

ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
РУДНОГО АЛТАЯ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ТРУДЫ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА. Том 29.

ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
РУДНОГО АЛТАЯ

57-27

2445



Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1970



В сборнике отражены результаты многолетних исследований, проведенных сотрудниками Алтайского отдела Института геологических наук им. К. И. Сатпаева. В нем освещены новые данные геологии, металлогении и геохимии рудных месторождений, а также закономерности размещения полиметаллического оруденения на Рудном Алтае. В ряде статей рассмотрены геолого-петрологические особенности формирования гранитоидов и порфировых пород. Изложены итоги изучения элементов-спутников в полиметаллических месторождениях и первоочередные задачи дальнейших работ. Отдельные статьи обобщают результаты применения математических методов исследования в геологии и разведке.

Сборник рассчитан на работников научных учреждений и геологов-производственников.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

A. К. Каюпов (ответственный редактор), *M. И. Дробышевский* (зам. отв. редактора), *B. С. Ерофеев* (отв. секретарь), *K. Ф. Ермоляев*, *B. С. Кузебный*, *X. X. Кулепов*, *A. Н. Литвинович*.

2—9—4
13—70м

Московский областной научно-исследовательский
геологический институт

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА

УДК 551.7

Н. Л. БУБЛИЧЕНКО

**О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ПРИНЦИПАХ УСТАНОВЛЕНИЯ
 ГРАНИЦЫ СИЛУРА — ДЕВОНА**

По вопросу о проведении границы между системами известны многочисленные высказывания. Однако установление границы силура — девона имеет свои особенности. Граница Мурчисона 1839 г. в основном является фациальной и отмечает смену морских (силур) отложений континентально-лагунными (девон). Высказаны мнения о необходимости проведения границы D/S не по правилу «приоритета», а по правилу «рациональности». Наиболее реальной попыткой такого рода явилось изучение Ветельдорфского профиля (Richter, 1942, и др.); вполне обосновано также проведение границы силура — девона по принципу «рациональности» в Баррандиене, в Подолии (Никиторова, 1965), на Готланде (Martinsson, 1963, 1966, и др.). Едва ли будет правильным выбор типового профиля в областях, очень удаленных от места первоначального установления границы, хотя бы они и были удобны для этого благодаря хорошей изученности, обнаженности, ясности геологических взаимоотношений (Северная Америка, Северная Африка и др.).

Некоторые доводы для рационального выбора границы силура — девона и вообще для подразделений девона были прекрасно сформулированы О. Х. Вализером (1966 и 1967, стр. 154): границы должны быть установлены по окаменелостям, но не по типовому разрезу; для проведения границы, если возможно, должен быть использован только один вид — фаунистическая зона; для описания же границ должны быть использованы все окаменелости; необходимо изучение разреза с непрерывным осадконакоплением одной и той же фации, в которой бы встречались и руководящие окаменелости и достаточное количество другой фауны; вновь устанавливаемая граница должна совпадать по возможности с ранее установленной. Предлагается проводить границу силура — девона по первому появлению *M. uniformis*, а для вышележащих подразделений использовать данные по аммонитам.

Нельзя согласиться с некоторыми положениями, выдвинутыми О. Х. Вализером. Так, современный уровень палеонтологических исследований позволяет устанавливать границу и в континентальных и в морских фациях; я имею в виду прежде всего спорово-пыльцевой анализ, который, в частности, допускает параллелизацию разнофациальных морских и континентальных фаций.

Граница должна быть установлена в конкретном типовом разрезе с достаточно обильными органическими остатками (фауна, флора). Определять границу, как предлагает О. Х. Вализер, только по фауне нельзя, так как в различных зоогеографических провинциях продолжительность существования одних и тех же форм может быть различна. В соответствии с этим временный уровень должен устанавливаться по комплексу форм и по возможности по одному виду (зоне), одной группе организмов, например по граптолитам или аммонитам.

Поиски разреза, представленного одной и той же фацией, безнадежны: таких разрезов не бывает; казалось бы пограничные слои Баррандиона сложены единой карбонатной фацией морского происхождения, но чешские стратиграфы смогли здесь установить многочисленные фации с частой сменой их по вертикали и горизонтали. Вот почему важен не разрез, сложенный единой фацией, а обилие и разнообразие органических остатков в нем. В этом смысле непрерывность осадконакопления в профиле совершенно необходима; благоприятным фактором являются большие мощности отложений, что в основном совпадает с пожеланием проводить границу в геосинклинальных или субгеосинклинальных областях, но не в платформенных, в которых часто бывают не только явные, но и скрытые перерывы в осадконакоплении, а следовательно, многие этапы в развитии органического мира выпадают. В платформенных условиях обычно имеет место аллохтонная смена организмов, а в геосинклинальных — автохтонная.

При установлении границы силура — девона должно быть дано предпочтение принципу приоритета, а не принципу рациональности. Граница Мурчисона 1839 г. и в дальнейшем может быть принята как типовая, несмотря на ее очевидные недостатки. Избранная в любом другом месте граница D/S также будет страдать какими-либо недостатками, но, кроме того, она не будет обладать бесспорностью приоритета, потребует изменения привычных названий ярусов силура (и низов девона?), в результате чего возникнет необходимость пересоставления существующих геологических карт в СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Никиторова О. И. В кн.: «Стратиграфия СССР. Силурийская система». М., «Недра», 1965.
- Martinsson A. Kleodonia and related ostracoda genera in the Silurian and Devonian of the Baltic area and Britain. Bulletin Geol. Inst. Uppsala, 41, 1965.
- Martinsson A. Bulletin 14 Ludlow reasearch Group, 1966.
- Richter R. Geschichte und Aufgabe der Wettendorfer Richtschnittes. Senckenbergiana, Bd. 25, N 4/6, 1942.
- Walliser O. H. Boundaries and division of the Devonian system. Proceedings of the International symposium of the Devonian system, vol. 2. Calgary. Canada, 1967.
- Whitaker J. H. Primary sedimentary structure from the Silurian and Lower Devonian of the Oslo region. Natur, v. 207, 4998, 1965.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 551.734.3+551.743.5—551.735.1(584.4)

М. И. ДРОБЫШЕВСКИЙ, Р. Я. ДРОБЫШЕВСКАЯ

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОУСОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПРИИРТЫШЬЯ

