОВА (ИЗК СО РАН)

Пурпольская свита метагравелитов, кварцитов и высокоглиноземистых кристаллических сланцев (Патомское нагорье) образует низы тепторгинской серии, верхи которой представлены метаморфизованными песчаниками, конгломератами, сланцами и вулканитами медвежьей свиты [9]. На них согласно залегает мощная толща метаморфизованных терригенных отложений, относимая одними геологами к верхнепротерозойской патомской серии [5, 7, 8, 9], другими — к нижнепротерозойской тонодско-бодайбинской серии, в которую включались и тепторгинские осадки [6]. Низы толщи слагают конгломераты и существенно песчанниковые баллаганахские осадки, рассматривавшиеся одно время в ранге серии [4]. Они увенчаны кварцитами и относительно высокоглиноземистыми метапелитами бугарихтинской свиты, представляющими, по на-

шим данным, переотложенные коры химического выветривания. Тепторгинские и баллаганахские метаморфизованные отложения вследствие сложности биостратиграфических определений и «омоложенности» в Патомском нагорье К-Аг и Rb-Sr систем плохо изучены в возрастном отношении. По этой причине особое значение имеет пурпольская свита, подстилаемая радиологически охарактеризованными раннепротерозойскими гранитами, поскольку с помощью последних можно определить ее относительный возраст и оценить время накопления баллаганахских отложений. При изучении этого непростого вопроса значительная часть геологов исходила казалось бы из неоспоримого факта трансгрессивного налегания пурпольской свиты на раннепротерозойские plutонические породы, принимаемые ими за чуйско-кодарские граниты [3, 5,



Позднеорогенная метаморфическая зональность Чуйско-Тонодского поднятия и позднеорогенные граниты (геологическая основа составлена с использованием материалов Л.И.Салона, В.А.Баранова и Б.М.Шергина):

метаосадки: 1 — нижнепротерозойская тепторгинская серия, 2 — чуйская толща; лейкократовые граниты, гранитные и мусковитовые пегматиты: 3 — мамско-оронский комплекс, 4 — амандракский комплекс с субстратом чуйско-кодарских гранитов; 5 — позднеорогенные чуйско-кодарские граниты Чуйско-Витимского (Витимский купол) и Кевактинского (Тонодский купол) массивов; 6 — раннеорогенные куандинские (угольканские) гнейсо-граниты, граниты; 7 — реоморфизованные раннеорогенные и доорогенные (архейские) плутонические породы, включая амфиболовые гранитоиды и амфиболиты Витимского купола, а также олигоклазовые и калишпатовые гранитоиды Тонодского купола; 8 — изограды, воссозданные по измененным реликтам изначальных метаморфических пород (а) и проведенные по индекс-минералам (б); Bi — биотит, Gr — гранат, Stv + Di — дистен и ставролит, Di — дистен; протогейско-неогейские купола Чуйско-Тонодского геоантиклинального поднятия и Мамско-Витимской зоны: В — Витимский, Т — Тонодский, Ч — Челонченский, Б — Большепатомский и Чп — Чипикетский

7, 8, 10]. Отдельные наблюдения, указывающие на прорывание свиты нижележащими гранитами, во внимание не принимались. Эти исследователи полагали, что пурпольская свита образовалась в рифее или, по крайней мере, в конце раннего протерозоя. Начало дискуссии по этому поводу было положено С.П.Кориковским и В.С.Федоровским [6], которые, в свою очередь, игнорируя факт трансгрессивного налегания свиты на нижележащие породы, приводили доказательства ее прорывания чуйско-кодарскими гранитами и экзоконтактового воздействия с их стороны. По данным этих геологов, свита нижнепротерозойская. Характерным в этой дискуссии было то, что ни та, ни другая сторона не только не пыталась датировать такие граниты в местах контакта со свитой, но и не придавали значения конвергентности в купольных структурах, претерпевших неоднократную денудацию и регенерацию, древних и более молодых плутонических образований, включая чуйско-кодарские граниты. Учитывая трудности, связанные с изучением подобных образований, мы постарались привлечь к ним внимание и найти

решение этого вопроса путем прямого датирования метаморфизованных отложений пурпольской свиты Pb-Pb методом.

Работы проводились в северной части Патомского нагорья (рисунок). На этой территории развиты архейско-нижнепротерозойские и рифейские осадочно-метаморфические и плутонические породы. Глубоко измененные архейские образования присутствуют в ядрах протогейско-неогейских куполов Чуйско-Тонодского поднятия [13]. Они перекрыты метаосадками чуйской толщи, превращенными в Витимском куполе в мигматиты [2]. В основании чуйской толщи развиты базальные конгломераты и гравелиты [12]. Тепторгинская серия с разрывом залегает на чуйской толще и перекрыта, в свою очередь, баллаганаскими конгломератами. Базальные конгломераты и гравелиты этих толщ «запечатаны» в купольных структурах разновозрастными гранитами и фиксируют тектонические кульминации, наступавшие в их развитии. Выполненное нами радиологическое датирование показывает, что K-Ar возраст архейских пород в Витимском куполе (амфиболы из гранито-

гнейсов и амфиболитов напротив пос. Мама) составляет 3100 млн лет. Метаосадки чуйской толщи, обрамляющие протогейско-неогейские купола, по данным Pb-Pb датирования (вал, минералы), имеют возраст 2467 ± 49 и 2417 ± 173 млн лет [15]. Баллаганахские отложения, исходя из возраста метапелитовых сланцев бугарихтинской свиты (вал, Pb-Pb метод), не моложе 1593 ± 53 млн лет [14].

Метаосадочные толщи интродуцированы разновозрастными плутоническими образованиями. Так, чуйская толща прорвана синорогенными куандинскими гранитами и позднеорогенными чуйско-кодарскими гранитами, тепторгинская — посторогенными амандракскими гранитами. Мамская (баллаганахская) толща насыщена мамско-оронскими гранито-гнейсами и мусковитовыми, керамическими пегматитами. Последние петрологически сходны с чуйско-кодарскими гранитами и являются их возрастным аналогом [6]. К-Ag определения куандинских гранитов Витимского купола, приведенные в работе [2], свидетельствуют о палеозойско-мезозойской «омоложенности» этих пород, которые, по-видимому, мало изменены и имеют возраст 2170 млн лет. Согласно Pb-Pb цирконометрии [7], гранитоиды Кевактинского массива (Тонодский купол) сформированы 1900 ± 50 млн лет назад, Амандракского массива — $(1750 \dots 1690) \pm 50$ млн лет назад. Однако К-Ag и Pb-Pb датировки, полученные по амандракским гранитам [8] и определившие возраст около 1900 млн лет, наводят на мысль, что эти породы, подобно мамско-оронским плутоническим образованиям, сохраняющим, согласно работе [11], такой же древний реликтовый возраст (1900—1800 млн лет), возможно, образовались по протолиту, состоящему из чуйско-кодарских гранитов (в случае Амандракского массива) или более древних плутонических пород. Ниже на примере Кевактинского массива будут показаны некоторые особенности такого протолита.

Кевактинский массив расположен в центральной части Тонодского поднятия. Он образует ядро Тонодского купола, окаймленное гранатовой и биотитовой метаморфическими зонами. По общему убеждению [5—7, 10], массив сложен сравнительно однообразными биотитовыми гранитами, ближайшими аналогами которых считают биотитовые и биотит-роговообманковые граниты Чуйско-Витимского массива [2], интродуцирующие Витимский купол. Нами было изучено северо-восточное окончание массива и установлено, что развитие в нем породы несут следы двукратной послеперархейской денудации, регенерации и разделены по отношению к кианитовой зональности, охватившей Патомское нагорье, на до-, син- и постметаморфические.

Дометаморфические образования Кевак-

тинского массива представлены глубоко измененными древними породами, денудированными на раннем этапе развития. Ранняя денудация фиксируется в Тонодском куполе базальными конгломератами и гравелитами чуйской толщи [12], указывающими предположительно на позднеархейский возраст изначальных пород гранитного протолита. Этот протолит состоит из субстрата древних магматитов, интродуцированных, в свою очередь, раннеорогенными куандинскими (?) гранитами. Становление таких гранитов в Тонодском куполе сопровождалось продвижением границы Кевактинского массива в чуйскую толщу и почти полной ассимиляцией ее базальных конгломератов и гравелитов. Геолого-петрографическое изучение показывает, что породы массива, претерпевшие многократную перекристаллизацию, первоначально были представлены грубозернистыми образованиями гранитоидного состава, сложенными крупными (1—2 см) кристаллами плагиоклаза или плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Плагиоклаз широкотаблитчатого габитуса, сильно корродирован по краям поздними минералами. Таблицы плагиоклаза обычно переполнены серицитом и сосюритизированы. В некоторых случаях в них наблюдаются обильные выделения зерен эпидота и цоизита. Изредка в плагиоклазе обнаруживаются реликты лабрадора и, вероятно, битовита. Но нужно признать, что эти и другие менее основные первичные плагиоклазы повсеместно раскислены до олигоклаза или олигоклаз-андезина. Калиевый полевой шпат образует такие же крупные пелитизированные кристаллы, нередко замещающие плагиоклазы. Замещаемые плагиоклазы приобретают пятнистое строение, и в них обнаруживаются антипертиты замещения. Выделения кварца в породе округлой формы. Первоначальные темноцветные минералы не сохранились. По ним развит агрегат светло-коричневого биотита, сфена, эпидота и апатита, которым унаследована форма коротко- и длиннопризматических кристаллов (вероятно, амфибола или пироксена). Первоначальная структура пород, просвечивающая сквозь вторичный гетерогранобластовый, гетерогранопидобластовый базис — гипидиаморфнозернистая, гранитная; текстура — массивная.

Раннеорогенные граниты, импрегнировавшие охарактеризованные выше породы, имеют некоторые особенности. Они состоят из крупных альбитовых двойников олигоклаза, слегка затронутых серицитизацией, и более позднего калиевого полевого шпата. Последний состоит из слабосетчатого микроклина, содержащего включения резорбированного кварца, плагиоклаза. Очень характерно обрастание этим микроклином ортоклаза. Для этих пород, как и для упомянутых калишпатов, обычны разнообразные пертиты. В парагенезисе с упомянутыми

ми минералами присутствует светло-коричневый биотит, напоминающий биотит, развитый в субстрате по первичным темноцветным минералам. На раннеорогенное происхождение таких гранитов указывает то, что они перекрыты тепторгинскими отложениями и не оказывают какого-либо воздействия на них.

Продукты глубоких синметаморфических преобразований маскируют в Кевактинском массиве исходные породы. С одной стороны, они представлены только метаморфизованным (не гранитизированным) гранитным протолитом, первоначальное строение которого затушевано синметаморфической гнейсовидностью или вторичной полосчатостью. С другой стороны, им соответствуют чуйско-кодарские граниты (Витимский купол) и(или) сопряженные с ними метасоматиты и метасоматические граниты с калиевым полевым шпатом, сложенным свежим ясно-решетчатым микроклином. Полосчатое строение протолита обусловлено чередованием в нем слоев разного состава. В ряде случаев одни слои состоят из выстроенных в ряд крупных зерен нерешетчатого и неяснорешетчатого калиевого полевого шпата, другие — из прилегающих друг к другу зерен круглого кварца (такого же, как в кварцевых гравелитах пурпольской свиты). Границы между слоями обогащены биотитом. Содержание кварца в породах, как отмечал В.К.Головенко [3], увеличивается по мере приближения к свите. О позднеорогенных огнейсованных в образовании в нем полосчатости свидетельствуют одинаковая направленность гнейсовидности (полосчатости) в гранитном протолите и сланцеватости в пурпольской свите и постпурпольский возраст калишпатизации, затрагивающей метаморфизованные коры выветривания и перекрывающие их кварцевые гравелиты пурпольской свиты.

Поздние (постметаморфические) магматические породы охарактеризованы в Кевактинском массиве порфиоровидными биотитовыми гранитами, образующими жилотелами северо-восточного направления. В отличие от сильно огнейсованных древних гранитоидов эти породы почти не изменены наложенными процессами и имеют довольно свежий вид. Структура их основная мелко-, равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая. Главные минералы — полевые шпаты (микроклин, плагиоклаз), кварц. Темноцветные минералы состоят из биотита и в некоторых случаях из амфибола. В незначительном количестве присутствует мелкий мусковит. Плагиоклаз составляет основу кристаллического базиса, в котором даются мелкие хорошо оформленные кристаллы. Во вкраплениях он образует узкие лейсты, в то время как микроклин и кварц — округлые зерна.

Изложенный материал свидетельствует о том, что пурпольская свита одного из изве-

стнейших участков стратотипической местности трансгрессивно залегает не на чуйско-кодарских гранитах, а на более древних плутонических образованиях, повторно (?) огнейсованных и гранитизированных (микроклинизированных) на заключительных этапах во время тепторгинского метаморфизма. То обстоятельство, что олигоклазовые и калишпатовые плутонические породы, огнейсованные в одно время с образованием кристаллизационной сланцеватости в тепторгинских отложениях, имеют радиологический возраст чуйско-кодарских гранитов, говорит, как нам кажется, о раннепротерозойском метаморфизме древнего гранитного протолита и перекрывающих его отложений пурпольской свиты. Для того, чтобы проверить это предположение и подойти к вопросу о взаимоотношении пурпольской свиты с чуйско-кодарскими гранитами, нами было проведено прямое датирование метapelитовых сланцев свиты Pb-Pb методом. Для контроля полученного результата K-Ar методом продатированы медвежеские амфиболиты.

Радиологическое изучение метаморфизованных тепторгинских отложений проводилось после отбора проб на участке, расположенном на юго-восточной окраине Витимского купола — в зоне повышенного метаморфизма. Пурпольская свита подстилается здесь неоднократно измененными куандинскими [10] или угольканскими [1] гранитоидами. Кварцевые гравелиты ее базального горизонта превращены в кварциты, в которых изредка обнаруживается галечка гранулированного кварца. Признаки первоначального трансгрессивного налегания метавулканитов на раннепротерозойские гранитоиды, ярко выраженные в зонах пониженного метаморфизма, в этих породах почти полностью утрачиваются. Пробы были отобраны из крупного коренного обнажения в правом борту р. Витим, напротив устья р. Мама. В пурпольской свите изучались дистен-ставролит-мусковит-биотитовые сланцы. Измерение изотопного состава свинца проводилось в них после предварительного определения его содержания, а также содержания U и Th рентгеноспектральными и спектральными методами на масс-спектрометре МИ-1201 после разложения проб плавиковой кислотой и очистки Pb ионно-обменной смолой ЭДП-10П. Погрешность анализа для всех измерений изотопных соотношений составляет 0,1—0,2 %. Согласно полученным данным, изотопные отношения в валовых пробах и минералах компонентны и коррелируются с содержаниями Pb, U и Th, что дает основание датировать эти породы Pb-Pb методом. Все валовые пробы и минералы, кроме дистена, отличающегося потерей ураногенного Pb, ложатся на Pb-Pb изохрону, уравнение регрессии которой, рассчитанное А.В.Снытко, имеет вид: $207/204 = 13,51975(\pm 0,06465) +$

$0,11603(\pm 0,00317) \cdot 207 / 204$. Низкое СКВО (0,4) при упомянутой погрешности изотопных измерений свидетельствует о правомерности применения изохронной модели к валовым пробам и минералам. Согласно приведенному уравнению регрессии, возраст пород пурпольской свиты равен 1896 ± 49 млн лет. Близкое значение изотопного возраста получено по метавулканитам (амфиболитам) медвежеской свиты. Датирование амфибола этих пород проведено К-Аг методом. Калий определялся с помощью фотометрии пламени, аргон — масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Сделанные измерения показывают, что метавулканиды медвежеской свиты преобразованы в амфиболиты 1841 ± 55 млн лет назад, практически в одно время с метаморфизмом пурпольских отложений.