Основы стратиграфии Рудного Алтая заложены в монографических исследованиях В. П. Некоршева (1958), а также в многочисленных статьях других авторов. Изучением геологического строения Белоусовского рудного района занимались Г. Л. Падалка (1929), В. А. Соколов (1937—1938), С. В. Константов (1939—1945), В. А. Федоровский, Т. Ф. Зорова (1954), В. С. Канташ, М. П. Тимченко (1961), Н. И. Стучевский и другие. Авторы настоящей статьи начали работы на Белоусовском месторождении в 1951 г., когда еще не было для него стратиграфической схемы, а толщи пород отрисовывались в виде пологозалегающей моноклинали, усложненной разрывными и складчатыми нарушениями. В результате наших исследований и работы коллектива геологов Белоусовской геологоразведочной партии получены данные, послужившие основой для пересмотра структурных особенностей и стратиграфической схемы района. Принципиально новые представления о структурах позволили в 1952—1954 гг. открыть четыре рудных залежи на Белоусовском месторождении, названных Глубочанскими. Эти взгляды довольно существенно отличаются от стратиграфических и структурных построений Н. И. Стучевского (1960), Н. Л. Бубличенко и В. С. Кузебного, отраженных на геологических картах и схемах по Прииртышью. Стратиграфические схемы указанных исследователей основываются на представлении о пологом моноклинальном залегании пород, усложненном разрывными нарушениями, без учета широко развитых запрокинутых складчатых структур, установленных детальным разбуриванием опорных профилей, проходящих через Белоусовское, Иртышское, Березовское, Николаевское, Орловское и Золотушинское рудные поля. Это мы отмечали в рукописной работе (1961), а также в коллективной статье (1966). В последнее время получены палинологические данные по четырем свитам, подтверждающие правильность наших взглядов, что и послужило причиной для опубликования настоящего сообщения.

Стратиграфическое расчленение и литологическая характеристика палеозойских отложений, развитых в Белоусовском рудном районе, разработаны нами с учетом определений фауны и флоры в каменноугольных отложениях, а также спор и пыльцы в образованиях верхнего и среднего девона. Немые толщи пород, залегающие между датированными франскими и нижнекаменноугольными отложениями, условно отнесены к фамену. Стратиграфическое положение этих толщ определялось путем сопоставления их литологического состава с фаунистически датированными разрезами других районов.

В Белоусовском рудном районе Прииртышья выделяются следующие свиты: глубочанская — D_2e-gv , шипулинская — D_2gv , белоусовская — D_3fr_1 , гаранинская — D_3fr_2 , иртышская — D_3fm_1 (?), пихтовская (гребенюшинская) — D_3fm_2 , бухтарминская — C_1t_2 и малоульбинская — $C_1n-C_1^2$ (рис. 1). Из них первые четыре установлены М. И. Дробышевским в 1954 г. К контакту глубочанской свиты с шипулинской и белоусовской приурочены рудные залежи месторождения, располагающиеся среди гидротермально измененных пород.

В структурном отношении исследуемый район охватывает часть северо-восточного крыла Иртышского антиклиниория, которое осложнено складчатыми и разрывными нарушениями северо-западного простирания. Характерной особенностью таких складок является запиривание их осевых поверхностей на юго-запад.

Все породы палеозоя испытали значительное изменение под влиянием регионально-контактового и, в отдельных узких зонах, гидротермального метаморфизма. В основании стратиграфического разреза залегает глубоко метаморфизованный комплекс пород, условно относимый к досреднедевонскому возрасту. Этот комплекс представлен биотитизированными, эпидотизированными амфиболово-пироксеновыми гнейсами и слюдяно-кварцевыми сланцами, которые на эрозионном срезе обнажаются в ядерной части Иртышского антиклиниория и на юго-востоке района. Породы перечисленных свит выходят на дневную поверхность на небольших площадях. Остальная часть района закрыта рыхлыми отложениями.

Глубочанская свита (D_2e-gv) слагается толщей лав и туфов кварцево-плахиоклазовых порфиров, преобразованных в туфоиды и порфириоиды, с прослоями туфогенно-осадочных и осадочных образований. Породы обнажаются в русле р. Глубочанки и на горе Рудничной. К северо-западу от Белоусовского месторождения свита прослеживается на Иртышском и Березовском месторождениях.

В отложениях глубочанской свиты в районе Белоусовского месторождения в 1964 г. в скважине 268 (сборы Р. Я. Дробышевской) палинологами Алтайского отдела (Н. И. Михайлова, Т. С. Зазулина) обнаружено большое количество спор в рассланцованных кремнистых туффитах с примесью терригенного материала, а также в сланцах по хлоритизированым туффитам и в туффитах — соответственно на глубинах 165,9; 212,5 и 282,9 м. Доминирующими видами являются споры, характерные для отложений животского возраста: *Archaeozonotriletes extensus* Na u m., *Archaeozonotriletes vorobjevensis* Na u m., *Lophotriletes granulosus* Na u m. и другие. В пробах, отобранных Ш. К. Мергеновым и Н. И. Стучевским из скважины 498 Иртышского месторождения, палинологи Н. И. Михайлова, Т. С. Зазулина, С. Н. Выдрина, А. П. Лавриненко, Г. С. Горская, Л. Я. Жданова в 1966—1967 гг. в отложениях глубочанской свиты установили типичные для эйфеля споры: *Acanthotriletes perpusillus* Na u m., *Lophotriletes perpusillus* Na u m., *Leiotriletes devonicus* Na u m., *Tschibr.*, *Camarozonotriletes minutus et minor* и другие.

Литологический состав отложений глубочанской свиты параллелизуется с отложениями березовской и таловской свит, развитыми в Змеиногорско-Тарханской полосе (Резолюция совещания, 1958).

Типовой разрез глубочанской свиты следующий (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся алевропелитовые туффиты (реже — псаммоалевритовые) с туфоидами и порфириоидами. Среди них прослой мощностью до 20 м углисто-хлорито-глинистого сланца более 120 м.

2. Углисто-хлорито-глинистые сланцы, местами графитизированные, с прослоями туффитов, с маломощными прожилками кварца и карбоната 0—45 м.
 3. Порфириоиды и туфоиды, иногда с прослоями алевропелитов, неравномерно хлоритизированные, серicitизированные, с прожилками кварца 20—180 м.
 4. Углисто-хлорито-глинистые сланцы с прожилками кварца, с прослоями туфоидов и алевропелитовых туффитов 2,0—15 м.
 5. Туфоиды и порфириоиды, редкие прослои кремнисто-серicitовых алевропелитов 1—15 м.
- Предположительная мощность свиты 300—400 м.

Характер контакта глубочанской свиты с подстилающими породами не известен. В Белоусовском рудном районе ее породы собира-

Сис- тема	Отдел	Ярус	Индекс	Геологиче- ская колонка	Мощ- ность в м	Характеристика свит	
						сред- ний нижний турнебес- кий	Бухтарминская свита. Известняки мраморизованные с фауной <i>Spirifer ex gr tornacensis kon., Productus (Actyoceraspis) cf. bruntingtonensis Holl., Spirifer cf. Baiioni Naum., Fenestella sp.</i> членники лилий, интенсивно известковистые сланцы, углисто-хлорито-глинистые сланцы и др.
Каменноугольная	Верхний	Фаменский			400 300 500—600 300—500 400—600 300 200 300—400(?) 	Малоульбинская свита. Псаммито-псефитовые песчаники, полимиктовые. В основании конгломераты. В районе пос. Белокаменка в аргиллитах найдена флора: <i>Noeggerathia sis Theodori Tschirk et Zol., Angaroperidium cordiapteroides (Schin.) Zol. и dr.</i>	
						Пихтовская (гребенинская) свита. Лавы, туфо-лавы порфиритов, грубообломочные туфы	
						Иртышская свита. Туфы кислого и смешанного состава, лавы, туффиты, мраморизованные полосчатые известняки, туфопесчаники и песчаники	
						Гаранинская свита. Сланцы по слабо известковистым алевротиковым и пелито-алевротиковым песчаникам, филлито-видные сланцы. Споры <i>Trachylitrites solidus Naum., Stegosporellites conformatis Naum., Archaeozonotritelles variabilis Naum., A. decorus Naum.</i>	
						В основании — кварцево-эпилито-хлоритовые сланцы, с карбонатом, биотитом и амфиболом	
						Белоусовская свита. Известково-хлоритовые сланцы по кварцево-полевошпатовым известковистым алевротовым и псаммито-алевротовым песчаникам. Споры: <i>Acanthotritelles furcatus Naum., A. porosus Naum., Zophotritelles minutus et minor Naum. и dr.</i>	
						Шипулинская свита. Известковистые алевропелитовые туфиты, мраморизованные известняки, углисто-глинистые сланцы, эфузивы кислого состава. Споры: <i>Zelotrichites microtugensis (Obz.) Naum., Archaeozonotritelles variabilis Naum., Retrotuberculites reticulatus Obz. и dr.</i>	
						Глубочанская свита. Эфузивы кислого состава, туфиты алевропелитовые и пелито-алевротиковые, углисто-глинистые, глинисто-кремнистые сланцы. Споры: <i>Archaeozonotritelles vorobjewensis Naum., A. basilaris Naum., A. extensus Naum. и dr.</i>	
						Метаморфическая толща. Кристаллические сланцы, парагнейсы, амфиболиты	

Рис. 1. Стратиграфическая колонка Белоусовского рудного района Прииртышия.

ны в опрокинутую на юго-запад антиклинальную складку второго порядка, которая на юго-востоке срезается Главным разломом (сбросом).

Образование пород глубочанской свиты происходило в морских и частично в лагунных условиях. Породы эти отчетливо разграничиваются только на туфоиды — порфириоиды и углисто-глинистые сланцы. Туфогенно-осадочные породы (туффиты) пшаммоалевритовой и алевропелитовой фракций и песчаники по составу и внешнему облику очень близки к туфоидам и порфириоидам. В большинстве случаев четкие контакты между ними не устанавливаются.

Туфоиды и порфириоиды обычно мелкозернистые, зеленоватые, с выделениями кварца, реже — полевого шпата, с тонкозернистой основной массой, в различной степени рассланцованный, хлоритизированной, серicitизированной и окварцованный. Среди них отчетливо выделяются лавы альбитофиров с фельзитовидной основной массой и ясно выраженным вкраепленниками кварца и альбита. В зонах дробления при гидротермальном метаморфизме образованы карбонато-хлорито-кварцевые, хлорито-серicitо-кварцевые и серicitо-кварцевые сланцы и кварциты.

Под микроскопом порфириоиды имеют микролепидогранобластовую основную массу. Вкраепленники кварца и плагиоклаза (0,27—2 мм) раздроблены, количество их — от 10—15 до 30 %. Кварц развит в изометрических и неправильных зернах, ему присущее волнистое погасание. Плагиоклаз представлен олигоклазом и альбитом призматического и таблитчатого габитуса. Вторичные изменения этого минерала выражаются в серicitизации, хлоритизации и карбонатизации. Основная масса перекристаллизована в тонкозернистый гранобластический альбит-серicit-кварцевый агрегат, в котором в той или иной мере сохраняются изометрические зерна кварца и кислых плагиоклазов. Вторичные минералы распределены неравномерно, обособляясь в полоски кварц-серicitового и кварц-альбитового состава. В небольших количествах в основную массу входят минералы эпидот-цизитовой группы, биотит и карбонаты. Характерным акцессорным минералом является сфен. Туфоиды отличаются обломочной структурой с угловатой формой порфирокластов кварца и полевого шпата. Основная масса также перекристаллизована в кварцево-хлорито-серicitовый агрегат.

Туффиты — тонкозернистые, однородные или же рассланцованные породы с мелкими обломками. Иногда они содержат вкраепленность пирита и пирротина. В преобладающем числе обломки представлены кислыми плагиоклазами с простыми и полисинтетическими двойниками, меньше — прозрачным кварцем с волнистым погасанием. Края их коррозированы цементом. Почти половина этого материала перекристаллизована в тонкозернистый кварцевый или кварц-альбитовый агрегат. Первичный глинистый цемент в результате давления и kontaktово-термальных воздействий превращен в тонкозернистую кварц-альбит-серicit-биотитовую массу; в подчиненных количествах присутствуют землистые полупрозрачные минералы эпидот-цизитовой группы, кальцит, пирит, сфен.

Песчаники обычно тонкозернистые, рассланцованые, серicitизированные, бластопсаммитовой структуры, около 60 % объема породы — обломки. Состоят песчаники из слабо окатанных реликтовых зерен кварца и плагиоклаза (0,01—0,25 мм), а также цемента, нацело перекристаллизованного в агрегат кварца, и параллельно ориентированных чешуйек серicitита. Кварц окатанной округлой формы, трещи-

новатый, загрязнен пылеватыми частицами. Отдельные обломки его перекристаллизованы в микрогранобластовые агрегаты. Плагиоклаз развит в виде остроугольных, реже — полукатанных табличек и зерен короткопризматического облика, обладает простой или полисинтетической структурой двойникования. Цемент представлен микролепидогранобластовым агрегатом кварца, плагиоклаза и серицита (возможно, первоначальный состав его известково-глинистый). Серицит тесно связан с кварцем и содержит включения рутила; взаимно параллельное положение чешуек серицита определяет сланцеватость породы. Отдельные изометричные зерна или тонкозернистые полосчатые новообразования карбоната послойно распределяются в породе.