Выполненные исследования показывают, что породы Кевактинского массива, обычно принимаемые за чуйско-кодарские граниты, на самом деле не являются таковыми, хотя и отражают созвучную им тектоно-магматическую активизацию. Они представляют собой «дометаморфический» гранитный протолит, о позднеархейском (?) происхождении которого можно судить по возрасту чуйской толщи (около 2,45 млн лет), трансгрессивно, через конгломераты и гравелиты, налегающей на его породы. Массивы чуйско-кодарских гранитов и близкие им по возрасту шширообразные выделения в протолите метасоматических гранитоидов с поздними калиевыми полевыми шпатами контролируются в протогейских купольных структурах наложенными на них позднеорогенными метаморфическими зонами. Исходя из этого, а также одинакового радиологического возраста высокоглиноземистых метапелитовых сланцев пурпольской свиты, медвежеских метавулканидов и чуйско-кодарских гранитов — около 1900 млн лет, можно вполне обосновано считать, что упомянутые граниты — синметаморфические. С установлением этого факта проясняется и вопрос о возрасте пурпольских отложений: их накопление происходило до появления чуйско-кодарских гранитов ввиду за куандинской орогенцией в интервале 2100—1900 млн лет. Полученные результаты позволяют более уверенно судить и о возрасте баллаганских отложений. Они, скорее

всего, образовались в диапазоне 1900—1600 млн лет, а не позднее, т.к. по формационным особенностям ближе к груботерригенным отложениям верхов тепторгинской серии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов В.А., Шергин Б.В. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия бодайбинская. Лист 0-49-ХП. — М.: Недра, 1962.
2. Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — М.: Недра, 1963.
3. Головенко В.К. Литогеохимические особенности и условия образования тепторгинской серии. — М.: Недра, 1976.
4. Казакевич Ю.П., Жаднова Т.П., Кондратенко А.К. и др. Стратиграфия центральной части Патомо-Витимского нагорья // Тр. НИГРИЗОЛТО. М., 1956. С. 222—238.
5. Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. и др. Ленский золотоносный район. — М.: Недра, 1971.
6. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. — М.: Наука, 1980.
7. Макарьев Л.Б., Чухонин А.П. О времени образования пурпольских свиты Патомского нагорья // ДАН СССР. 1991. Т. 316. № 6. С. 1443—1446.
8. Мануйлова М.М. Геология и геохронология докембрия Байкальской горной области и проблема байкалит // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 58—67.
9. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. — М.: Недра, 1964. Т. 1.
10. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. — М.: Недра, 1967. Т. 2.
11. Соколов Ю.М., Сумин Л.В., Тимофеев Б.В. и др. Геологический возраст метаморфических и рудных формаций Байкало-Патомской складчатой области (Pb-Pb термоизохронный, микропалеонтологический методы) // Геология рудных месторождений. 1985. № 1. С. 48—57.
12. Шаров В.Н., Шмотов А.П. О базальных конгломератах чуйской толщи протерозоя Патомского нагорья // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 425—428.
13. Шаров В.Н., Шмотов А.П. О корреляции эндогенных процессов Байкало-Патомского нагорья // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1981. С. 79—85.
14. Шаров В.Н., Фефелов Н.Н., Заруднева Н.В. и др. Pb-Pb датирование кристаллических сланцев Мамского синклиория (Байкало-Патомское нагорье) // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 1. С. 209—212.
15. Шаров В.Н., Фефелов Н.Н., Яблоновский Б. и др. Датирование нижнепротерозойских стратифицированных отложений Патомского нагорья Pb-Pb методом // ДАН РАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1081—1084.

Принята редколлегией 26 сентября 1994 г.

Основные черты генезиса пегматитов

Г.Г.РОДИОНОВ, И.А.ЖУКОВА (ВИМС)

Пожалуй, ни одна горная порода (жильное выполнение, по А.Е.Ферсману) не привлекала столько внимания геологов, как гранитные пегматиты. Дискуссии об их генезисе не прекращаются до сих пор, свидетельствуя о том, что данная проблема далека от решения [2, 12, 16, 19, 20].

В настоящее время очевидно, что только одна распространенная среди геологов гипотеза — образование пегматитов путем перекристаллизации гранитов — теоретически не обоснована и не установила, в каких растворах может происходить перекристаллизация многокомпонентной породы, какой являются граниты. Известно, что однокомпонентная порода может перекристаллизовываться в насыщенных растворах в тех условиях, когда ее мелкие кристаллы будут растворяться, а крупные — расти (принцип Кюри). Но как в таком случае могут одновременно расти, например, полевой шпат и кварц, слагающие гранит? Для первого необходимы насыщенные щелочные растворы, для второго — кислые. При перекристаллизации полевого шпата в щелочной среде кварц будет растворяться — вспомним альбитизацию пегматитов и ее последствия для кварца. Без решения этого основного вопроса гипотеза перекристаллизации не находит теоретического обоснования.

Впрочем, в последних работах [20] замечен переход на новые позиции, согласно которым полевой шпат и кварц перекристаллизуются не одновременно, а в разное время. Но это уже не перекристаллизация, а метасоматоз. Ведь увеличиваясь в размерах, кристаллы полевого шпата должны замещать соседние кристаллы кварца, а кварц, в свою очередь, ранее выросшие кристаллы полевого шпата. В природе эти метасоматические явления наблюдаются часто.

Теория образования пегматитов путем кристаллизации поздних переохлажденных расплавов подтверждается как при полевых наблюдениях, так и при экспериментальных исследованиях [1, 10, 14]. Однако до сих пор некоторые ее важнейшие положения остаются дискуссионными. К ним относятся вопросы о способе роста крупнейших кристаллов, а также о том, чем обусловлены в пегматитах высокие содержания воды и многих редких элементов и является ли это генерирующим, главным фактором их образования. А.Е.Ферсман (1940) вслед за И.Фогтом и П.Ниггли предполагал, что пегматиты образуются из остаточного насыщенного водой расплава во флюидно-магматическую стадию, благоприятную для роста крупных кристаллов полевого шпата, споду-

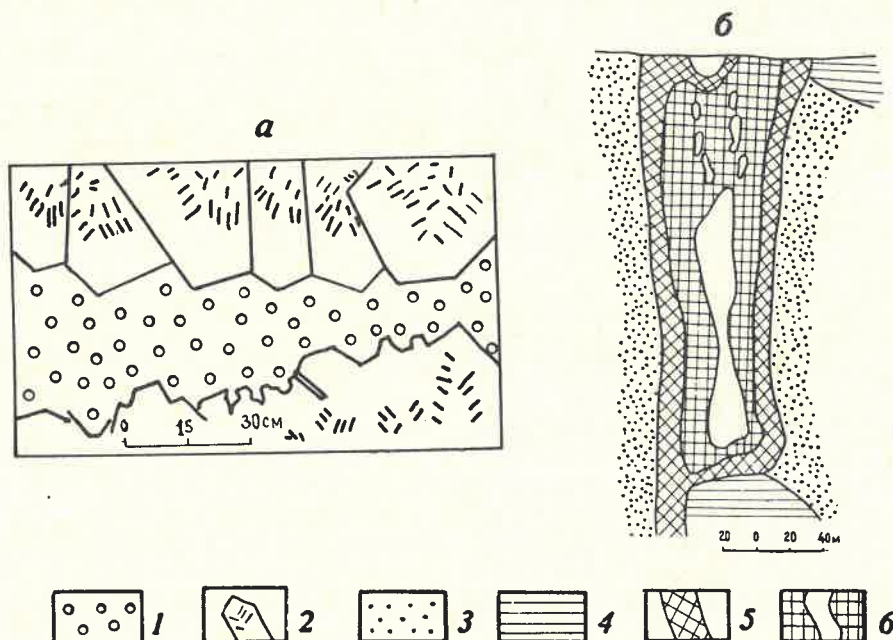


Рис. 1. Примеры зональных пегматитовых тел:

a — безрудное пегматитовое тело с ориентированными кристаллами полевого шпата, Мамский район; *b* — план жилы керамических пегматитов «Панфилова варака», Карелия; 1 — кварц; 2 — кристаллы полевого шпата; 3—4 — вмещающие породы; 5 — мелкозернистые плагиоклазовые пегматиты, 6 — зона крупных ориентированных кристаллов микроклина, включающая кварцевое ядро

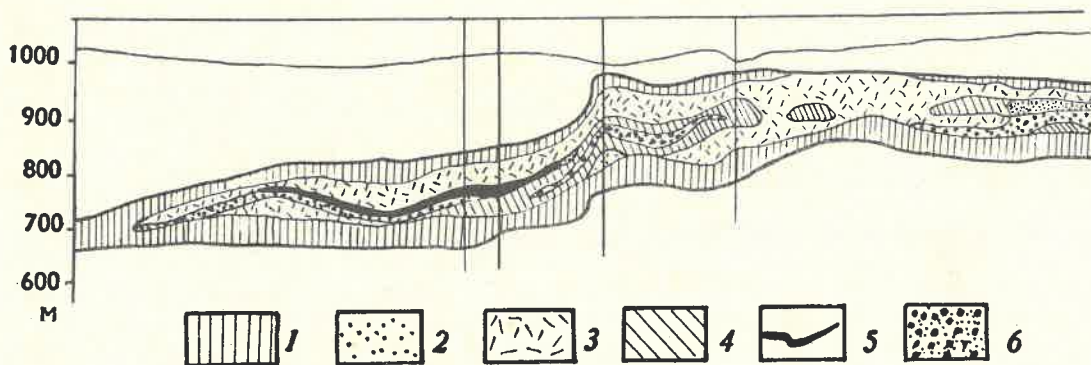


Рис. 2. Вертикальный разрез пегматитового тела месторождения Берник-Лейк [23]:

зоны: 1 — приконтактовая альбита, кварца, микроклина, 2 — нижняя промежуточная микроклин-пертита, кварца, сподумена, 3 — верхняя промежуточная сподумена, 4 — центральная микроклин-пертита, альбита, берилла, 5 — поллуцита, 6 — лепидолита

мена, берилла, мусковита и др. Эта гипотеза подверглась критике со стороны А.Н.Заварицкого [7], показавшего невозможность неограниченной растворимости воды в силикатном расплаве и, следовательно, такого способа роста крупных кристаллов. Позитивная сторона его предложений — рост



Рис. 3. Реберный и вершинный способы роста микроклина в зональной пегматитовой жиле:

светлое — микроклин, темное — кварц, черное (вверху) — гнейсы

крупных кристаллов в процессе перекристаллизации — также оказалась неудачной.

Последователи А.Е.Ферсмана не пытались найти новое объяснение этому феномену, а искали дополнительные доказательства существования магмы, насыщенной водой [8, 14]. Современные исследователи [2, 10, 13, 14], допускающие различные, в т.ч. и довольно высокие содержания воды в пегматитовых расплавах (от 1 до 12 %), главную роль летучих компонентов видят в снижении температур плавления кристаллизации неводных силикатов, понижении вязкости расплава, его деполимеризации, переходе Al^{4+} в Al^{6+} , смещении эвтектических точек. При этом установлено, что жидкие флюиды и отделяющиеся от расплава на конечных этапах его кристаллизации бедны солями и не могут служить источником рудных элементов [10, 14].

Естественно, что первоочередное внимание уделялось пегматитам с высоким содержанием слюды или редких элементов, т.к. именно они представляли практическую ценность. Но избирательное изучение только рудоносных пегматитов приводило к возведению частных особенностей пегматитов в ранг общих, характерных для пегматитов вообще, хотя на самом деле накопление воды и летучих компонентов — это результат частных условий развития процесса. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что в каждом пегматитовом поле доля тел рудоносных пегматитов по подсчетам ряда исследователей составляет 5—10 % от общего их количества. Пегматиты многих пегматитовых полей совсем не содержат ни слюды, ни редких металлов и имеют простой минеральный состав, включая лишь полевые шпаты и кварц. Особенно характерны в этом отношении керамические пегматиты слюдоносных районов, описанные еще в 1932 г. А.Н.Лабунцовым. В их телах наблюдаются мощные зоны, сложенные крупными кристаллами микроклина и кварца без признаков воды и редких элементов (рис. 1). И все



Рис. 4. Пегматоидная зона в центральной части зональной жилы, Мамский район:

разноориентированные крупные кристаллы мусковита расположены на границе блоков полевых шпатов и кварца (обычное положение пегматоидного мусковита); форма кристаллов полевых шпатов и мусковита трехмерная; ельчатость в мусковите отсутствует

же это типичные пегматиты, точнее характеризующие пегматиты вообще, чем экзотические редкие рудоносные пегматиты (рис. 2). Таким образом, появилось предположение, что высокое содержание воды и других летучих компонентов не является общим

свойством пегматитов и не определяет их генезиса и что особенности пегматитов как горной породы обуславливаются одними причинами, а их рудоносность — другими [14, 17].

Условия роста гигантских кристаллов



Рис. 5. Зона мусковита на границе с гнейсами (вверху):

кристаллы субперпендикулярны контакту, форма — лейстовидная, грани мусковита обращены вниз — в кварцевое ядро; темное (в центре) — мусковит, серое (внизу) — кварц



Рис. 6. Скелетный кристалл мусковита с дефектами строения (ельчатость) в средней части граней

пегматитов. Известно, что пегматиты более крупнозернистые породы по сравнению с гранитами, но в данном случае нас интересует наличие в пегматитах гигантских кристаллов, нередко достигающих в длину нескольких метров. Такие кристаллы встречаются в строго определенных условиях и отличаются постоянными морфологическими особенностями. Они наблюдаются только в зональных телах, закономерно ориентированы по отношению к контактам тел и

характеризуются резко удлинённой, призматической формой.

У контактов зональных тел пегматитов отскакаются тонкие, сантиметровые, зоны плагиоклазовых разновидностей породы, затем следуют мощные (несколько метров) зоны микроклина, осевая же часть сложена кварцем. Микроклин представлен столбчатыми крупными кристаллами, расположенными перпендикулярно плоскости контакта. Способ их роста реберный (см. рис. 1, а) или вершинный (рис. 3). В телах слюдоносных пегматитов мусковит обычно расположен между полевошпатовыми зонами и кварцевой осью (рис. 4), но нередко образует зоны на контакте с гнейсами (рис. 5). В последнем случае способ роста кристаллов мусковита дендритный. Форма выделений — лейсты (см. рис. 5) или тонкие скелетные кристаллы с хорошо выраженным одним ребром и так называемой ельчатостью: в середине прилегающих граней — характерный для скелетных кристаллов обычный дефект, образовавшийся при последующем дорастании граней (рис. 6).

Все подобные особенности роста кристаллов, формирующихся путем кристаллизации из расплавов, детально изучены, определена и среда их образования. Установленные закономерности настолько достоверны, что используются для выращивания кристаллов заданной формы, применяемых в промышленности. Эти закономерности могут служить и достоверной основой для расшифровки генезиса пегматитов. Для этой цели служит простейшая фазовая диаграмма $C-T$ (рис. 7) [9]. На ней все поле концентраций и температур распадается на три области. В стабильной области, расположенной ниже кривой растворимости $A-B$ (кривой плавления), кристаллизация не

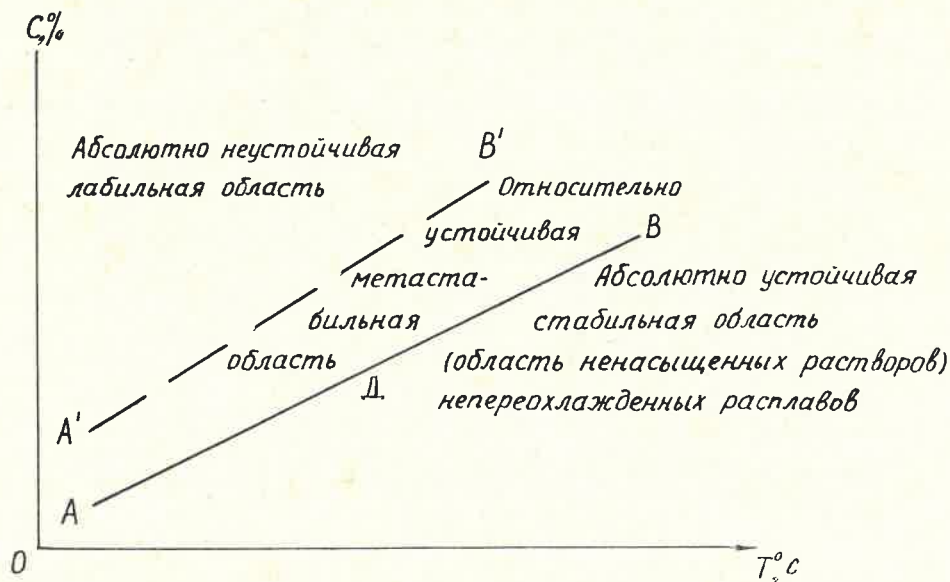


Рис. 7. Простейшая фазовая диаграмма процесса кристаллизации [9]:

C — концентрация раствора (для расплава — переохлаждение), T — температура

происходит. Выше этой кривой размещается метастабильная область, где самопроизвольная кристаллизация никогда не наблюдается. Это относительно устойчивое состояние переохлажденных расплавов, где кристаллизация осуществляется только при наличии затравки. В пределах этой области образуются крупные плоские кристаллы — дендриты, оси которых ориентированы субперпендикулярно контакту (плоскости холодильника). Дендритному росту крупных кристаллов способствуют анизотропные их формы, геометрический отбор выгодно расположенных кристаллов, большая вязкость среды, наличие примесей и возможность их диффузионного перераспределения в условиях относительно невысоких переохлаждений и скорости кристаллизации.

Выше линии $A'-B'$ находится лабильная область, в пределах которой в охлаждающемся расплаве под влиянием малейших внешних или внутренних причин начинается бурная кристаллизация. Здесь образуются разноориентированные трехмерные кристаллы во всем объеме, занимаемом расплавом [9].

Рассматривая пегматитовые тела с данной точки зрения, можно выделить в них структуры, характеризующие как лабильную, так и метастабильную области кристаллизации. К первой относятся мелкозернистые гранитные и более крупнозернистые пегматоидные структуры, ко второй — гигантозернистые пегматиты графических и блоковых структур.

Таким образом, наиболее крупнозернистые пегматиты формируются из переохлажденных расплавов при последовательном режиме охлаждения последних, в условиях геометрического отбора, в метастабильной области, при высоком влиянии процессов диффузии, в вязкой среде. Все эти факторы определяют широкое развитие в пегматитах таких онтогенических форм, как столбчатые, скелетные и дендритные кристаллы, а также ритмично-зональных структур, взаимных прорастаний минералов [9, 15].

Рассмотренные особенности кристаллизации характеризуют закрытую систему образования пегматитов. В относительно закрытой системе ход процесса будет несколько иным. Он будет отличаться другими особенностями, отчетливо проявленными в облике пегматитов, возникших уже в лабильной области кристаллизации.

О пегматитах графической структуры. Зоны пегматитов графической структуры не всегда присутствуют в пегматитовых телах, но при наличии закономерно располагаются между плагиоклазовыми приконтактовыми пегматитами и зонами полевых шпатов. Контакт их с последними часто проходит по кристаллам полевых шпатов, ядерная часть которых содержит ихтиоглипты кварца, а периферическая лишена их (см. рис. 1, 4).

В настоящее время возникновение графических пегматитов связывается с эвтектической кристаллизацией. В сплавах металлов получены сростания двух компонентов, вполне аналогичные графическим пегматитам [3]. Об этом свидетельствует их постоянный состав в определенных условиях температуры и давления [18], если, конечно, не учитывать наличие следов позднего кремниевого метасоматоза, хорошо распознаваемых по форме выделений кварца и незакономерному их размещению. Так, в хрусталеносных пегматитах обычное соотношение микроклина и кварца составляет 61:39, в редкометалльных — 74:26, а в слюдоносных, наиболее глубинных — 78:22. Несомненной является и одновременность кристаллизации кварца и микроклина в графических пегматитах.

В данной статье мы хотели бы обратить внимание читателей на некоторые особенности графических пегматитов, важные по своему значению и еще недостаточно изученные.

Уже в ранних работах А.Е.Ферсмана отмечается, что эвтектические сростания двух минералов не заканчивают процесс кристаллизации, как предполагалось ранее, а сменяются последовательным выделением полевого шпата и кварца, что постоянно наблюдается, особенно в слюдоносных пегматитах (см. рис. 1, а, 2). Как известно, А.Е.Ферсман определил закономерности сростания этих минералов, выраженные пространственным соотношением их кристаллических решеток, и что, сростаясь, они образуют единый кристалл. Последнему замечанию, по-видимому, не придается достаточного значения. Действительно, к данному кристаллу нужно относиться не как к горной породе графической структуры, а как к своеобразному минералу. Назовем его условно для удобства изложения микроклин-кварцем. Он имеет определенную кристаллографическую форму, закономерную своеобразную кристаллическую решетку, определенный химический состав, реагирующий на PT -условия образования. Кварц в нем занимает не свое место в температурном ряду микроклин — мусковит — кварц. В свободном состоянии он выделяется позднее мусковита. Более того, предполагаемый минерал возглавляет последовательно образующийся ряд микроклин-кварц, микроклин, мусковит (или сподумен в редкометалльных пегматитах) и кварц — ряд, подчиняющийся законам термодинамики. Последовательность их выделения определяется убывающим значением изобарного потенциала. Общность формирования этого ряда наводит на мысль, что предполагаемое минералоподобное образование — микроклин-кварц — возглавляя упомянутый ряд, подчиняется тому же закону и обладает наибольшим изобарным потенциалом, вероятно, суммарным.



Рис. 8. Зональный кристалл микроклина с ихтиоглинтами кварца в центральной части, замещается кварц-мусковитовой ассоциацией

При рассмотрении особенностей строения пегматитовых тел геологи давно обсуждают вопрос о состоянии системы, в которой развивается процесс пегматитообразования. Этой теме отводится существенное место в работах Ю.М.Соколова и М.Е.Салье [19], В.В.Гордиенко [6], А.А.Маракушева [14] и др.

Закрытая система. Все кратко охарактеризованные зональные пегматитовые тела как слюдоносных, керамических, так и редкометалльных пегматитов несут ярко выраженные черты образования в закрытой системе, которая возможна в спокойной тектонической обстановке. Процесс пегматитообразования в них представлен непрерывным рядом этапов: ранним — щелочным, гидролиза полевых шпатов (слабощелочным или нейтральным) и кислым [1, 5, 18]. Частое отсутствие или слабое проявление зон, несущих полезную минерализацию, зависят не от произвольных отклонений от обычного хода минералообразования, а от того, набрала ли данная «порция» магмы в процессе дифференциации легко летучие компоненты или нет. Таким образом, признаками закрытой системы минералообразования в пегматитовом процессе являются

хорошо выраженное зональное строение пегматитовых тел, в котором прослеживается непрерывность, и обычная очередность образований всех этапов пегматитового процесса.

Относительно закрытая система. Относительно закрытая система характеризуется таким состоянием, при котором частные внешние факторы вызывают отклонение процесса кристаллизации расплава, но не изменяют его общей направленности и не прекращают его совсем, например, резкое падение температуры и образование аплитов.

Причины, обуславливающие отклонения процесса кристаллизации, многочисленны. Это и массообмен с вмещающими породами, и тектоника, сопровождающая пегматитообразование на разных его этапах. Она может привести к падению давления в полости, где кристаллизуется расплав, и появлению флюидной фазы. В начале процесса состав флюида — щелочной, в связи с чем развивается калиевый метасоматоз по плагиоклазу. Более позднее отделение флюидной фазы вызывает гидролиз полевых шпатов и образование метасоматической кварц-мусковитовой ассоциации, субодновременной

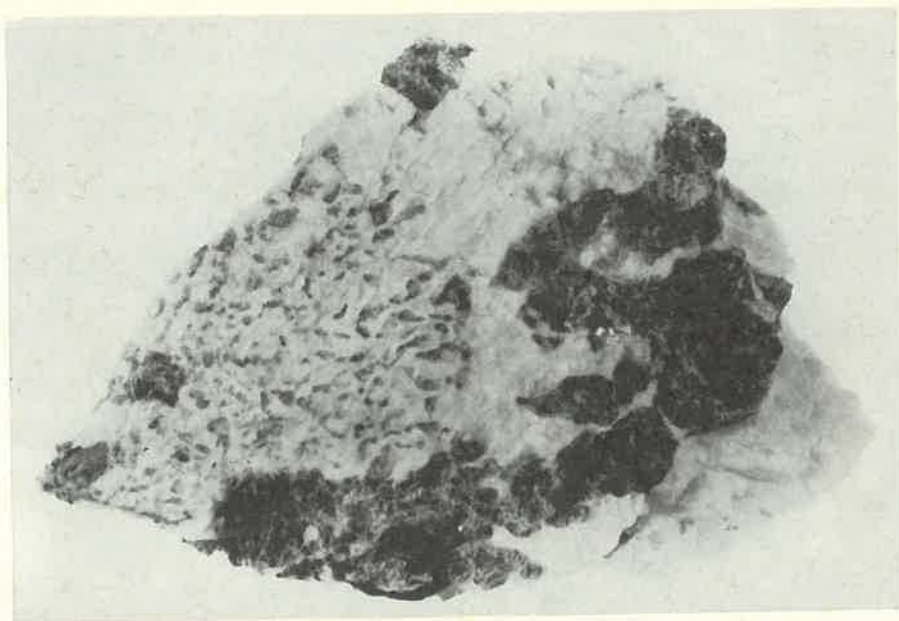


Рис. 9. Кварцевое замещение по зональному кристаллу плагиоклаза:

белое — плагиоклаз, темно-серое — ихтиоглипты кварца, черное — кварц замещения

пегматоидному мусковиту (рис. 8). Выделение позднего флюида определяет кремниевый метасоматоз, струи которого ответвляются от кварцевых осей жил по образующимся трещинам (рис. 9). Итак, состав флюидной фазы изменяется в полном соответствии с известными этапами процесса — щелочным, нейтральным или слабощелочным и кислым. Все эти аутометасоматические процессы легко фиксируются и показаны на соответствующих фотографиях.

Но, пожалуй, наиболее существенно внешний облик пегматитов изменяется в результате перехода системы под влиянием тектоники (своего рода взбалтывания) из метастабильной области кристаллизации в лабильную, сопровождаемого сменой дендритных и столбчатых кристаллов на трехмерные — изометричные, возникающие уже не на контактах пегматитовых тел, а одновременно по всей полости пегматитового тела (рис. 10). Таким образом, крустификационная структура в этом процессе сменяется на гранитную, что значительно влияет на облик пегматитовых тел. Но эти изменения не нарушают прежнего порядка выделения минералов — полевые шпаты, слюда, кварц.

Открытая система. В открытой системе пегматиты не образуются, о чем свидетельствуют особенности процесса кристаллизации пегматитового расплава. Эти особенности противоречат также гипотезе формирования пегматитов путем перекристаллизации минералов гранитов [16].

По существу, признаки открытой системы в пегматитовом процессе свидетельствуют о конце самого процесса — о полной потере

летучих компонентов, снижении температуры — образовании аплитовидной породы. Наблюдения показывают, что такое его завершение может наступить на любом этапе. Между тем, некоторые исследователи придают особое значение открытой системе, т.к. связывают с ней на каких-то этапах появление в пегматитах полезной минерализации — слюды, редких элементов и др. [20]. С этим едва ли можно согласиться, поскольку зоны мусковита, сподумена, берилла всегда занимают определенное место в строении пегматитовых тел и располагаются на границе с кварцевым ядром (см. рис. 2, 4), что было бы необъяснимо при образовании их аллометасоматическим путем. Кроме того, и мусковит, и сподумен всегда образуются в процессе кристаллизации после микроклина и до кварца. Это нерасторжимая триада — единая тендем-ассоциация, подчиняющаяся законам термодинамики (таблица). Более того, кристаллы данных минералов — это дендриты резко удлиненной формы или скелеты, лейсты (мусковит), что говорит об их магматическом происхождении в метастабильную стадию процесса. Таким образом, нет оснований считать эти минералы «пришлыми» для пегматитов, возникшими в открытой системе метаморфическим путем.

Причины последовательного выделения минералов. Зональное строение пегматитовых тел характерно не только для гранитных пегматитов, но и для пегматитов щелочных и ультраосновных пород. В них повторяются те же основные черты: зональность, наличие зон мономинерального состава, закономерная ориентировка кристал-



Рис. 10. Пегматоидная (гранитная) структура пегматита, сложенная разноориентированными изометричными кристаллами полевого шпата и кварца в участково-зональных жилах:

светлое — полевой шпат, темное — кварц

Изобарный потенциал и энергия кристаллической решетки минералов, по А.Е.Ферсману

Минерал	Изобарный потенциал		Энергия кристаллической решетки, ккал/моль [4]
	ккал/моль при T 900 К, 627°C [11]	600°C на O_2 в молекуле минерала [14]	
Микроклин	—	198	11 142
Мусковит	—	194	—
Кварц	—	179	2996
Микроклин	752,20	—	—
Сподумен	585,50	—	—
Кварц	166,50	—	—
Микроклин	752,2	—	11 142
Нефелин	408,4	—	5178
Кальцит	214,8	—	4763
Диопсид	618,9	—	7772
Оливин	379,2	—	4876
Кальцит	214,8	—	4763

П р и м е ч а н и е . Необходимость использования данных различных авторов вызвана трудностью получения соответствующих характеристик различных минералов. Но сопоставление приведенных значений, несмотря на различную степень точности их определения при разных способах подсчета, свидетельствует об одинаковой направленности процесса кристаллизации. 1 — слюдоносные пегматиты; 2 — редкометалльные пегматиты Верхнего Саяна; 3 — миеаскитовые пегматиты, Ильменский заповедник; 4 — залежь пегматитов ультраосновных — щелочных пород, Ковдор.

лов породообразующих минералов. Каковы же причины этой общей для всех типов пегматитов закономерности последовательного выделения минералов, образующих мономинеральные зоны? Исходя из представлений о ведущей роли процессов перекристаллизации или метасоматоза она не может быть объяснена.

Изучая последовательность образования отдельных минералов при кристаллизации силикатных расплавов, выраженную в известных рядах Боуэна, А.Е.Ферсман сформулировал геохимический закон, связывающий порядок смены образования минералов из расплава с уменьшением энергии их кристаллических решеток [4]. Другие исследователи полагают, что эта последовательность определяется, по существу, тем же физико-химическим законом, но выраженным другими величинами: снижающимся изобарным потенциалом [11, 13] или порядком понижения энергии атомизации [21]. Теми же законами определяется смена минералов и мономинеральных зон в пегматитах редкометалльных, миеаскитовых и ультраосновных — щелочных пород, взятых нами для примера из опубликованных работ [22, 23] и приведенных в таблице.

Энергетическая сущность процесса смены минеральных образований обнаруживается отчетливо. Сходство пегматитов разных

формаций показывает, что все они проходят одинаковые пути магматической кристаллизации, определяемой единым термодинамическим законом. В соответствии с последним возникает низкотемпературная эвтектика, сменяющаяся последовательным выделением порообразующих минералов в порядке снижения их изобарных потенциалов.

Нам представляется, что проблема воды и других летучих элементов в слюдоносных пегматитах наиболее полно и обоснованно освещена в работе В.В.Гордиенко [6]. Но в виде дополнения к этому ее интересно рассмотреть с геолого-структурных позиций.

Как уже отмечалось, рудоносные пегматиты в общей массе составляют 5—10 %. В строении тел хорошо прослеживается закономерная зональность; в них присутствуют минеральные ассоциации всех этапов процесса кристаллизации, отсутствуют или едва заметны следы аутометасоматических явлений. Все их особенности свидетельствуют о том, что они образовались в закрытой системе и до начала кристаллизации были обогащены водой и другими летучими компонентами. Представление, согласно которому это обогащение происходит в процессе кристаллизации благодаря первоначальному переходу в твердую фазу минералов, не содержащих воду [24], не подтверждается наблюдениями, т.к. наиболее крупные минеральные индивиды, если их формирование связывать с высокой насыщенностью расплава водой в конце процесса, появляются не в конце его, как следовало бы ожидать, а в самом начале. Так, в Мамском слюдоносном районе наблюдались ранее всех образующиеся пегматиты графической структуры с минералом-хозяином — микроклином размером до 6 м. Размер же кристаллов мусковита не более 1 м и, как правило, по мере кристаллизации поздние кристаллы меньше, чем ранние.