Маркирующими горизонтами являются углисто-хлорито-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, иногда слабо известковистые, имеющие четкие контакты и хорошо прослеживающиеся по падению и простиранию. Они слагают три маркирующих горизонта невыдержанной мощности — от полного выклинивания до 50 м и более в раздувах. Основная ткань углисто-кремнисто-глинистая, в различной степени хлоритизированная, серицитизированная, окварцовенная и карбонатизированная. Углистое вещество в массе породы распределено неравномерно, и наблюдаются постепенные переходы от кремнисто-глинистых к углисто-глинистым разностям. Из акцессорных минералов встречаются турмалин и рутил. На отдельных участках, вблизи зон дробления, отмечаются милонитизация сланцев и более интенсивная хлоритизация, серицитизация, окварцевание и вкрапленность пирита, пирротина, реже — других сульфидов. Однако даже при интенсивном метасоматозе сланцы полностью не перерабатываются и сохраняют первичные структурно-текстурные особенности и поэтому являются как бы экранами, не пропускающими гидротермальных потоков. По этой причине обычно в них нет больших скоплений сульфидов.

Шипулинская свита (D_2gv) имеет выходы на дневную поверхность на Шипулинском рудопроявлении, находящемся в двух километрах к юго-востоку от Белоусовского месторождения. Стратиграфическое положение этой свиты устанавливается по ее согласному залеганию на глубочанской свите и данным определений возраста спор в районе Белоусовского и Иртышского месторождений (сборы Р. Я. Дробышевской, В. Ф. Белого, Ш. К. Мергенова, Н. И. Стучевского). В скважине 301 на глубине 260 м, по заключению Н. И. Михайловой, Т. С. Зазулиной и С. Н. Выдриной, доминируют виды спор: *Leiotriletes microrugosus* (I b r.) N a u m., *Retusotriletes tamillii* Phil., *Archaeozonotriletes variabilis* N a u m. и другие.

Шипулинская свита отождествляется с шипулинской свитой Змеиногорско-Тарханской полосы.

Типовой разрез шипулинской свиты (снизу вверх):

1. Известковистые и кремнистые алевропелитовые туффиты с маломощными прослойками туфоидов и хлорито-глинистых сланцев	.	.	.	12—14 м.
2. Туфоиды с маломощными прослойками алевропелитов	.	.	.	до 14 м.
3. Известковистые алевропелитовые туффиты	.	.	.	до 4 м.
4. Туфоиды	.	.	.	до 18 м.
5. Известняки мраморизованные	.	.	.	до 18 м.
6. Известковистые алевропелитовые туффиты	.	.	.	до 32 м.
7. Туфоиды	.	.	.	до 6 м.
8. Известковистые туффиты	.	.	.	до 23 м.
9. Туфы дацитового состава	.	.	.	до 3 м.
10. Известковистые алевропелитовые туффиты	.	.	.	до 14 м.
11. Известняки мраморизованные с маломощными прослойками туфитов	.	.	.	до 15 м.

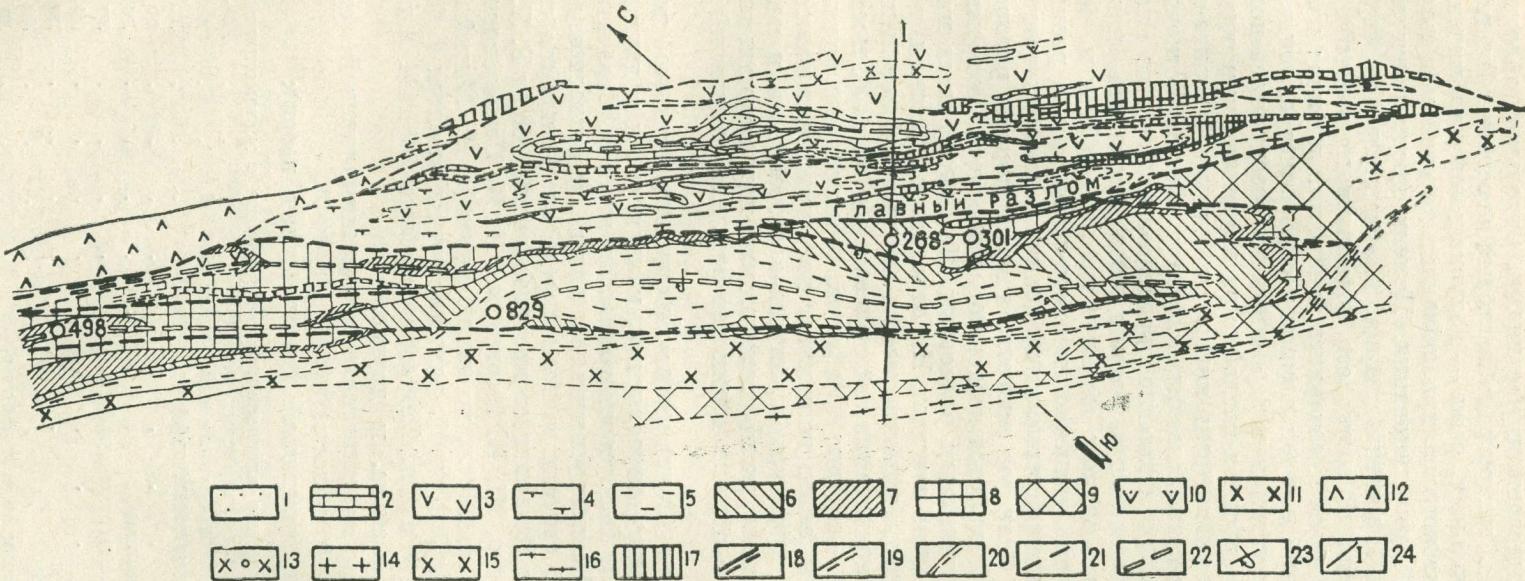


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Белоусовского рудного района Прииртышья: 1 — малоульбинская свита; 2 — бухтарминская свита; 3 — пихтовская свита; 4 — иртышская свита; 5 — гаранинская свита; 6 — белоусовская свита; 7 — шипулинская свита; 8 — глубочанская свита; 9 — метаморфический комплекс; 10 — диабазы; 11 — плагиограниты, биотитовые граниты; 12 — роговообманные диориты, гранодиориты; 13 — кварцево-плагиоклазовые порфиры; 14 — плагиогранит-порфиры, гранофиры; 15 — афировые кварцево-плагиоклазовые порфиры; 16 — ортогнейсы, милонитизированные плагиограниты; 17 — зоны гидротермально образованных пород; 18 — разломы главные, установленные и предполагаемые; 19 — разломы оперяющие, установленные и предполагаемые; 20 — стратиграфические контакты, установленные и предполагаемые; 21 — оси антиклинальных структур второго порядка; 22 — оси синклинальных структур второго порядка; 23 — запрокинутое залегание; 24 — линии геологических разрезов.

12. Известковистые алевропелитовые туффиты до 35 м.
 13. Туфы дацитового состава до 25 м.
 Мощность свиты достигает 200 м.

Породы шипулинской свиты собраны в опрокинутую на юго-запад синклинальную складку, в северо-восточном крыле которой они контактируют с породами глубочанской свиты; в юго-западном крыле около гранитов скважиной подсечены выходы песчанистых известняков шипулинской свиты (рис. 3), сложенной преимущественно комплексом осадочных и туфогенно-осадочных образований; в подчиненном количестве развиты здесь туфы и туфолавы кварцево-полевошпатовых порфиров. На юго-восточном фланге рудного поля известковистые породы скарнированы под влиянием гранит-порфиров. Чаще встречаются туфогенно-осадочные образования — туффиты, известковистые и кремнистые, представленные сложно переслаивающимися известковистыми алевролитами с нечеткими границами и постепенными переходами, а также алевропелитами и псаммоалевролитами, содержащими примесь туфогенного материала. Породы в разной мере рассланцованны, хлоритизированы и серicitизированы. Вблизи с телами интрузивных пород в сланцах развиваются новообразования биотита.

Известняки мраморизованные, обычно серого цвета, часто с примесью глинистого и песчанистого материала, массивной, полосчатой, параллельной текстуры и микрозернистой, гранобластовой структуры, содержат большое количество спор.

Известковистые песчаники псаммитовые, массивной текстуры. Цемент базальный с мелкозернистой структурой. Обломки составляют около 30—35 %, размер их 0,1—0,4 мм. Представлены они кварцем и карбонатизированным, часто разложенным плагиоклазом. Кварцевые зерна (округлой и вытянутой формы) иногда перекристаллизованы в гранобластический агрегат. Связующая масса состоит из различных по форме и величине зерен кальцита, пластинок хлорита и игольчатого рутила. Аксессории — сфен и циркон.

Алевролиты с известково-глинистым цементом обладают массивной текстурой и бластоалевритовой структурой. Цемент базальный. Обломков кварца и полевого шпата около 30% (0,05—0,09 мм в диаметре). Зерна минералов хорошо окатаны, большая часть перекристаллизована в гранобластический агрегат. Цемент состоит из кальцита, кварца и хлорита, пронизанного тонкими иголочками рутила. Встречаются мелкие зерна пирита. По алевропелитам нередко образуются хлорито-карбонато-кварцевые сланцы с микролепидогранобластовой структурой.

Туфы и туфолавы кварцево-полевошпатовых порфиров развиты преимущественно в верхах свиты. Обычно они превращены в туфоиды и порфириоиды.

Белоусовская свита (D_3fr_1). Породы этой свиты залегают с угловым несогласием на размытой поверхности шипулинской и глубочанской свит и вместе с ними собраны в опрокинутые на юго-запад складки. На дневную поверхность они выходят на горе Рудничной. В юго-восточном и северо-западном направлениях свита прослеживается за пределами района, мощность ее около 300 м.

В районе Иртышского рудного поля (скв. 654, гл. 426—428 м; скв. 630, гл. 264—266 м) Н. И. Михайловой и Т. С. Зазулиной в породах белоусовской свиты определены споры, подтверждающие ее нижнефранский возраст: *Acanthotriletes hirtus* N a u m., *Acanthotriletes parvus* N a u m., *Lophotriletes minutus* et *minor* N a u m., *Lophotri-*

letes normalis Naum., *Archaeozonotriletes micromanifestus* var. *crispus* Tschib., *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *Lophorzonotriletes excisus* Naum. (*Hymenozonotriletes cf. incisus* Naum. (сборы Н. И. Стучевского, М. А. Муратовского, 1964). Эти виды спор на Рудном Алтае развиты в нижнефранских отложениях гериховской подсвиты каменевской свиты.

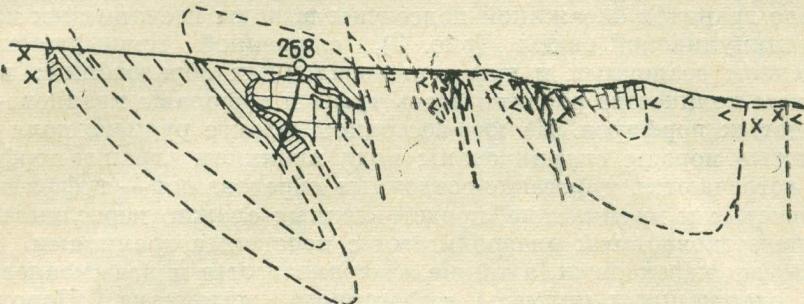


Рис. 3. Геологический разрез через Белоусовское месторождение.
Условные обозначения приведены на рисунке 2.

Белоусовская свита сложена в основном известково-хлоритовыми сланцами, которые образованы по известковистым алевритовым и псаммито-алевритовым (размер зерен от 0,02 до 0,35 мм) кварцево-полевошпатовым песчаникам. Реже встречаются хлорито-серицито-кварцевые и известково-глинистые сланцы по алевролитам.

Известково-хлоритовые сланцы представляют собой макроскопически тонкopolосчатые, тонкосланцеватые, плойчатые породы. Полосчатость создается чередованием более светлых существенно карбонат-кварц-альбитовых и более темных серо-зеленых существенно эпидот-кварц-хлоритовых прослоев. Отсортированность материала хорошая, зерна коррозированы цементом и частично перекристаллизованы. Обломки состоят в основном из кварца и частично — плагиоклаза, в породе их от 25 до 85 %. Цемент существенно хлорито-известковистый, с небольшой примесью серицита, альбита, кварца, рутила, турмалина, апатита и сфена. Структура псаммито-алевролитовая, бласто-алевролитовая, микрогранолепидобластовая. Хлорит развит в виде тонковолокнистого тонкочешуйчатого ориентированного агрегата. Карбонат (кальцит) образует тонкозернистый гранобластический агрегат плотно соприкасающихся изометричных шестоватых зерен размером до 0,03 мм. В более крупных зернах заметно полисинтетическое двойниковое строение минерала. В породе карбонат разбросан пятнистыми жилковатыми скоплениями, к которым обычно приурочен более крупнозернистый обломочный материал, представленный преимущественно кварцем, который часто перерабатывается в гранобластовый агрегат.

Гаранинская свита (D_3fr_2). В исследуемом районе породы свиты обнажаются на горах Гаранина и Нехорошева, на правых берегах р. Глубочанки, ключа Антипова и ручья Коншина. Отложения залегают с угловым несогласием на породах белоусовской свиты, относимой к нижнему франу, структурно слагая центральные части синклинальных складок (рис. 2).