Особенности структур пегматитовых полей показывают, что пегматитовые тела, несущие полезную минеральную нагрузку, размещены на расстоянии несколько километров от материнских гранитов, причем отдельные обособления расплава по мере удаления от материнского массива располагаются все в более и более мелких контролируемых их тектонических структурах — третьего, четвертого порядка. Это свидетельствует о том, что обособившаяся часть расплава не сразу находит свое последнее месторасположение, а перемещается под влиянием тектоники несколько раз из одной структуры в другую.

Механизм перемещения данной порции расплава сводится к схеме: открытие новой полости в зоне растяжения и разрыва (раздвиг ее стенок) с понижением давления и перемещение в нее расплава из соседней зоны, находящейся под давлением. Градиент давления, зависящий от скорости открытия нового вместилища расплава, может

быть различным. Различным, большим или меньшим, будет и перемещение летучих компонентов из полости донора в полость реципиента, связанное со степенью подвижности отдельных компонентов. Неоднократные перемещения служат причиной обогащения отдельных порций расплава летучими компонентами и обеднения ими соседних вместилищ.

В условиях распространения слюдоносных пегматитов вблизи гранитных массивов сравнительно часто встречается другой механизм дифференциации расплава: в пределах гранитных массивов вода и летучие компоненты накапливаются в протяженных апофизах, отходящих вверх от гранитного массива (жила 200, р. Согдиондон). В гребне таких апофиз в результате диффузии размещаются слюдоносные пегматиты, обогащенные микроклином, мусковитом и в значительно меньшей степени апатитом и бериллом. Точно так же вертикальные трубообразные пегматитовые тела, имеющие значительную протяженность по восстанию (месторождение Витим, Мамский район), в гребнях обогащены микроклином, мусковитом, апатитом и реже бериллом (жила 19, р. Луговка).

В субогласных гранитных массивах тоже наблюдаются пегматиты, обогащенные калием, водой, фтором (микроклин, мусковит и апатит). Они размещаются под пологопадающими ксенолитами вмещающих пород в местах их пологих антиклинальных изгибов. В зависимости от величины изгиба находится и размер пегматитовых обособлений с мусковитом, составляющий в плане десятки метров (рудник Большой Северный), а иногда 1—2 м (рудник Чуя).

Отметим, кстати, что высокая концентрация воды и других летучих компонентов в пегматитах отдельных жил и связанная с этим их рудоносность определили стремление геологов привлечь при поисках рудных тел геохимические методы в надежде, что последние будут сопровождаться существенными ореолами рассеяния. Но если учесть, что богатые рудные тела всегда имеют хорошо выраженное зональное строение и другие признаки, свидетельствующие об образовании их в закрытой системе, то следует сделать вывод: они не теряли летучие компоненты и над ними не могут образовываться ореолы рассеяния. Следовательно, геохимические методы поисков богатых рудных тел в данном случае не обоснованы. В лучшем случае с их помощью можно обнаружить бедные рудные тела, образовавшиеся в относительно закрытой системе.

На основании многолетнего изучения гранитных пегматитов, а также современных экспериментальных данных, касающихся кристаллизации силикатных расплавов, поновому сформулированы основные черты их генезиса.

1. В природных условиях пегматитовый

расплав кристаллизуется как в закрытой, так и в относительно закрытой системе, что определяет характерные особенности строения и состава соответствующих групп пегматитовых тел.

2. При кристаллизации в закрытой системе образуются пегматитовые тела зонального строения. Минеральный состав зон отражает сущность процесса пегматитообразования — его физико-химические этапы — щелочной, гидролиза полевых шпатов (нейтральный или слабощелочной) и кислый; причины смены твердых фаз — в порядке снижения их изобарного потенциала. Минералы, слагающие зоны, обладают наибольшими размерами — это кристаллы-дендриты, выросшие в метастабильной области процесса кристаллизации.

3. При кристаллизации в относительно закрытой системе хорошо выраженная зональность пегматитовых тел не возникает. Чаще наблюдается участково-зональное или сложное, неповторимое в деталях, строение, обусловленное частными причинами. Отчетливо выражены тепло- и массообмен с вмещающими породами, изменения давления в процессе кристаллизации, присутствует флюидная фаза. Плоские кристаллы-дендриты сменяются по-разному ориентированными трехмерными кристаллами, образующими так называемую пегматоидную структуру (кристаллизация расплава в лабильной области).

4. Высокое содержание воды и других летучих компонентов наблюдается только в отдельных пегматитовых телах и является результатом дифференциации расплава при его перемещении под влиянием сочетания редких разнообразных благоприятных факторов — тектоники, наличия структурных ловушек, экранов, пород благоприятного состава и т.д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас структур и текстур слюдоносных пегматитов* / Под ред. Г.Г.Родионова. — М.: Недра, 1982.
2. *Бэрнхэм К.У.* Значение летучих компонентов // *Эволюция изверженных пород*. М., 1983. С. 425—467.
3. *Бочвар А.А.* Металловедение. — М., 1956.
4. *Булах А.Г.* Методы термодинамики в минералогии. — Л.: Недра, 1968.
5. *Гинзбург А.И., Родионов Г.Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов // *Геология рудных месторождений*. 1960. № 1. С. 45—54.
6. *Гордиенко В.В.* Пегматитообразование как процесс многокамерной полистадийной кристаллизационной дистилляции // *Геология и генезис пегматитов*. Л., 1983. С. 68—89.
7. *Заварицкий А.Н.* Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1947. № 5.
8. *Кеннеди Дж.* О роли воды в магме // *Земная кора*. М., 1957. С. 25.
9. *Козлова О.Г.* Рост и морфология кристаллов. — М.: МГУ, 1980.
10. *Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П.* Магматический этап формирования гранитных пегматитов. — Новосибирск: Наука, 1984.
11. *Летников Ф.А.* Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геологии. — Л.: Недра, 1965.
12. *Макрыгина В.А., Макагон В.М., Загорский В.Е., Шмакин Б.М.* Гранитные пегматиты. Т. 1. Слюдоносные пегматиты. — Новосибирск: Наука, 1990.
13. *Маракушев А.А.* Петрография. — М.: МГУ, 1976.
14. *Маракушев А.А.* Современные аспекты учения о метасоматозе и рудообразовании // *Отечественная геология*. 1993. № 6. С. 24—38.
15. *Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд* / Под ред. Н.В.Петровской. — М.: Наука, 1987.
16. *Попов В.А.* О состоянии проблемы генезиса и некоторых задачах онтогенетических исследований пегматитов // *Исследования рудообразующих минеральных систем*. Свердловск, 1981. С. 83—94.
17. *Родионов Г.Г.* О генезисе пегматитов // *Геология и генезис пегматитов*. Л., 1983. С. 59—68.
18. *Родионов Г.Г., Калугин Е.Н.* О пегматитах и пегматитовом процессе // *Сов. геология*. 1983. № 9. С. 94—102.
19. *Соколов Ю.М., Салье М.Е.* Теория метаморфогенно-метасоматического происхождения пегматитов // *Геология и генезис пегматитов*. Л., 1983. С. 3—30.
20. *Сосин Д.Г., Иванов М.А., Руденко С.А.* Плагноклазовые пегматиты Мамско-Чуйской слюдоносной провинции. — Иркутск: Изд. Иркутского университета, 1992.
21. *Урусов В.С.* Энергетическая кристаллохимия. — М.: Наука, 1975.
22. *Успенский Н.М.* Негранитные пегматиты. — М.: Наука, 1965.
23. *Crouse R.A., Cerny P.* The Tanco pegmatite at Bernic Lake Manitoba. Geology and paragenesis // *Canadian Mineralogist*. 1972. Vol. VII. P. 3.
24. *Jahns R.H., Burnham C.W.* Experimental studies of pegmatite genesis. 1. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites // *Econ. Geol.* 1969. Vol. 64. N 8. P. 843—864.

Принята редколлегией 26 декабря 1994 г.

Возрастная корреляция базитов юга Сибирской платформы на основе изотопных данных

В.Г.ДОМЫШЕВ, С.Б.БРАНДТ, И.С.БРАНДТ (ИЗК СО РАН)

При рассмотрении базитового магматизма юга Сибирской платформы всегда возникали трудности в вопросе его возраста и эволюции во времени и пространстве. Если крупные магматические формации, отвечающие тектоно-магматическим циклам с определенными эндогенными режимами (коровые и мантийные), в структурах первого порядка установлены вполне уверенно, то отдельные вулкано-интрузивные комплексы, отвечающие фазам, часто выделяются условно, по взаимоотношениям между собой и с вмещающими породами.

Цифры абсолютного возраста (Rb-Sr и K-Ag методы), полученные в последние годы в ИЗК СО РАН, позволили подтвердить или впервые установить возрастные рубежи проявления магматических формаций и даже отдельных комплексов в них. На ограниченном числе определений абсолютного возраста устанавливаются три возрастных уровня тектоно-магматических активизаций юга платформы: среднепалеозойский (D_2-C_1), позднепалеозойско-раннемезозойский (P_2-T) и позднемезозойский (J_3-K).

В 80-е годы был получен новый фактический материал по геологии, строению и составу базитов юго-запада платформы. Как показал сравнительный анализ по петрохимии сибирских траппов, развитых в поле нижнепалеозойских отложений, среди них выделяются маломощные тела субщелочного ряда (трахибазальтов). В частности, по трахибазальтам бассейна среднего течения р. Кова получен абсолютный возраст (Rb-Sr метод) 380 ± 40 млн лет [2], что дало основания выделять на юго-западе платформы среднепалеозойский тектоно-магматический цикл. Это вполне увязывается с временем глыбовой орогении и формированием девонских межгорных впадин (Минусинская впадина) в складчатом обрамлении платформы. Масштабы проявления среднепалеозойских субщелочных базальтоидов (возможно, и толеитов) на юго-западе платформы определить пока трудно из-за недостатка изохрон абсолютного возраста базитов по площади. Однако результаты определений абсолютного возраста, полученные в последние годы по пикритобазальтам Бирюсинского Присянья с Rb-Sr изохроной в 370 ± 30 млн лет (Секерин и др., 1992), и новые данные по трахибазальтам Непско-Тунгусского района дают основания подтвердить существование региональной среднепалеозойской (D_2-C_1) Рыбинско-Вилюйской зоны активизации, ранее выделенной по геологическим материалам [8].

Наиболее обоснованным для юга плат-

формы (включая юго-восточную часть Тунгусской синеклизы) является позднепалеозойско-раннемезозойский тектоно-магматический цикл. Этот цикл, известный из обширной геологической литературы как эпоха мощного траппового (толеитового) вулканизма и магматизма всей платформы, протекал в широком диапазоне времени, от ранней перми до позднего триаса включительно. Надо заметить, что в трактовке «смеси» временной и пространственной эволюций магматизма в разных структурно-формационных областях возникали принципиальные разногласия. В частности, на основе данных определения абсолютного возраста (K-Ag метод) траппов мощных силлов, залегающих в галоген-карбонатно-терригенных отложениях нижнего палеозоя, была предложена схема Дю-Тойта, свойственная траппам провинции Карру (Южная Африка) [11]. По этой схеме нижние силлы оказались моложе приповерхностных и заключены в следующие возрастные рамки: нижнеусольский и тулунский с возрастом 100—200 млн лет соответствуют среднему-позднему триасу, а верхние — чуно-бирюсинский и падунский 240—260 млн лет — ранней-поздней перми. Такое подразделение трапповых силлов по возрасту на юго-западе платформы противоречит ранее принятым геологическим схемам.

Наиболее изученной в этом отношении к настоящему времени является Ангаро-Илимская железорудная провинция, где развиты фации проявления траппового вулканизма и магматизма (от мощных интрузивных пластовых тел и даек до трубок взрыва). По имеющимся геологическим материалам, трубки Ангаро-Илимского типа относятся к дораннетриасовым (докорвунчанским). Абсолютный возраст (K-Ag метод) траппов из даек и силлов во внутритрубочных брекчиях составляет 225 млн лет, т.е. ранний триас [10]. Время проявления постмагматических процессов на рудопоявлениях и месторождениях — от послетриасового до позднемелового, о чем свидетельствует абсолютный возраст метасоматитов и руд — 160—100 млн лет. Таким образом, вопрос о возрастной эволюции вулканизма, магматизма и рудогенеза в указанном районе решается вполне однозначно.

Надо заметить, что попытка [7] выделить послераннеюрскую фазу траппового магматизма в бассейне верхнего течения р. Нижняя Тунгуска (к северо-востоку от вышеописанного района) с использованием результатов определения абсолютного возраста и петрохимии пород не увенчалась ус-

1. Определение абсолютного возраста базитов

Место взятия проб	Форма тел	Породы	Содержание К, %		Возраст, млн лет	Геологический возраст
Среднее течение р. Кова	Субэффузивное дайкообразное	Трахибазальт	2,20	0,7057 ± 0,0007	380 ± 40	D ₂ -C ₁
Туманшет-Бирюсинское междуречье	Пластообразное тело	Пикрито-базальт	3,03		370 ± 30	D ₂ -D ₃
Р.Кежда	Дубининский силл	Офитовый долерит	0,76	6,43 · 10 ⁻³	198	T ₁₋₂
Карьер близ г. Вихоревка	Пластовое тело	Мелкозернистый долерит	0,76	6,6 · 10 ⁻³	203	T ₁₋₂
Р.Мура (руч. Шикликан)	Субвулканическое дайкообразное тело	Трахидолерит	1,51	9,12 · 10 ⁻³	144	J ₃ -K ₁
«	«	Мелкозернистый долерит	0,79	2,49 · 10 ⁻³	87	K
Верховье р. Тушама	Трубочное тело эндоконтакт	Трахибазальт	0,57	3,67 · 10 ⁻³	152	J ₃
Близ Чадобецкого поднятия	Трубка Хоркич	Ультрасосновная порода	0,98	5,312 · 10 ⁻³	178	J ₁
«	«	Ксенолит долерита	0,44	4,43 · 10 ⁻³	235	P ₂ -T ₁
Нерюндинское железорудное месторождение, скв. 5, глубина 272 м (по Л.Г.Страхову, 1978)	Дайка в скарнах	Долерит слабоизмененный	0,69	0,001263	255	P ₂

пехом. Эта фаза из-за недостаточности геологического обоснования и недоброкачества К-Аг-изотопии не была признана и не вошла в схемы корреляции магматизма Сибирской платформы.

Новые данные определения абсолютного возраста по обнаженным мощным силлам (Дубининский, Вихоревский) траппов кантагско-ангарского типа интрузий подтверждают ранне-среднетриасовый возраст внедрения, установленный по региональным геологическим построениям.

О достоверных данных о проявлении позднемезозойского магматизма на юго-западе платформы в геологической литературе не известно. Тектонический этап в этот период считался амагматичным и рассматривался как постмагматическая фаза (J₁-K) перм-триаса с рудогенезом в трубках Ангаро-Илимского типа.

В 1987 г. нами в бассейне верхнего течения р. Мура (верховье ручья Большой Шикликан) в карьере изучен разрез ниже-среднеюрских отложений, представленных песчаниками, алевролитами с прослойками углистых сланцев, содержащих растительные остатки. Сделанные М.М.Одинцовой определения двух видов флоры *Phaenicopsis angustisolve* Heer. и *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer.) Nath характеризуют возраст этих отложений от позднего триаса до раннего мела включительно.

Исследованные некке- и дайкообразные тела трахидолеритов, прорывающих ниже-среднеюрские отложения, охарактеризованные палеофауной, приурочены к локальной изометричной структуре, вытянутой в северо-восточном направлении. Два мало-

мощных (до 3 м тела, ветвящаяся дайка и некке, имеют зональное строение. В центральной части дайки основную массу составляет трахидолерит крупнозернистый офитовой структуры с микропегматитом. В минеральном составе, кроме главных породообразующих минералов: плагиоклаза (андезин-альбитового ряда), моноклинного пироксена (диопсид-гденбергитового ряда) и оливина, в аксессуарах присутствуют барофильные минералы — ильменит, хромистый диопсид, гранаты (альмандин), апатит и флогопит.

В направлении к эндоконтакту трахидолериты приобретают мелкозернистую структуру вплоть до микропорфиров с интерсертальной структурой. На экзоконтакте осадочные породы со спеканием, перематы и брекчированы, превращены в шлакоподобную массу с прожилками и апофизами пемзовидного базальта. Все эти признаки указывают на субвулканическую форму внедрения магмы. Для обоих тел характерен аутометаморфизм с вторичным минералообразованием.

Для определения абсолютного возраста К-Аг изохронным методом были опробованы крупнозернистые трахидолериты центральной части дайки и мелкозернистые — вблизи эндоконтакта. Данные определения возраста трахибазальтов трубочного тела, расположенного в верховьях р. Тушамо (магдонское поднятие), свидетельствуют о позднеюрском времени ее формирования. Кроме того проанализированы щелочно-ультрасосновные породы и ксенолиты траппов из трубки «Хоркич» (около северо-западной окраины Чадобецкого поднятия), открытой

2. Средний химический состав субэффузивных и интрузивных основных и субщелочных пород Среднего Приангарья

Компонент	1	2	3
SiO ₂	45,16	48,70	49,41
TiO ₂	1,88	1,55	2,68
Al ₂ O ₃	15,45	13,31	11,50
Fe ₂ O ₃	5,89	4,60	7,71
FeO	8,60	9,08	11,38
MnO	0,22	0,48	0,24
MgO	7,25	6,79	3,03
CaO	5,45	10,69	7,18
Na ₂ O	1,22	1,59	2,68
K ₂ O	2,20	0,47	0,98
P ₂ O ₅	0,20	0,07	0,31
H ₂ O	0,90	—	0,77
П.п.п.	6,12	1,76	2,40
Сумма	100,46	99,67	100,38
n	3	12	5

Примечание. 1 — средний химический состав трахибазальтов среднего палеозоя (бассейн среднего течения р. Кова); 2 — средний химический состав долеритов пермo-триаса Среднего Приангарья; 3 — средний химический состав оливиновых субщелочных базальтоидов позднего мезозоя (бассейн среднего течения р. Мура); n — число анализов.

недавно красноярскими геологами, определившими их мезозойский возраст.

Все результаты определения абсолютного возраста базитов, развитых на юге Сибирской платформы, приведены в табл. 1. Как видно, цифры датировки возраста пород представлены тремя группами, каждая из которых соответствует времени проявления тектоно-магматического цикла либо полностью, либо какой-то его части. В этой связи можно сделать некоторые основные выводы об эволюции магматизма во времени и пространстве.

Проявления среднепалеозойского магматизма (предпочтительно D₂-D₃) связаны с заложением и формированием сквозь структурной Рыбинско-Вилуйской зоны активизации, простирающейся в северо-восточном направлении. Начинаясь от Рыбинской впадины, через Канско-Тасеевскую и далее проходя по юго-восточному борту Тунгусской синеклизы, эта зона смыкается с юго-западным бортом Вилуйской синеклизы, где широко развиты средне-верхнедевонская субщелочная трахибазальтовая формация (патомско-вилуйский комплекс) и кимберлиты (Мало-Ботуобинское поле) [3, 6]. В юго-западной части платформы (бассейн р. Кова) впервые инструментально и с достаточной надежностью установлен среднепалеозойский возраст трахибазальтов (380±40 млн лет). Это дало основание утверждать, что породы не являются дифференциатами траппов пермo-триаса, а представляют собой самостоятельный тип базитов и поэтому выделены в комплексе под местным названием — Ковинский.

Позднепалеозойско-раннемезозойский тектоно-магматический цикл, охвативший центральную, западную и юго-западную части платформы, проявился широко и мощно

в самых различных фациях (вулканогенной, эффузивно-интрузивной и трубочной). В рассматриваемой юго-западной части платформы трапповый магматизм, развивавшийся в широком временном диапазоне (от поздней перми до среднего триаса), контролировался региональными структурными элементами, заложившимися в предшествующий среднепалеозойский цикл — зонами Ангаро-Вилуйского и Ангаро-Ковинского глубинных разломов. Эти зоны глубинных разломов, как долгоживущие и магмаконтролирующие, в Среднем Приангарье (месте их взаимного пересечения) надо считать наиболее магноактивными в пермo-триасе и максимально насыщенными разнообразными типами интрузий.

В период позднемезозойской тектонической активизации роль Ангаро-Ковинского глубинного разлома, в последние годы названного Ангаро-Ковино-Кординским [5], устанавливается как главная в тектоническом контроле магматитов. В зоне его влияния (в бассейнах рек Кова и Мура) в настоящее время изучен ряд проявлений субщелочных базальтоидов и ультраосновных пород (трубка Хоркич), что дает основание выделять самостоятельную магматическую фазу на юго-западе платформы с разнообразными по петрохимическому составу комплексами пород. Для Мурo-Ковинского района позднемезозойские (J₃-K) трахибазальты и трахидолериты предлагается выделять под местным названием — Мурский комплекс. Ультраосновные породы трубки Хоркич по своим петрогенетическим особенностям и составу близки к кимберлитоподобным щелочно-ультраосновным породам трубок взрыва и даек Чадобецкого поднятия.

Обобщая вышесказанное, следует сказать, что данные определений абсолютного возраста базитов (хотя и единичны) в целом подтверждают геологический возраст (см. табл. 1) и цикличность в эволюции магматизма платформы. В частности, среднепалеозойский соответствует среднему-позднему девону; позднепалеозойско-раннемезозойский — поздней перми — раннему-среднему триасу; позднемезозойский — поздней юре — мелу.

Исходя из цикличности развития и петрохимических особенностей магматических проявлений (табл. 2) в каждом цикле, можно сделать наиболее общие выводы о их эндогенных режимах.

1. В условиях воздымания (растяжения) региона в среднем-позднем девоне по глубинным расколам земной коры, затронувшим, вероятно, верхнюю часть мантии, произошло внедрение щелочного и субщелочного базальтоидных расплавов. На участках их локализации (возникновении очаговых зон) возможно кимберлитообразование.

2. Позднепалеозойско-раннемезозойский

цикл протекал на фоне дифференцированных блоковых движений фундамента платформы и формирования грандиозной Тунгусской структурно-вулканической области. В исследованной юго-западной части платформы производные толеитовой магмы выразились в форме вулканотектонических структур и последующих мощных интрузивных внедрений траппов [1, 9].

3. Позднемезозойская маломощная магматическая активизация связана с инверсией глубоких раннеюрских впадин в рам зон глубинных разломов. В сравнении с трапповой формацией субщелочные базальтоиды отличаются повышенной щелочностью с калиевым уклоном и барофильной минерализацией, что может свидетельствовать о глубинном (мантийном) зарождении магмы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Домышев В.Г. Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. — Новосибирск: Наука, 1974.
2. Домышев В.Г., Лащенко В.А., Лепин В.С. О возрасте трахибазальтов Среднего Приангарья // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 2. С. 339—442.
3. Домышев В.Г. Эпоха среднепалеозойской активизации юга Сибирской платформы и прилегающей складчатой области // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 43—57.
4. Домышев В.Г. Новые данные о проявлении поздне-мезозойского субщелочного базальтоидного магматизма в Среднем Приангарье (тез. докл.) // Геология промежуточных коллекторов алмазов. IV чтения памяти М.М.Одинцова. Иркутск. 1991. С. 100—104.
5. Домышев В.Г. О роли Ангаро-Ковино-Кординского глубинного разлома в эволюции базитового и щелочно-ультраосновного магматизма // Вопросы геологии Сибири. Томск, 1994. С. 45—47.
6. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.Я. Вулканизм и тектоника Патомско-Виллюйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: Наука, 1975.
7. Наумов В.А. Траппы бассейна верхнего течения р. Нижней Тунгуски. Дисс... канд. геол.-минер. наук. Иркутск. 1969.
8. Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Домышев В.Г. и др. Тектоно-магматическая цикличность и металлогения юго-запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974. С. 9—11.
9. Одинцов М.М., Домышев В.Г., Страхов Л.Г. и др. Ангаро-Виллюйский рудный пояс Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1980.
10. Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1978.
11. Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. — Новосибирск: Наука, 1978.

Принята редколлегией 24 апреля 1995 г.

Геоэкология

УДК 577.4

© Коллектив авторов, 1995

Определение суммы подвижных форм химических элементов в пробах почв методом АЭС-ИСП

В.П.БУКАРЬ, Э.К.БУРЕНКОВ, А.А.ГОЛОВИН, С.В.МИХЕЕВ (ИМГРЭ)

Одно из важнейших составляющих геоэко-системы — почва. Она, являясь результатом взаимодействия литосферы, биосферы, атмосферы и гидросферы, одновременно является и депонирующей средой.

Как показано в трудах многих исследова-телей [3, 4, 6, 8, 11, 12], почва аккумули-рует многие химические элементы, в том числе биологически активные, включая токсичные, поступающие как из природных (месторождения, коренные породы и др.), так и из техногенных источников. Одна часть химических элементов в почвах за-крепляется в форме труднорастворимых со-единений, а другая, нередко значительная, представлена подвижной формой. Химиче-ские элементы, находящиеся в почве в по-движной форме, могут быть наиболее опас-

ными с экологической позиций, попадая в трофические системы.

Отсюда понятна важность организации регулярного оперативного аналитического контроля для оценки содержания подвиж-ных форм широкого спектра химических элементов в почвах с целью определения степени их загрязнения и выявления воз-можных источников этого загрязнения.

В настоящее время для определения по-движных форм химических элементов чаще всего используются следующие аналитиче-ские методы: атомно-абсорбционный, рент-гено-флуоресцентный, полярографический [1].

Каждый из этих методов обладает рядом достоинств и недостатков, но общим недо-статком всех указанных методов является

невозможность одновременного определения из одной аликвоты раствора широкого комплекса химических элементов.

От такого важного недостатка свободен единственный метод: атомно-эмиссионный спектральный анализ с индуктивно-связанной плазмой (АЭС-ИСП). Разработка и внедрение данного метода для определения содержания широкого комплекса химических элементов в почвенных вытяжках позволит решить проблему экспрессного анализа, обладающего необходимыми точностью и воспроизводимостью и высокой чувствительностью.

Атомно-эмиссионный спектральный анализ с индуктивно-связанной плазмой занимает одно из ведущих мест среди многочисленных методов определения элементного состава разнообразных веществ и материалов. Обладая уникальными аналитическими характеристиками АЭС-ИСП обеспечивает с высокой воспроизводимостью ($S_r = 0,001—0,05$) одновременное определение большого числа элементов (до 70) в широком диапазоне концентраций (от $1 \cdot 10^{-8}$ до $n \%$). Высокая стабильность излучения индуктивно-связанной плазмы, возможность одновременного многоэлементного определения как макро-, так и микроэлементов из одного раствора, низкие пределы обнаружения элементов в растворе позволяют использовать данный источник для экспрессного и высокоточного анализа элементного состава подвижных форм в пробах почв.

Однако до настоящего времени отсутствовала методика применения АЭС-ИСП с целью определения подвижных форм химических элементов в почвах. Такая методика разработана нами и изложена ниже.

В создании методики принимали участие сотрудники спектральной лаборатории Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ Т.К.Бахматова, М.Ф.Букарь, Е.Г.Теплова, М.В.Хренникова. Авторы искренне признательны Г.Б.Мелентьеву за представленные образцы почв, без которых настоящая работа не имела успеха.

Аналитические определения были выполнены на полихроматоре ДФС-458 с дифракционной решеткой 1800 штр/мм. Источник возбуждения спектров — индуктивно-связанная плазма «ЛУЧ-2000» производства МВП «ЭРИДАН» г. Санкт-Петербург. Мощность высокочастотного источника до 2,5 кВт, частота — 40,68 мГц, общий расход аргона 12—15 л/мин, плазменная горелка — типа Фассела, распылитель — типа Бабингтона, расход раствора 3 мл/мин, подача раствора — принудительная, перистальтическим насосом, высота зоны экспонирования плазмы 8 мм над индуктором.

Спектрограммы интерпретировались на комплексе автоматической расшифровки спектров «КАРС», управляемом миникомпьютером ДВК-3. Комплекс представлен фотосчитывающим устройством (ФСУ), вы-

полненным на базе микрофотометра ИФО-451; блоком сопряжения (БС); блоком электроники фотосчитывающего устройства (БЭФСУ) и микро-ЭВМ ДВК-3. Программно-математическое обеспечение технических средств, предназначенных для автоматизации процесса расшифровки спектрограмм, создано А.А.Кистановым.

Выбор способа извлечения суммы подвижных форм элементов был предопределен аналитической задачей постановки работы, т.е. в растворах вытяжек должен присутствовать максимально широкий круг элементов и достаточная минимальная концентрация при обнаружении в ходе анализа на АЭС-ИСП. Эксперименты проводились по четырем вытяжкам: водной, ацетатно-буферной, пиродифосфатной (щелочной) и солянокислотной. Было установлено, что оптимальная солянокислотная вытяжка позволяет извлекать наибольшее число металлов и более широкий их комплекс.

Для перевода в раствор суммы подвижных форм элементов из почвенных образцов применяли следующую схему: 5 г высушенной и отситованной пробы почвы, крупностью — 1 мм, засыпали в коническую колбу вместимостью 250 мл и заливали 10 мл раствора 1 н. соляной кислоты на 1 ч, периодически встряхивая колбу с содержимым, затем сливали раствор на фильтрацию, и далее его анализировали методом АЭС-ИСП.

Градуировочные растворы составляли на основании качественной оценки спектров присутствующих элементов в анализируемых растворах вытяжек из почвенных образцов.

Метрологические характеристики в условиях проводимого анализа (табл. 1) оценивались по результатам анализа государственных стандартов образцов: ГСО № 6103-91 (СКД-1) и ГСО № 902-76 (СП-2). Результаты сопоставления данных анализа АЭС-ИСП и ААС (атомно-абсорбционной спектрометрии) Mn, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb из аликвот одних и тех же растворов вытяжек из почв приведены в табл. 2.

Относительное стандартное отклонение при определении Sr, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb, Zr, Nb методом АЭС-ИСП составляет $S_r = 0,02—0,05$.

Аналитическая установка АЭС-ИСП была собрана из отдельных готовых модулей: высокочастотного генератора «ЛУЧ-2000», дифракционного спектрографа ДТС-458, перистальтического насоса «ПИТОН-101», блока водяного охлаждения индуктора, блока управления работы установки. Наиболее важные параметры при выборе оптимальных условий проведения анализа — подаваемая мощность ВЧ-генератора, время экспозиции и зона экспонирования плазмы. Эксперименты, проводимые нами при изучении различных параметров, показали, что лучшими условиями анализа в

1. Результаты определения элементов в стандартных образцах, г/т ($n = 3$; $P = 0,95$)

Элемент	СП-2 902-76		СКД-1 6103-91		Стандартное отклонение АЭС-ИСП
	определено	по паспорту	определено	по паспорту	
Sr	118±2,4	120±20	406±8,1	410±50	0,02
Mn	541±10,8	538±15	664±13,3	660±38	0,02
Cu	17±0,34	17±1	40±0,8	39±6	0,02
Zn	44±1,3	45±6	69±2,1	71±8	0,03
Cr	85±2,5	84±8	60±1,8	58±6	0,03
Pb	14±0,42	14±1	22±0,7	24±3	0,03
Ni	24,5±0,74	25±2	34±1,0	33±3	0,03
Zr	55±2,2	54±7	180±7,2	173±20	0,04
Nb	23±1,2	22±2	11,5±0,6	12±2	0,05

П р и м е ч а н и е . n — среднее значение результатов из 3 определений; P — 95 % доверительный интервал.

конкретном случае являются: мощность ВЧ-генераторов 1,2 кВт; время экспозиции 30 с; зоне экспонирования плазмы 8 мм над индуктором.

Для исследований было отобрано 8 проб по двум разрезам рыхлых отложений в районе горно-металлургического комбината «Североникель» на Кольском полигоне. Разрез в точке наблюдения 1 располагался на склоне Мончегорского базитового плутона с трансэлювиальным ландшафтом, сложенным тундровыми подзолистыми почвами на моренных отложениях; горизонт A_0 — растительная подстилка, горизонт A_2 — подзолистый, горизонт В — иллювиальный, горизонт С — песок. Точка наблюдения 2 располагалась у подножья склона в зоне перехода от трансэлювиального к аккумулятивному ландшафту. Разрез также сложен тундровыми подзолистыми почвами и за исключением горизонта С, который в точке 2 представлен разнотравным песком с супесью, полностью аналогичен разрезу в точке 1.