Типовой разрез гаранинской свиты (снизу вверх):

1. Эпидото-хлорито-кварцевые сланцы с биотитом, карбонатом, амфиболом 6—150 м.

2. Филлитовидные сланцы	50—135 м.
3. Алевритовые и пелитоалевритовые песчаники	100—160 м.
4. Филлитовидные сланцы	70—150 м.
5. Алевритовые и пелитоалевритовые песчаники	50—70 м.
Мощность свиты от 400 до 600 м.	

В образцах отложений гаранинской свиты (скв. 897, интервал 717—721), отобранных М. А. Мураховским, Т. С. Зазулиной в 1968 г., обнаружены споры *Trachytriletes solidus* Naum., *Stenorzonotriletes conformis* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *Archaeozonotriletes decorus* Naum., которые говорят о франском возрасте этих пород. С учетом структурного положения упомянутой свиты возраст ее может быть определен как верхи франского яруса.

По условиям отложения породы гаранинской свиты могут быть отнесены к тонкослоистым флишоидным образованиям. Представлены они комплексом сложно перемежающихся алевритовых и пелитоалевритовых песчаников и филлитовидных сланцев. В низах свиты залегают эпидото-хлорито-кварцевые сланцы с биотитом, карбонатом, амфиболом.

Песчаники неравномерно известковистые, со слюдисто-кварцевым цементом, тонко рассланцованные. Филлитовидные сланцы (хлорито-слюдисто-кварцевого состава) образовались по алевропелитам и пелитам. Разновидности сланцев, возникшие за счет глинисто-кремнистых алевропелитов, содержат графит. Прослои их (от долей метра до ста и более метров) довольно выдержаны по простиранию, контакты обычно четкие, реже встречаются постепенные переходы.

Развитые в низах свиты эпидот-хлорит-кварцевые сланцы (с биотитом, карбонатом и амфиболом) содержат в преобладающем количестве тот или иной компонент — эпидот-цизит, карбонат, хлорит, серицит, кварц, альбит, актинолит, вследствие чего выделяются хлорит-карбонат-эпидотовые, амфибол-эпидот-кварцевые, кварц-альбит-эпидот-актинолитовые и другие разности. Как примеси присутствуют сфен, рутил, магнетит, апатит, турмалин. Текстура этих пород сланцеватая, полосчатая, слабо сплоенная, что обусловлено ориентированной слагающих компонентов, особенно слюдистых минералов. Полосчатость образована послойным развитием кварцевых прожилков и гнезд. Структура этих пород нематогранобластовая.

Кварц-хлорит-сериицит-карбонатные сланцы, образовавшиеся по алевропелитам, характеризуются сланцеватой и слоистой текстурой в направлении тонких прослоев, слюдистых минералов, струйчатых скоплений и прослоев карбоната с кварцем. Структура пород микролепидогранобластовая с участками бластроалевритовой. Минеральный состав: карбонат, хлорит, серицит, кварц, альбит, рутил, турмалин, апатит, циркон, пирит.

Алевритовый песчаник имеет тонкосланцеватую текстуру, обусловленную ориентированным расположением компонентов, слагающих породу. Структура бластроалевритовая. Алевритовый материал (0,05—0,12 мм) в преобладающем количестве состоит из дробленых зерен кварца и плагиоклаза. Цемент базального типа представлен преимущественно вторичным лепидогранобластовым агрегатом кварца, альбита и в меньшей степени — хлорита, серицита с примесью карбоната, биотита, рутила, турмалина, апатита, циркона, пирита, магнетита.

Филлитовидный хлорито-карбонато-сериицитовый сланец по алевролиту отличается тонкосланцеватой параллельной текстурой, которую создает обособленное (в виде полос) расположение серицита, а

также хлорит-кварц-альбитового и кварц-карбонатного агрегата. Структура сланцев гранолепидобластовая, реликтовая, бластоалевритовая, порфиробластовая; минеральный состав: серицит, хлорит, кварц, альбит, карбонат, рутил, турмалин, апатит, пирит, циркон. Алевритовая фракция представлена обломками кварца и сдвойниковаными зернами альбита.

До 1956 г. исследователи не расчленяли зеленокаменные отложения шипулинской, белоусовской и гаранинской свит животского и франского ярусов и относили их к кытавкурчумской свите (Некоршев, 1958).

Иртышская свита ($D_3 fm_1?$) выходит на дневную поверхность на юго-западном склоне г. Бражихи и на участке между р. Глубочанкой и ручьем Гребенюшка северо-восточнее Главного разлома. Породы здесь собраны в складки северо-западного простирания (рис. 2). По Главному разлому эта свита контактирует с белоусовской, шипулинской и глубочанской свитами, мощность ее 300—500 м.

Нижнефаменский возраст пород Иртышской свиты принят условно по их структурному положению и аналогии с нижнефаменскими отложениями снегиревской, так как споры и пыльца в ней не обнаружены.

Нижняя часть иртышской свиты сложена кварцево-плагиоклазовыми порфирами (альбитофирами) и туфами кислого состава, неравномерно рассланцованными и превращенными в порфироиды и туфоиды, которые переслаиваются с туфами смешанного состава. В подчиненном количестве развиты туфы среднего состава и туффиты (алевропелиты и алевролиты), чередующиеся с маломощными прослоями алевропсаммитовых и псаммитовых песчаников.

Маркирующим для свиты является слой мраморизованных известняков, мощность которого достигает 50—60 м. Они прослеживаются на всем протяжении рудного поля и хорошо отрисовывают складчатое строение свиты; окраска пород пестрая. Наиболее характерны белые разновидности с вишнево-красными полосами, содержащие прослойки серицито-хлоритового состава. Иногда известняки полосчато- пятнистые, структура их неравномернозернистая, гранобластовая, сложены они зернами (0,02—1,5 мм) кальцита неправильной изометричной или продолговатой формы. В виде примеси в этих породах присутствуют редкие ксеноморфные зерна кварца (0,1—0,02 мм), пирита (0,4—0,02), единичные мелкие пластинки серицита и мусковита.

Кварцево-плагиоклазовые порфиры (альбитофиры) обычно обладают сланцеватой, брекчийской и милонитовой текстурой, реже — это массивные породы. Структура их бластопорфированная, порфировая, реликтовая с перекристаллизованной неравномернозернистой, микролепидогранобластовой структурой основной массы. Вкрашенники размером 0,08—1,35 мм представлены плагиоклазом и кварцем. Плагиоклаз образует призматические, чаще — угловато-изометричные полисинтетически сдвойниковые зерна. Основная масса породы сложена агрегатом кварц-альбитового состава с подчиненно развитыми хлоритом, серицитом (мусковитом), биотитом, эпидотом, редкой вкрашенностью пирита и карбоната. Аксессории представлены апатитом, турмалином, цирконом, сフェном и рутилом.