Навески истертых проб были проанализированы количественным спектральным методом на 47 химических элементах. Вытяжки (однонормальные солянокислотные) из этих же проб анализировались на тот же комплекс химических элементов методом АЭС-ИСП.

Примером распределения 9 элементов как наиболее характерных и контрастных в отношении загрязнения почв служат данные табл. 3.

Прежде всего следует обратить внимание, что валовое содержание большинства химических элементов, кроме Cr, Ni, Sr и др. (табл. 3) в горизонтах почв A_2 , В и С находятся на кларковом уровне и, следовательно, повышенные содержания элементов в горизонте A_0 связаны прежде всего с техногенными источниками и (или) обусловлены сорбционными процессами.

По отношению подвижных и валовых форм нахождения (см. строки III в табл. 3) рассматриваемые элементы можно разделить на три группы. В первую объединяются Mn, Ni, Cu, Pb, для которых 47—98 % находится в подвижной форме; во вторую Sr и Zn, 13—60 % которых находится в подвижной форме, в третью — Cr, Zr, Nb лишь 0,2—3,3 % содержаний обусловлено подвижными формами.

По характеру распределения содержаний валовых и подвижных форм химических элементов от горизонта A_0 к горизонтам В и С можно все рассматриваемые химические элементы разделить на группы: 1) Cu и Ni, для которых наблюдается резко контрастное увеличение содержания подвижных форм в 25—65 раз в горизонте A_0 тогда, как валовые

2. Результаты различных методов определения элементов в растворах вытяжек из почв по двум разрезам почв ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Mn		Cr		Ni		Cu		Zn		Pb		Горизонты почв
АЭС-ИСП	ААС	АЭС-ИСП	ААС	АЭС-ИСП	ААС	АЭС-ИСП	ААС	АЭС-ИСП	ААС	АЭС-ИСП	ААС	
Разрез 1												
35	33,5	0,03	0,033	11	10	26	25	0,5	0,45	1,15	1,3	A ₀ A ₁
0,3	0,26	0,02	0,018	0,3	0,32	0,3	0,34	0,1	0,11	0,1	0,09	A ₂
2	2,3	0,7	0,78	0,2	0,18	0,45	0,4	0,25	0,23	0,05	0,045	B
2	2,1	0,15	0,13	0,15	0,16	0,45	0,4	0,05	0,06	0,04	0,045	C
Разрез 2												
29,5	31	0,01	0,009	5,9	5,1	8,9	8,45	0,9	1,0	0,4	0,43	A ₀ A ₁
0,45	0,43	0,02	0,023	0,25	0,28	0,35	0,4	0,15	0,14	0,09	0,08	A ₂
5	5,75	0,3	0,26	0,2	0,21	0,3	0,28	0,45	0,5	0,05	0,04	B
1,5	1,7	0,25	0,28	0,04	0,05	0,4	0,45	0,13	0,11	0,04	0,037	C

3. Распределение микроэлементов в разрезах почв

Элементы	Форма нахождения	Показатели	Разрезы								Кларк по А.П.Виноградову, $n \cdot 10^{-4} \%$
			1				2				
			A_0-A_1	A_2	B	C	A_0-A_1	A_2	B	C	
Sr	Валовая	I	200	40	40	40	40	40	40	40	30
		II	0,64	0,12	0,12	0,12	0,25	0,25	0,25	0,25	
	Подвижная	I	26	2	—	19	19	28	—	3	
II		0,55	0,04	—	0,41	0,80	0,08	—	0,12		
III		0,13	0,05	—	0,48	0,48	0,45	—	0,08		
Mn	Валовая	I	1500	600	600	600	600	400	400	400	800
		II	0,46	0,18	0,18	0,18	0,34	0,22	0,22	0,22	
	Подвижная	I	700	6	40	40	590	9	100	30	
II		0,88	0,01	0,05	0,05	0,81	0,01	0,14	0,04		
III		0,47	0,01	0,07	0,07	0,98	0,02	0,25	0,08		
Cr	Валовая	I	30	600	300	100	10	200	200	200	90
		II	0,03	0,58	0,29	0,10	0,02	0,32	0,33	0,33	
	Подвижная	I	0,6	0,4	14,0	3,0	0,2	0,4	6,0	5,0	
II		0,03	0,02	0,78	0,17	0,02	0,04	0,51	0,43		
III		0,02	—	0,05	0,03	0,02	—	0,03	0,02		
Ni	Валовая	I	300	150	100	100	150	100	200	200	68
		II	0,47	0,23	0,15	0,15	0,23	0,15	0,31	0,31	
	Подвижная	I	2200	6,0	4,0	3,0	118,0	5,0	4,0	0,8	
II		0,94	0,03	0,02	0,01	0,92	0,04	0,03	0,01		
III		0,73	0,04	0,04	0,03	0,79	0,05	0,02	—		
Cu	Валовая	I	570	30	40	50	197	20	40	50	45
		II	0,83	0,04	0,06	0,07	0,64	0,06	0,14	0,16	
	Подвижная	I	520	6	9	7	178	7	6	8	
II		0,96	0,01	0,02	0,01	0,89	0,04	0,03	0,04		
III		0,91	0,20	0,22	0,14	0,90	0,35	0,15	0,16		
Zn	Валовая	I	60	50	60	60	30	50	60	60	95
		II	0,26	0,22	0,26	0,26	0,15	0,25	0,30	0,30	
	Подвижная	I	10	2	5	1	18	3	9	2,5	
II		0,56	0,11	0,28	0,05	0,55	0,09	0,28	0,08		
III		0,17	0,04	0,08	0,02	0,60	0,06	0,15	0,04		
Pb	Валовая	I	26	15	10	10	8,8	15	10	15	20
		II	0,44	0,24	0,16	0,16	0,18	0,31	0,20	0,31	
	Подвижная	I	23,0	2,0	1,0	0,8	8,0	1,8	1,0	0,7	
II		0,86	0,07	0,04	0,03	0,70	0,15	0,09	0,06		
III		0,88	0,13	0,10	0,08	0,91	0,12	0,10	0,05		
Zr	Валовая	I	600	80	50	60	50	60	50	50	160
		II	0,76	0,10	0,06	0,08	0,24	0,28	0,24	0,24	
	Подвижная	I	1,0	0,3	1,0	1,0	0,6	0,5	0,7	1,3	
II		0,30	0,10	0,30	0,30	0,20	0,16	0,22	0,42		
III		0,002	0,004	0,02	0,017	0,012	0,008	0,014	0,026		
Nb	Валовая	I	40	3	2	2	3	3	3	—	11
		II	0,85	0,07	0,04	0,04	0,33	0,33	0,33	—	
	Подвижная	I	0,15	0,10	0,40	0,10	0,10	0,10	0,20	—	
II		0,20	0,13	0,53	0,14	0,25	0,25	0,50	—		
III		0,004	0,033	0,200	0,050	0,033	0,033	0,067	—		

Примечание. I — содержание химического элемента, $n \cdot 10^{-4} \%$; II — доля содержания элемента в данном горизонте от суммы содержаний во всех горизонтах; III — доля подвижных форм элемента от валовой для данного горизонта (I подвижная : I валовая).

содержания этих металлов в том же горизонте возрастают лишь в 0,7—11,4 раза; 2) Pb и Mn, концентрации подвижных форм которых в горизонте A_0 выше, чем в B и C в 6—23 раза тогда, как содержания этих металлов в валовых формах возрастают в том же горизонте лишь в 0,6—2,6 раза; 3) Sr и Zn подвижные формы которых в гори-

зонте A_0 выше в 1,4—6,3 раза, а валовые — в 0,5—5 раза. Наконец, обратная закономерность характерна для Cr, Zr и Nb. Содержание их подвижных форм в горизонте A_0 не только не выше, чем в B и C, но часто значительно ниже. При этом, если для Sr по валовым формам содержание в A_0 значительно ниже, чем в нижележащих горизон-

тах, то для Zr и Nb это величины или близки, или все-таки в A_0 выше в 10—20 раз.

Следовательно, выявленные закономерности распределения валовых и подвижных форм различных химических элементов в разных горизонтах почв позволяют установить, что источником загрязнения почв такими химическими элементами, как Cu, Ni, в меньшей степени, Mn и Pb является прежде всего горно-металлургический комбинат. Именно этим, очевидно, можно объяснить значительное (в 6—65 раз) повышение подвижных форм указанных химических элементов в A_0 по сравнению с нижележащими горизонтами тогда, как контрастного увеличения валовых содержаний элементов этой группы в верхнем горизонте разреза не установлено.

Повышенные содержания Zn и Sr, значительно обусловлены природными процессами. Распределение Sr целиком определяется природной составляющей (базитовый массив) также как Zr и Nb, но для них резкое возрастание валовых форм в A_0 , по-видимому, носит барьерный характер (органо-минеральные соединения). При этом необходимо отметить, что закрепление в виде органо-минеральных соединений, несомненно, типично для Sr и Mn.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Разработана методика экспрессного и высокоточного анализа элементного состава подвижных форм в пробах почв методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (АЭС-ИСП).

2. Показана возможность успешного использования индуктивно-связанной плазмы в спектрографическом сочетании.

3. Создано программно-математическое обеспечение технических средств, предназначенных для автоматизации процесса расшифровки спектрограмм.

Использование данной методики позволяет получить быстро и точно полную информацию об элементном составе суммы подвижных форм в почвенных образцах и на этом основании выявить источники техно-

генного загрязнения и их вклад в загрязнение почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Ю.Ф. Тяжелые металлы в почвах и растениях. — Л.: ВО Агропромиздат, 1987.
2. Антропова Л.В. Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. — Л.: Недра, 1975.
3. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. — М.: Высшая школа, 1988.
4. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. — М.: Мир, 1989.
5. Красильщик В.З., Воробьев Е.И., Воронина Г.А. и др. Влияние основных операционных параметров на выходной аналитический сигнал индуктивно-связанной плазмы // ЖАХ. 1988. Т. 43. № 2. С. 247—254.
6. Морозова И.А. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых. — М., ИМГРЭ, 1992.
7. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. — М., Высшая школа, 1975.
8. Пантелеева Е.Ю., Нулько Н.И., Лурье В.М. Использование плазмы с индуктивной связью для анализа минерального сырья и металлургических шлаков // Заводская лаборатория. 1981. № 11. С. 33—36.
9. Помарес Альфонсо М.С., Карякин А.В., Старшинова Н.П., Беляев Ю.И. Влияние макрокомпонентов питьевых вод Гаваны на интенсивность атомно-эмиссионных линий микроэлементов в индуктивно-связанной плазме // ЖАХ. 1989. Т. 44. № 2. С. 252—256.
10. Саэт Ю.Е., Несвижская Н.И. Изучение форм нахождения элементов во вторичных ореолах // Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М., 1974.
11. Саэт Ю.Е. Вторичные геохимические ореолы при поисках рудных месторождений. — М.: Наука, 1982.
12. Саэт Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. — М.: Недра, 1990.
13. Сидоркина О.Б., Вернидуб О.Д., Замараев В.П. Определение Au, В, Ва, С, Со, С, Mn, Mo, Ni, Pb, Yb, Y, Zn в почвах методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивной плазмой // Заводская лаборатория. 1993. № 3. С. 3—6.
14. Томсон М., Уолш Д.Н. Руководство по спектрометрическому анализу с индуктивно-связанной плазмой. — М.: Недра, 1988.
15. Чудинов Э.Г. Атомно-эмиссионный анализ с индуктивной плазмой. Итоги науки и техники. Аналитическая химия. Т. 2. — М.: ВИНТИ, 1990.
16. Marina Totland, Ian Jarvis and Kim E. Jarvis. An assessment of dissolution techniques for the analysis of geological samples by plasma spectrometry /. Chemical Geology. Januari 1. Amsterdam. 1992, № 1/2. P. 35—52.

Краткие сообщения

УДК 551.27 + 550.34(574.172)

© И.Б.Дальян, З.Е.Булекбаев, 1995

Надвиги в Западном Примугоджарье

И.Б.ДАЛЪЯН, З.Е.БУЛЕКБАЕВ (АО «Актюбинская НГРЭ»)

Академик А.Л.Яншин более 62 лет назад проводил свои первые геологические работы на западном склоне Южного Урала и впервые с большой убедительностью доказал существование меридионально вытянутых пологих надвигов (пластин, чешуй), образовавшихся за счет горизонтальных подвижек и последовательно надвинутых друг на друга с востока на запад в конце раннетриасовой эпохи. К сожалению, представления А.Л.Яншина о сложном геологическом строении западного склона Южного Урала не нашли в то время должного понимания среди геологов и долгое время были необоснованно забыты. Это отрицательно сказалось на изучении геологического строения региона и выявлении различных полезных ископаемых. Лишь спустя 40 лет, академик А.В.Пейве с группой ученых Геологического института АН СССР — Н.А.Штрейсом, А.С.Перфильевым, И.И.Поспеловым, С.В.Руженцевым и С.Г.Самыниным, на основании проведенных новейших исследований уточнил глубинное строение западного склона Южного Урала и подтвердил выводы А.Л.Яншина о его чешуйчатом строении. Аллохтонность Сакмарской зоны Южного Урала, состоящей из системы тектонических пластин, обоснованно, на большом фактическом материале, подтверждена в последние годы исследованиями М.А.Камалетдинова, Т.Т.Казанцевой, Ю.А.Казанцева, С.М.Кропачева, М.Н.Ильинской и другими геологами.

В последние годы Спецгеофизикой и Актюбинской геофизической экспедицией по

широтным профилям с выходом из Актюбинского периклинального прогиба и восточной части Прикаспийской впадины через миогеосинклинальную Сакмарско-Уралтаускую зону до Главного уральского разлома или восточнее его проведены региональные сейсмические исследования от села Токмансай на севере до железнодорожной станции Экба на юге: III КМПВ (К.Е.Фоменко и др.); XXII МОВ (В.М.Пилифосов и др.); А-V, 659, 237, А-VIII, 918 (Т.А.Байбатыров и др.) (рисунк). Проведенные сейсмические исследования установили сложное чешуйчатонадвиговое строение этой части Сакмарско-Уралтауской зоны, состоящей из серии надвинутых с востока на запад пластин, т.е. подтвердили представления А.Л.Яншина.

На сейсмических профилях III и 237-А на Изембетской складке Актюбинская нефтегазоразведочная экспедиция пробурила параметрическую скважину 33-П глубиной 5206 м. Скважиной впервые в Верхне-Эмбинском синклинии (по Р.Г.Гарецкому) Сакмарско-Уралтауской зоны вскрыт уникальный разрез пород, который, несомненно, представляет интерес для геологической общественности России и стран СНГ. Ниже приведен послойный фактический разрез отложений скважины 33-П.

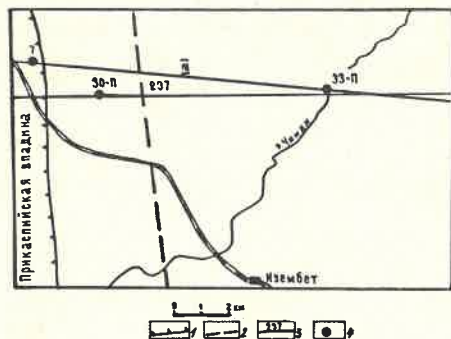


Схема участка Западного Примугоджарья с расположением скважины 33-П:

1 — Ащисайский разлом; 2 — тектоническое нарушение; 3 — сейсмические профили; 4 — пробуренные скважины

Интервал
отбора керна,
м

Краткое описание пород
вскрытого разреза

- | | |
|-------------|---|
| 1292—1295 | Переслаивание песчаников и аргиллитов под углом 10°. Песчаник полимиктовый, известковистый, зеленовато-серый, мелко-неравнозернистый, трещиноватый, массивный, плотный, крепкий, с обуглившимися растительными остатками.
Аргиллит темно-серого цвета, слоистый, плотный, трещиноватый, с зернами скольжения |
| 1568—1569,5 | Алеврит полимиктовый, известковистый, серый и зеленовато-серый, крупнозернистый, массивный, трещиноватый, трещины вертикальные заполнены кальцитом, с включением пирита, с вытоками нефти по трещинам и с прослоями аргиллита |
| 1722—1727 | Алевропесчаник полимиктовый, известковистый, темно-серый, средне- и крупнозернистый, слоистый, плотный, крепкий, с обуглившимися растительными остатками по напластованию, сцементирован глинисто-известковым цементом |

- 1816—1821 Песчаник полимиктовый, серый и темно-серый, средне- и крупнозернистый, крепкий, с обломками кремнистых пород, базальтового порфирита, плагиоклаза
- 1861—1869 Диабазовый порфирит темно-зеленый, мелкокристаллический, массивный, плотный, трещиноватый, очень крепкий; 40% основной массы составляют плагиоклаз, 25 % — пироксен и роговая обманка, 15 % — вторичные минералы
- 1965—1968 Контакт лавобрекчии и порфиритов. Туф (лавобрекчия) зеленовато-серого участками пятнистого цвета, с обломками изверженных и эффузивных пород основного состава округлой и неправильной формы от 5 до 20 мм, сцементированных тонкообломочным хлоритизированным вулканическим материалом
- 2050—2055 Тектоническая брекчия серовато-зеленая состоит из обломков различных размеров (0,05—2 мм) диабазов, габбро-диабазов, порфиритов и кремнистых пород, обломки слабо сцементированы тонкоперетертым материалом самих пород
- 2181,5—2186,5 Андезитобазальтовый порфирит серовато-зеленый, мелкокристаллический, массивный, крепкий, катаклазированный, с прожилками кальцита
- 2300—2301 Яшма вишнево-бурого цвета, массивная, плотная, с раковистым изломом, трещиноватая, со спилулами губок и раковинами радиоларий
- 2301—2308 Яшмоид — гематитовая глинисто-кремнистая порода шоколадно-коричневого цвета, афонитовая, слоистая, слаботрещиноватая, с прожилками кварца и включением органических остатков
- 2396—2403 Вулканическая брекчия, состоящая из угловатых обломков 0,3—5 мм вулканических пород среднего и основного составов и метасоматического цемента
- 2532—2537 Лавобрекчия миндалекаменных базальтовых порфиритов зеленовато-черного цвета, обломки угловатые, размером 0,4—2 мм, сцементированные лавой основного состава, представлены плагиоклазом, оливином, пироксеном, хлоритом, сфеном, серпентином, лейкоксером, цеолитом, гидроксидами железа, халцедоном
- 2677—2682 Брекчия светло-зеленого цвета, сложена обломками изверженных пород основного состава, разложенными кристаллами плагиоклаза и пироксена, замещенных роговой обманкой, массивная, с зернами титаномагнетита
- 2811—2813 Габбро темно-зеленого цвета, состоит из плагиоклаза, клинопироксена и амфибола, массивное. Базальт амфиболизированный и андезитированный зеленовато-серого и темно-зеленого цвета, сложен плагиоклазом, хлоритом, амфиболом, с вкрапленниками титаномагнетита
- 2900—2903 Долерит порфировидный, зеленовато-серый, сложен плагиоклазом и ксеноморфным пироксеном, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом, с вкрапленностью магнетита и пирита
- 3019—3024 Базальт амфиболизированный, темно-коричневого и зеленовато-серого цветов, сложен плагиоклазом, пироксеном, хлоритом, лейкоксером, амфиболами, кварцем и обломками метабазальта, массивный, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом
- 3114—3117 Микродолерит амфиболизированный, зеленовато-серый, сложен кварцем, плагиоклазом, амфиболом, с единичными зернами пирита, массивный, плотный, с прожилками кальцита
- 3222—3224 Микродолерит амфиболизированный, кварцсодержащий, зеленовато-серого и темно-зеленого цветов, сложен плагиоклазом, амфиболом, массивный, афанитовый, с прожилками кварца, эпидота и кальцита
- 3319—3326 Амфиболит апобазальтовый, зеленовато-серый, сложен актинолитовым амфиболом, плагиоклазом, лейкоксером, с вкрапленностью пирита, массивный, афанитовый, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом
- 3426—3432 Апобазальтовый катакластит амфибола зеленовато-серого цвета, сложен обломками 0,2—1,5 мм амфиболита, отдельными зернами плагиоклаза, с включением пирита, массивный, крепкий, трещиноватый, трещины заполнены кальцитом
- 3530—3536 Долерит серого и светло-зеленого цветов, сложен лейстами измененного плагиоклаза, клинопироксеном, массивный, афанитовый, трещиноватый, трещины заполнены кальцитом
- 3623—3629 Базальтовый порфирит интенсивно измененный, серовато-зеленого и темно-зеленого цветов, сложен плагиоклазом, клинопироксеном, хлоритом, лейкоксером, сфеном, амфиболом, массивный, плотный, трещиноватый. Габбро лейкократовое, амфиболизированное, светло-зеленого цвета, сложено плагиоклазом, амфиболом, массивное, крепкое, с прожилками клиноцоизита и кальцита
- 3676—3682 Габбронорит зеленовато-серый, мелкокристаллический, массивный, мелко-трещиноватый, трещины выполнены кальцитом. Габбро лейкократовое, частично амфиболитизированное, зеленовато-серое, мелкокристаллическое, крепкое, массивное, с прожилками кальцита
- 3754—3761 Габбронорит зеленовато-серый, сложен плагиоклазом, амфиболизированным клинопироксеном, с включением сфена, титаномагнетита, кальцита и гипса, массивный, крепкий
- 3803—3808 Диабаз порфировидный, интенсивно катаклазированный, зеленовато-серого цвета, сложен плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, амфиболом, хлоритом, сфеном, обломками базальта, массивный, крепкий, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом
- 3865—3872 Серпентинит расланцованный, темно-зеленого до черного цвета, сложен серпентином, антиноритом, хризотилом, клинохлором, магнетитом, оливином, пластинчатый, массивный
- 3914—3919 Хлорит-амфиболовый, зеленовато-се-

- рый и зеленый, сложен в основном амфиболом, оливином, с вкрапленностью хлорита и рудных минералов, крупнокристаллический, плотный, трещиноватый, трещины выполнены волокнистыми амфиболовыми и хлоритовыми минералами
- 3956—3963 Актинолит серовато-зеленого и темно-зеленого цветов, сложен в основном актинолитом волокнистого строения, хлоритом, роговой обманкой, клинопироксеном, с вкрапленниками магнетита, крупнокристаллический, массивный, плотный
- 4018—4025 Габбро амфиболизированное, серовато-зеленого цвета, сложено плагиоклазом, пироксеном, амфиболом, магнетитом, эпидотом, хлоритом, среднекристаллическое, массивное, трещиноватое, трещины выполнены кварцем
- 4079—4086 Пироксенит оливиновый, серовато-зеленый, сложен оливином, орто- и клинопироксеном, амфиболом, тальком, с включением магнетита, идиоморфно-зернистый, массивный, трещиноватый. Амфиболовая порода темно-зеленого цвета, сложена амфиболом, в единичных количествах хлоритом, биотитом, средне- и крупнокристаллическая, массивная
- 4133—4140 Пироксенит оливиновый, темно-зеленый, сложен клинопироксеном, оливином и ортопироксеном, идиоморфно-зернистый, массивный, с включениями магнетита
- 4148—4155 Клинопироксенит катаклазированный, темно-зеленый, сложен субидiomорфными зернами клинопироксена, амфиболом, тальком, с включением магнетита, массивный, плотный, трещиноватый
- 4205—4211 Перидотит лерцолитовый, темно-серый и черный с зеленоватым оттенком, сложен клинопироксеном, ортопироксеном, оливином серпентизированным, с подчиненным количеством хлорита и амфибола, массивный, трещиноватый
- 4255—4259 Пироксенит вебстеритовый катаклазированный, темно-серый с зеленоватым оттенком, сложен клинопироксеном, частично ортопироксеном и амфиболом, массивный, плотный, трещиноватый, трещины заполнены тальком
- 4309—4314 Долерит серовато- и темно-зеленый, сложен плагиоклазом, клинопироксеном, участками амфиболом, лейкоксеном и вулканическим стеклом и отдельными зернами магнетита, массивный, плотный, с прожилками кальцита
- 4350—4356 Кремнистая порода тектонически нарушенная, темно-коричневого цвета, сложена однородной кремнистой массой с округлыми образованиями кремнисто-халцедонового состава, плотная, с прожилками кальцита, кварца и гематита
- 4356—4362 Долеритобазальт интенсивно измененный, темно-зеленый, скрытокристаллический, массивный, плотный, крепкий, с вкраплениями и прожилками черного минерала
- 4423—4424,5 Кремнистая порода серого и темно-серого цветов, сложена кремнистым материалом с участками халцедоноидного кварца и включением марказита, крип-
- тозернистая, массивная, слоистая под углом 25—30°, с прожилками кальцита и скелетами радиолярий
- 4434—4438 Кремнисто-глинистый сланец филлитизированный, светло- и темно-зеленого цветов, сложен крупнозернистым кремнистым агрегатом, глинистыми частицами, серицитом, кварцем, с включением пирита, массивный, афанитовый, плотный, с прожилками кальцита
- 4489—4492 Кремнисто-глинистый (глинисто-кремнистый) сланец темно-серого до черного цвета, сложен кремнистым и глинистым веществом, кварцем, полевым шпатом, цирконом, массивный, афанитовый, крепкий, с прожилками углистых минералов
- 4541—4544 Глинистый сланец филлитизированный, серовато-черный, сложен волокнистым серицитом, с участками пелита, плагиоклаза, реже кварца, углистых частиц, массивный, афанитовый, с прожилками кальцита
- 4589—4594 Базальт хлоритизированный, зеленовато- и темно-серый, сложен разложенным плагиоклазом, клинопироксеном, хлоритом, плагиоклаз изменен в цоизит и замещен пелитовыми продуктами, массивный, криптозернистый, плотный, с прожилками талька
- 4637—4641 Глинистый сланец филлитизированный, серовато-черный, сложен чешуйчатым серицитом с реликтами пелитового материала и разложенного плагиоклаза, эпидотом, массивный, слоистый под углом 45—55°, с прослойками окремненных аргиллитов
- 4685—4688 Аргиллит алевроитистый, серицит-хлоритовый, филлитизированный, темно-серый до черного цвета, плотный, слоистый под углом 15—20°, с обуглившимися растительными остатками. Алевролит филлитизированный, темно-серый, мелкозернистый, зерна угловатые, по составу принадлежат кварцу, полевым шпатам, кремнистым породам, слоистый, хорошо сцементированный, крепкий, с прожилками кальцита
- 4759—4765 Песчаник полимиктовый, слабоизвестковистый, темно-серый, мелко- и среднезернистый, зерна угловато-окатанные, слоистый, крепкий, хорошо сцементированный, с обуглившимися растительными остатками и с прослойками аргиллита
- 4816—4820 Переслаивание глинистого сланца и алевролита. Глинистый сланец алевроитистый, черный, чешуйчатый, серицит-хлоритового состава, массивный, плотный, с обуглившимися растительными остатками. Алевролит полимиктовый, слабослюдистый, серый, мелкозернистый, крепкий, слоистый, с обуглившимися растительными остатками. Видимые углы падения пород 15°
- 4873—4878 Аргиллит слабоалевритистый, черный, чешуйчатый, слоистый, плотный, трещиноватый, трещины заполнены кальцитом, с углефицированными растительными остатками и прослоями алевролита
- 4928—4935 Переслаивание аргиллита и алевролита под видимым углом 15°. Аргиллит час-

- тично окремнелый, черный, плитчатый, плотный, с зеркалами скольжения, трещиноватый, с обуглившимися растительными остатками и прослоями алевролита
- 4960—4967 Аргиллит окремнелый, слабоалевритистый, черный, плитчатый, с зеркалами скольжения, прослоями алевролита, обуглившимися растительными остатками
- 4987—4993 Аргиллит слабоалевритистый, черный, плитчатый, с зеркалами скольжения, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом, с обуглившимися растительными остатками.
Алевролит темно-серый, мелкозернистый, плитчатый, хорошо сцементированный, массивный, трещиноватый, трещины заполнены кальцитом
- 5011—5014 Песчаник полимиктовый, глинистый, серый, мелко- и неравномернозернистый, массивный, плотный, хорошо сцементированный, с обуглившимися растительными остатками, прослоями аргиллита
- 5044—5051 Аргиллит частично окремнелый, черный, плитчатый, плотный, жирный на ощупь, с зеркалами скольжения, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом
- 5082—5085 Переслаивание алевролита и аргиллита.
Алевролит глинистый, темно-серый, мелкозернистый, массивный, крепкий, хорошо сцементированный.
Аргиллит серовато-черный, плитчатый, плотный, с обуглившимися растительными остатками
- 5119—5126 Аргиллит слабоалевритистый, черный, чешуйчатый, плотный, с зеркалами скольжения, обуглившимися растительными остатками
- 5157—5164 Алевролит глинистый, известковистый, темно-серый до черного, мелкозернистый, крепкий, массивный, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом, с обуглившимися растительными частично пиритизированными остатками, редкими зеркалами скольжения
- 5193—5200 Алевролит глинистый, известковистый, слабослюдистый, темно-серый, мелкозернистый, массивный, крепкий, трещиноватый, трещины выполнены кальцитом, с обуглившимися растительными остатками.
Глинистый сланец слабоалевритистый, черный, чешуйчатый, плотный, с обуглившимися растительными остатками

Примечание. Описание шлифов произвели М.Н.Аношин, Н.В.Попкова, С.М.Седых, Н.М.Шкондина, З.А.Юрин.

Изучение вскрытого скважиной разреза с учетом проведенных петрографических, палинологических, микрофаунистических и комплекса промыслово-геофизических (КС, ГК, НГК, БК, АК, ГГК) исследований позволило несколько подробно его расчленить на

стратиграфические толщи отложений и уточнить глубинное строение

- 0—143 м Альбские
- 143—1788 м Нижнекаменноугольные-верхнедевонские (зилаирская серия или изембетская, по Р.Г.Гарецкому), в которых А.Г.Калмыковой определены *Archaeozonotriletes nalivkinii* Naum., *A.lateratus* (Wells.) Kedo., *A.famensis* Naum. var. *dentatus* Kedo., *Cymbosporites scutus* (Kedo.) Byvsch., *Lophozonotriletes Lebedianensis* Naum., *L.malevcensis* Naum., *L.melevensis* Kedo., *Dictyotriletes usitatus* (Plauf.) Kedo., *D.Tachernyschesis* Jush
- 1788—2300 м Верхнедевонские-эйфельские, тектоническая лавобрекция с обломками изверженных, эффузивных и кремнистых пород
- 2300—3624 м Среднедевонские эффузивные с прослоем гипербазита; в ящике из интервала 2300—2308 м Б.М.Садрисламов определил радиолярии *Cubentactinia* aff. *fajullensis* (in coll.), *Ceratoikisium* sp. ind: *Entactinia*, *samarensis* (in litt.), *E. aff. kutucajensis* (in litt.) *E. aff. donensis* (in coll.), *Cubentactinia* aff. *saryculensis* (in coll.), *Cubentactinia* aff. *saryculensis* (in coll.), *Cub.* sp. ind., характерные для среднего девона (эйфель-живет)
- 3624—4290 м Средне- и нижнедевонские (жамантаская серия)?, гипербазиты, представленные габбро амфиболизированными, габброноритами
- 4290—4426 м Нижнедевонские-силурийские?, сложенные пироксенами
- 4426—4606 м Фаменские отложения, где Л.М.Попониной в глинистых сланцах определены *Archaeozonotriletes famensis* Naum., *Arch. variabilis* Naum., *Acantootriletes famensis* Naum
- 4606—5206 м Средне-нижне- и верхнефаменские отложения, в которых Л.М.Попонина и Е.В.Чибрикова в интервале 4637—5200 м определили характерный спорово-пыльцевой комплекс, находящийся не в нормальной стратиграфической последовательности. По определениям Л.Г.Калмыковой, в указанном интервале вскрыты средне- и нижнедевонские отложения, что, по-видимому, нуждается в дополнительном изучении керна

Приведенные фактические данные бурения скважин 33-П Изембетской складки свидетельствуют о сложном чешуйчатом (надвиговом) строении миогеосинклинальной зоны Западного Примугодарья, где по материалам сейсморазведки МОГТ Актюбинской ГФЭ выявлены надвинутые друг на друга пластины (Изембетская, Ильинская и др.) за счет тангенциальных перемещений с востока на запад. Данные бурения и сейсморазведки подтверждают выводы, сделанные молодым А.Л.Яншиным на заре своей геологической деятельности в степной Актюбе.