Лавобрекчики кварцевых альбитофиров состоят из обломков кислых эфузивных пород с микрофельзитовой, микролитовой структурой. Цементирующая лава (кварцевый альбитофор) обладает ясно-порфировой структурой. Вкрашенники представлены кварцем и пла-

тиоклазом, размер их 0,4—0,9 мм. Основная масса кварц-полевошпатовая с микрофельзитовым строением. Породы в различной степени окварцованны и карбонатизированы. Новообразования кварца и карбоната развиты в виде полос, гнезд и прожилков. По минеральному составу и структурным особенностям кварцево-плагиоклазовые порфириты и их туфы иртышской и глубочанской свит аналогичны.

Наряду с туфами кислого состава в иртышской свите значительно развиты туфы смешанного состава — литокристаллокластические и кристаллокластические (реже), в различной степени рассланцованные, хлоритизированные, серicitизированные и иногда милонитизированные. Структура их литокристаллокластическая (псаммитовая). Структура цемента микрогранобластовая и лепидогранобластовая. Пирокластический материал составляет около 60—65 % и представлен обломками кристаллов кварца, плагиоклаза (альбита), а также породами кислого и более основного состава (кислые эфузивы и порфириды), на отдельных участках встречаются обломки микрокварцитов и зерен роговой обманки размером от 0,25 до 2 мм (до 1,8××8 мм на северо-западе рудного поля). Кислые эфузивы в обломках характеризуются микрофельзитовой структурой основной массы. Порфириды имеют микролитовую структуру; промежутки между кварцем и плагиоклазом выполнены хлоритом, лейкоксеном, эпидотом, рудным минералом (магнетитом). Структура микрокварцитов микрогранобластовая, состоят они из изометричных зерен кварца с неизначительной примесью карбоната. Цемент слагается вторичными агрегатами кварца, полевого шпата (альбита), эпидота (циозита), карбоната, хлорита, лейкоксена, серицита, магнетита. Изредка обнаруживаются зерна пирита.

Туфы среднего состава обычно преобразованы в сланцы альбит-хлорит-эпидотового состава с порфиробластовой и гранолепидобластовой структурой. Структура основной массы микролепидогранобластовая. Текстура полосчатая, подчеркивается ориентированным расположением чешуек хлорита и других компонентов. Минеральный состав пород: эпидот, хлорит, альбит, карбонат, кварц, редко встречаются актинолит, сфеен, апатит, пирит. Более крупные зерна плагиоклаза (до 0,5 мм) являлись, возможно, вкрапленниками (реликты порфировой структуры); количество их достигает 25—30 %.

Песчаники представлены полимиктовыми разновидностями со специфической полосчатой текстурой. Обломочный материал (30—75 %) состоит из кварца, полевого шпата и обломков пород. Кварц округлой формы, трещиноватый, с волнистым погасанием, частично перекристаллизованный. У плагиоклаза (альбита) таблитчатой и неправильной формы простое и полисинтетическое двойникование, он слабо пелитизирован и серicitизирован. Обломки пород удлиненной формы сливаются с цементирующей массой, но прослеживается это нечетко. Цемент состоит из микрозерен кварца, карбоната, эпидот-циозита, серицита, хлорита и магнетита. Аксессории представлены апатитом, сфееном и рутилом.

Пихтовская (гребенюшинская) свита (D₃fm₂). Породы свиты обнаруживаются на юго-западном склоне горы Гребенюхи, на горе Бражихе, в верховьях ключа Антипова и прослеживаются по простиранию в восточном направлении до р. Пихтовки, где в 1952 г. В. А. Федоровский впервые выделил эту свиту. На Белоусовском месторождении описываемая свита носит название «гребенюшинской». Пихтовская свита (мощностью 500—600 м) несогласно залегает на иртышской, контак-

тируя с различными ее горизонтами, а на северо-востоке района перекрываются отложениями бухтарминской свиты.

Верхнефаменский возраст пихтовской свиты установлен по фауне, собранной В. А. Федоровским на участке вдоль р. Пихтовки: *Planoprotuctus hillsboroensis* (Kindl), *Mucrospirifer subattenuatus* (Hall), *M. posterus* (Hall), *subsp. kasachstanensis* Bubl., *Cyrtospirifer whitheyi* (Hall.) и другие (Бубличенко и др., 1958).

Пихтовская свита сложена в основном лавами, туфолавами и туфами порfirитов, в меньшем количестве встречаются лавы среднего состава и маломощные прослои туfov кислого состава, туфлитов и углисто-глинистых алевропелитов. В верхах свиты залегают грубообломочные туфы преимущественно основного состава, пестроцветные, гематитизированные и эпидотизированные. В процессе динамометаморфизма часть лав и туфолов была преобразована в порfirитоиды и в карбонатно-хлорито-эпидотовые сланцы с различным количеством составляющих компонентов.

Лавы и туфоловы порfirитов — породы мелковзернистые, массивные и тонкосланцеватые, темно-зеленые. Обычно они в различной степени хлоритизированы и эпидотизированы. Структура их бластопорфировая, порфировая; структура основной массы микрогранобластовая и микрогранолепидобластовая, с участками реликтовой микролитовой. Количество вкрапленников варьирует от 5 до 30—40%, размер их 0,07—2 мм. Представлены они зернами альбита окружной, призматической и таблитчатой форм с простыми и полисинтетическими двойниками. Вторичные изменения минерала выражаются в серицитизации, эпидотизации и карбонатизации. По трещинкам в пластиоклазе развиты карбонат и хлорит. Цементирующая масса пород состоит из кварц-альбит-хлорит-серицитового агрегата с примесью минералов эпидот-циозитовой группы.

При гидротермальном метаморфизме пород пихтовской свиты образуются обычные для рудного поля серицит-хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые сланцы, иногда с карбонатом. В таких сланцах редко сохраняются реликты исходной породы в виде серицитизированных зерен пластиоклаза с неровными расплывчатыми очертаниями.

Бухтарминская свита (C_1t_2) залегает трансгрессивно на более древних отложениях и содержит брахиоподы, мшанки и кораллы верхнетурнейского возраста. В пределах изучаемого района породы выполняют синклинальный прогиб в фаменских образованиях (рис. 1). Мощность свиты 300 м.