Борис Николаевич Наследов — выдающийся исследователь геологии рудных месторождений Средней Азии

Р.Б.БАРАТОВ (АН Республики Таджикистан)

4 ноября 1995 г. исполняется 110 лет со дня рождения выдающегося исследователя геологии рудных месторождений Средней Азии, профессора Среднеазиатского (Ташкентского) государственного университета Бориса Николаевича Наследова.

Борис Николаевич Наследов родился в 1885 г. в г. Турткуль в семье казака. Среднее образование получил в г. Оренбург. В 1915 г. с отличием окончил Петербургский горный институт, до 1925 г. работал на территории Российской Федерации, где и сложился как вдумчивый специалист — геолог.

Весь свой талант, силы и знания отдал изучению рудных месторождений Средней Азии и подготовке геологических кадров. Особенно велики успехи Б.Н.Наследова в изучении геологии и полезных ископаемых Карамазара. Он дал прогнозную оценку перспектив многих рудных месторождений и рудных районов (Такели, Табошар, Канджол, Кансай, Моголтау, Тырызкан, Чукур Джилга, Алтын-Топкан, Алмалык), которая в основном полностью подтвердилась дальнейшими работами.

С 1932 г. Борис Николаевич руководил научными исследованиями по Карамазару, являясь заместителем директора Карамазарского научно-исследовательского института в г. Ходжент, реорганизованного в 1933 г. в геохимическую лабораторию АН СССР в составе Таджикско-Памирской экспедиции. Он глубоко верил в перспективу данного района, связанную с большими запасами рудных полезных ископаемых, и уверенно отстаивал свою точку зрения. Мы должны отдать должное Б.Н.Наследову за верность его прогнозов. Сегодня Карамазар превратился в один из важнейших горнорудных районов Таджикистана и Узбекистана.

В 1934—1936 гг. Борис Николаевич, изучая металлогению Центрального Таджикистана, обнаружил ряд рудопроявлений вольфрама, мышьяка и олова. В это время он высказал предположение о перспективности Магиан-Маргузорской зоны на сурьму и ртуть. Прогнозы его были подтверждены последующими геолого-поисковыми работами. Полвека спустя на базе выявленных месторождений возникли горнорудные предприятия (Анзобский горно-обогаительный комбинат и др.).

Б.Н.Наследов много сил и энергии отдавал педагогической деятельности, являясь профессором Среднеазиатского (Ташкентского) и Узбекского (Самаркандского) государственных университетов и Среднеазиатского геологоразведочного института.

Многолетняя производственная и научно-

исследовательская деятельность Бориса Николаевича отражена в его многочисленных работах — около 300. Главная из них — монография «Карамазар», опубликованная в 1935 г. Данная работа — исчерпывающая для того времени по обстоятельности и всесторонности описания геологии, тектоники и рудоносности Карамазара и Моголтау. Книга высоко оценена академиками А.Е.Ферсманом и Д.И.Шербаковым. В 1961 г. в Москве была издана другая монография Б.Н.Наследова — «Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана», написанная им в начале 1937 г.

Для полноты характеристики Бориса Николаевича Наследова как человека и ученого приведем отдельные выдержки из выступления его друга, заведующего кафедры археологии Среднеазиатского госуниверситета, профессора М.Е.Массона на заседании Среднеазиатского минералогического общества в Ташкентском доме ученых, посвященном памяти Б.Н.Наследова, 16 января 1943 г.

«Б.Н.Наследов был незаурядным человеком. И это ценили в нем все, в частности молодежь, ученики. О специальных знаниях, определениях, прогнозах, идеях, обобщениях и трудах профессора Б.Н.Наследова (а их немало) говорили и скажут еще лучше меня другие. Мне же хочется отметить одно качество истого исследователя: Борис Николаевич любил свое дело и отдавался ему самоотверженно, горячо, с головой!

Он забывал об усталости. Многие из нас, бывавшие в его лагере, помнят в палатке Бориса Николаевича, когда он чуть не до рассвета просиживал за походным столиком, подытоживая наблюдения дня, готовя задания партиям, составляя отчеты и даже творя научные работы.

Борис Николаевич любил свои объекты и широко подходил к их всестороннему изучению. Это привело его к выяснению истории горного дела. При живом участии Бориса Николаевича пришла на службу геологической разведке Советская среднеазиатская археология. В Эрмитаже лежит археологическая коллекция, собранная Борисом Николаевичем на древних рудниках Карамазара. Ученики его не забывают уделять внимание памятникам материальной культуры прошлого, связанным с горным делом. Имя Бориса Николаевича вошло в историю археологического исследования Средней Азии.

Б.Н.Наследов был подлинным гражданином, горячо любившим свою Родину».

Борис Николаевич Наследов скончался 17 ноября 1942 г. в г. Ташкент в расцвете

творческих сил. Несмотря на короткую жизнь (57 лет), он внес огромный вклад в изучение геологии и металлогении Средней Азии, в т.ч. Таджикистана. В г. Алмалык

установлен бронзовый бюст Б.Н.Наследова. Его именем названы улицы в г. Алмалык и ряде поселков Карамазара. Существует и минерал наследовит.

75-летие Владимира Владимировича Семеновича

Владимир Владимирович Семенович — профессор геологического факультета Московского государственного университета, почетный член Российской академии естественных наук, член Международной восточной академии нефти и газа.

Все свои высокие звания Владимир Владимирович получил позже, а до этого им был пройден большой жизненный путь, отмеченный участием в открытии крупных месторождений, успехами в науке, а также правительственными наградами.

В.В.Семенович родился 18 августа 1920 г. в г. Красный Холм Тверской губернии в семье земского врача и учительницы. В 1929 г. семья переехала в г. Геленджик, где будущий геолог-нефтяник и ученый окончил в 1938 г. среднюю школу. С 1939 г. Владимир Владимирович — студент геологического факультета Московского нефтяного института. Уже на третьем курсе стал проявлять интерес к научной деятельности. Сначала работал лаборантом, а затем младшим научным сотрудником в научно-исследовательском секторе института.

В 1944—1945 гг. он работал в Туркменистане на Челекене, который заслуженно считают уникальным природным геологическим музеем.

В 1946 г. Владимир Владимирович окончил с отличием институт и вернулся в Туркменистан, где проработал до 1965 г. вначале старшим геологом нефтяного промысла, затем главным инженером треста «Туркменозокерит», а в дальнейшем главным геологом геолого-поисковой конторы и нефтепромыслового управления «Туркменнефть».

В 1958 г. В.В.Семенович защитил кандидатскую диссертацию по геологии и нефтеносности Челекена и был назначен главным геологом Управления геологии Туркменской ССР. В это время в западных районах Средней Азии, прежде всего в Туркменистане, развернулись обширные геолого-геофизические работы с целью быстрейшей оценки перспектив нефтегазосности Закаспийского региона, к которой было привлечено много молодежи — выпускников различных вузов Москвы, Ленинграда, Баку, Самарканда и других городов. При самом активном участии В.В.Семеновича был со-

здан дружный творческий коллектив. В работе участвовали также известные ученые крупнейших научных центров страны (ВНИГНИ, ВСЕГЕИ, МГУ и др.), оказавшие огромное влияние не только на успешное изучение геологии Туркменистана и выяснение его минерально-сырьевых перспектив, но и на профессиональное и моральное становление молодежи. Вся эта благоприятная деловая и творческая обстановка повлияла и на Владимира Владимировича, способствовала его дальнейшему формированию как геолога-разведчика, геолога-ученого и просто порядочного отзывчивого человека. Неудивительно, что в этот период коллеги уважительно называли его «ВВ». Этим именем он гордится и до сих пор.

Практические результаты деятельности В.В.Семеновича в качестве главного геолога республиканского геологического управления — это установление высокой промышленной нефтегазосности Туркменистана и создание основы для превращения республики в один из крупнейших газодобывающих регионов мира.

В 1962—1963 гг. В.В.Семенович — председатель Государственного комитета Туркменской ССР по координации научно-исследовательских работ. В 1963 г. при образовании Среднеазиатского Совнархоза Владимир Владимирович Семенович был назначен заместителем начальника главного управления нефтегазодобывающей промышленности Средней Азии. Эта должность, в которой «ВВ» находился до 1965 г., позволила ему познакомиться с проблемами геологии нефти и газа не только Туркмении, но и всего Среднеазиатского региона.

В начале 1965 г. В.В.Семеновича приглашают в Москву и назначают начальником управления нефти и газа Министерства геологии СССР.

За свой двадцатилетний плодотворный труд в Туркмении Владимир Владимирович был награжден орденами и медалями, получил звание «Заслуженный деятель науки и техники Туркменистана», отмечен другими почетными званиями, а за участие в открытии и освоении крупного газового месторождения Шатлык стал лауреатом Государственной премии СССР.

Итогом его работ в Туркмении явились защита им докторской диссертации в 1966 г. и присуждение ему степени доктора геолого-минералогических наук, а в 1970 г. звания профессора.

В течение двадцати лет Владимир Владимирович успешно руководил исследованиями Мингео СССР, связанными с поисками и разведкой месторождений нефти и газа. В это время он — организатор и участник различных совещаний и конференций, где обсуждались итоги и направления производственных и научно-исследовательских работ в отрасли. Совместно с геологами Миннефтепрома и Газпрома была организована и проведена генеральная оценка промышленных перспектив как отдельных нефтегазовых регионов, так и всей территории СССР в целом. Были составлены различные карты прогнозно-целевого назначения (нефтегазоносности, тектонического районирования, поверхности фундамента, структуры осадочного чехла и др.), способствовавшие выбору оптимальных направлений поисково-разведочных работ.

Владимир Владимирович был инициатором подготовки и редактором многих карт и связанных с ними текстовых документов. Министерский период жизни и деятельности В.В.Семеновича пришелся на самый широкий разворот геологоразведочных работ в отрасли, который привел к открытию новых крупных и гигантских месторождений нефти и газа. Эти открытия позволили к 1985 г. довести ежегодную добычу нефти в стране до 624 млн т, а газа до 815 млрд м³.

К его прежним наградам добавились новые ордена, медали и почетные звания:

«Почетный разведчик недр», «Почетный нефтяник», «Почетный работник газовой промышленности».

С 1966 по 1985 гг. В.В.Семенович был членом Постоянной комиссии СЭВ по геологии. Он неоднократно выезжал за рубеж как эксперт-консультант. Участвовал в официальных переговорах и деловых беседах с коллегами разных государств. Успеху таких встреч способствовали знания им английского языка.

В.В.Семенович автор более 120 печатных работ, член редколлегий журналов «Геология нефти и газа» с 1965 г., «Отечественная геология» с 1966 г. и «Вестник Московского университета». Серия «Геология» в 1983—1994 гг.

В 1982 г. В.В.Семенович возглавил кафедру геологии горючих ископаемых в Московском университете. Здесь он с соавторами написал учебник «Основы геологии горючих ископаемых» (1987), учебное пособие: «Геология горючих ископаемых» (1990). Большое место в его жизни занимает работа с соискателями ученых степеней кандидата и доктора наук.

В течение 20 лет он был членом экспертного совета ВАК, а в последние годы является председателем диссертационного совета при Московском университете. Наряду с работой на кафедре, В.В.Семенович занимается изучением и пропагандой мирового опыта в области геологии нефти и газа и перспективами функционирования мирового нефтегазового комплекса.

Сердечно поздравляем Владимира Владимировича Семеновича с 75-летием и желаем самого доброго в жизни, науке и работе.

*Редколлегия
Кафедра геологии горючих ископаемых
МГУ*

РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА "ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ"

ЕЖЕМЕСЯЧНЫЙ
НАУЧНЫЙ
ЖУРНАЛ

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

Основан в марте 1933 г.

Периодичность — 12 выпусков в год

Главный редактор АИ Кривцов

УЧРЕДИТЕЛИ:

Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра)

Российское геологическое общество (РосГео)

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов (ЦНИГРИ)

Геологический банк (Геолбанк)

Журнал "Отечественная геология", основанный академиком И.М.Губкиным,
сохраняет лучшие традиции сотрудничества геологов разных стран и регионов.



ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

Заполните этот бланк и Вы получите 12 номеров
журнала "ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ"

Стоимость подписки с учетом почтовых расходов:
для индивидуальных лиц — 15 000 руб., для организаций
России — 30 000 руб., для организаций стран СНГ — 40 000 руб.

Название организации/ФИО

Адрес (почтовый индекс, республика, город, улица, телефон и т.д.)

Стоимость подписки

Количество комплектов

Сумма

Стоимость подписки следует перечислить на р./счет АО "Геоинформмарк" №4675503 в филиале "На Тверской"
кор./счет 890120 в КБ "Российский кредит", кор./счет №103161900 в ЦРКЦ ГУ ЦБ РФ по МО, МФО 211004, участник
СЗ поручением (почтовым переводом) за № _____ от _____ 199 г. Тел. бухгалтерии: (095) 915-67-26.

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА "ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ"

ЕЖЕМЕСЯЧНЫЙ
НАУЧНЫЙ
ЖУРНАЛ

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

В 1996 г. журнал продолжит публикацию статей, посвященных развитию приоритетных направлений геологической науки и практики, передовым методам прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Будут освещаться результаты изучения геологического строения различных регионов, окраинных и внутренних морей и Мирового океана, развитие минерально-сырьевой базы, глубинное строение Земли, проблемы геоэкологии, экономика геологоразведочных работ в условиях рынка.

Учредители журнала и редколлегия приглашают к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей, а также другие журналы.

Журнал публикует рекламу научных и производственных разработок на льготных условиях



**Заполните, пожалуйста, бланк
(подробно указав адрес)
и вместе с копией платежного поручения
(квитанцией почтового перевода)
отправьте по адресу:**

**109172 Москва, Гончарная ул.
(бывшая ул. Володарского), д.38
АО "ГЕОИНФОРММАРК"**

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЯ

Contents

METALS AND NON-METALS

- Koplus A.V.*
Geological-commercial types of epithermal fluorite deposits in CIS 3
- Lisitsyn A.Ye., Borodanov V.M., Materikova A.M.*
Tungsten-bearing Kokchetavsky massif — state of the art and prospects 10
- Kucherevsky P.G.*
The role of regeneration in the formation of Kokpatassky type goldsulfide ores 19
- Panov Ye.N., Muratov I.G., Gordukalov A.I.*
Mineralogical-geochemical peculiarities of gold-bearing and oreless vein quartz of the Inyali-Debinsky synclinorium 24

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Smirnov V.G.*
On paleogeomorphological conditions of terrigenous Devonian deposition in the territory of Tatarstan 29

MARINE GEOLOGY

- Tugolesov D.A., Solovyev V.V.*
Tectonics and seismicity of by-Caucasian zone of the Black Sea 37

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Sharov V.N., Fefelov N.N., Brandt S.B., Brandt I.S., Rusakova V.A.*
On the interrelation between the Purpolskaya suite and Chuysko-Kodarian granites and on its age 46
- Rodionov G.G., Zhukova I.A.*
Essential features of pegmatites genesis 51
- Domyshev V.G., Brandt S.B., Brandt I.S.*
Age correlation of basites in the south of the Siberian platform by isotopic data 61

GEOECOLOGY

- Bukar' V.P., Burenkov E.K., Golovin A.A., Mikheyev S.V.*
Determination of the total of mobile species of chemical elements in soil samples by means of ICP-atomic emission spectral analysis 64

BRIEF INFORMATION

- Dalyan I.B., Bulekbayev Z.Ye.*
Overthrusts in Western Primugodzharije 69
- Baratov P.B.*
B.N.Nasledov, an eminent researcher of geology of Central Asian ore deposits 73
- 75 th anniversary of V.V.Semenovich 74