В составе свиты преобладают известняки и сильно известковистые алевролиты, содержащие маломощные прослои хлоритово-глинистых и углисто-хлоритово-глинистых сланцев. Известняки мраморизованы, серого цвета, содержат обильную фауну мшанок, морских лилий, *Productus (Dictyoclostus) cf. burlingtonensis* Hall., *Spirifer cf. bainsi* Hall., *Spirifer ex. gr. tornacensis* Kop. (определения Н. Л. Бубличенко, 1958 г.).

Малоульбинская свита ($C_1n-C_2^1$) залегает на отложениях бухтарминской свиты с явным угловым несогласием. Представлена она типичными континентальными образованиями, в ее основании развиты конгломераты, мощность которых достигает 20—25 м. Выше по разрезу свита сложена полимиктовыми псамmitо-псефитовыми песчаниками, часто известковистыми. В районе пос. Белокаменка (к северо-востоку от Белоусовского месторождения) в углистых аргиллитах малоульбинской свиты найдена флора: *Noeggerathiopsis Theodori Tschirk. et Zal.*, *Angaropteridium cardiopteroides* (Schin.) Zal.

и другие формы (определение М. И. Радченко). Мощность отложений, относимых к малоульбинской свите, 400 м и более.

Выходы

1. В низах стратиграфического разреза района залегают интенсивно метаморфизованные породы досреднедевонского возраста, возможно ордовик (?). Взаимоотношения их с налегающими эйфель-живетскими отложениями глубочанской свиты недостаточно изучены.

2. В связи с отсутствием находок ископаемой фауны и флоры возраст отложений иртышской свиты определен условно. Остальные свиты — глубочанская, шипулинская, белоусовская, гаранинская, пихтовская, бухтарминская и малоульбинская — датированы на основании геолого-литологических, структурных и палеонтологических данных, и поэтому стратиграфическое положение их не вызывает сомнений.

ЛИТЕРАТУРА

Бубличенко Н. Л., Дубатолов В. Н., Максимова З. А., Спасский Н. Я. Палеонтологические основы стратиграфии Рудного Алтая. Труды АГМНИИ АН КазССР, т. VI, 1958.

Дробышевский М. И., Мергенов Ш. К., Дробышевская Р. Я., Белый В. Ф. Некоторые новые данные о геологическом строении Иртышского полиметаллического месторождения. Труды ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР, т. 17, 1966.

Некоршев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Стучевский Н. И. О стратиграфии северо-западной части Иртышской зоны смятия. Труды АГМНИИ АН КазССР, т. VIII, 1960.



ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 551.733.3+551.734.2(584.4)

Н. Л. БУБЛИЧЕНКО

О ГРАНИЦЕ СИЛУРА — ДЕВОНА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

На Всесоюзном совещании 1958 г. (Алма-Ата) было решено границу силура — девона проводить в основании прибалхашских слоев. В последнее время положение ее подвергалось пересмотру, что было вызвано главным образом двумя причинами. Прежде всего изменился взгляд на возраст караэспинских слоев, которые, согласно монографическому описанию табулят, брахиопод, членников криноидей и ругоз, относились к верхнему лудлову (Ковалевский, Михневич, 1965) или к «позднесилурийским образованиям» (Стукалина, 1965), а также к «верхнелудловскому (тиверскому) ярусу» (Антонюк, Аксаментова, 1965). Сейчас наметилась тенденция считать караэспинские слои нижами девона; во всяком случае, в издании «Стратиграфия СССР» караэспинский горизонт принят, хотя и с некоторыми оговорками, за основание девона. Второй причиной, заставившей некоторых авторов пересмотреть вопрос о положении нижней границы девона в Северо-Восточном Казахстане, явились находки граптолитов; наиболее определено о границе силура — девона по данным их изучения высказались С. М. Бандалетов и Н. Ф. Михайлова (1968), которые проводят ее в основании айнасуйских слоев; эта точка зрения является своего рода крайностью, которая заставляет относиться с осторожностью к установлению границы в Казахстане по подошве зоны с *Monograptus uniformis*; принятие такой зоны как мирового стандарта было почти единодушным пожеланием участников симпозиума 1967 г. в Канаде.

Возможность наличия в Северо-Восточном Казахстане граптолитов этой зоны отмечает Г. Т. Ушатинская (1967, стр. 11), но уверенно их указывают С. М. Бандалетов и Н. Ф. Михайлова; ими выделен в Северном Прибалхашье токрауский горизонт, который залегает между акканскими (венлок — лудлов) и айнасуйскими слоями. Токрауский горизонт отнесен к силуру, к «надлудлову» и параллелизуется с даунтониумом (Аллен и Тарло, 1963) и пшидолльскими слоями. В токрауских слоях определены: *Monograptus cf. perneri*, *Pristiograptus bandaletoi*; выше залегает зона с *M. uniformis*, *M. angustidens* и *M. kasachstanensis* — основание айнасуйских слоев. Фауна их из южных окраин Карагандинского бассейна описана О. П. Ковалевским (табуляты — 1956, 1960 гг.), М. А. Борисяк (брахиоподы — 1955 г.), Н. Н. Яковлевым (сцифокриноиды — 1952 г.); эти авторы относят ее к лудловскому ярусу.

Айнасуйские слои, после тщательного рассмотрения фауны, параллелизуются Г. Т. Ушатинской и Н. Б. Келлер (1966) с верхами

лудловского яруса. Б. С. Соколов относит их также к силуру (1966), что опубликовано в кратком обзоре современных исследований в СССР в бюллетенях № 14 Лудловской исследовательской группы; автор синхронизирует эти слои со скальским горизонтом Подолии. Иначе говоря, по имеющимся данным, выделенная С. М. Бандалетовым и Н. Ф. Михайловой (1968) граптолитовая зона *M. uniformis* проходит внутри «силурийских» отложений. Получается, что лудловский ярус частично или полностью «исчезает» в Северо-Восточном Казахстане, поскольку подстилающий акканский «горизонт» в нижней части (Бандалетов и Михайлова, 1968) или полностью (Ушатинская и Келлер, 1966) принадлежит венлокскому ярусу; наконец, акканские слои можно причислять лишь к нижней части лудловского яруса (Унифицированная схема 1958 г., Ушатинская, 1967).

Явное смешение горизонтов неприемлемо для построения нормальной стратиграфической колонки. Для улучшения положения намечаются два варианта, каждый из которых предполагает полную достоверность установления зоны *Monograptus uniformis* в низах айнасийских слоев и синхронизацию айнасийских слоев Северного Прибалхашья с их стратотипом южной окраины Карагандинского бассейна. Первый вариант состоит в повторном, монографического порядка, пересмотре фауны айнасийских слоев для выявления девонских элементов среди тех форм, которые ранее считались силурийскими; это прежде всего будет касаться табулят, ругоз, брахиопод, частично криноидей. Второй вариант заключается в том, чтобы признать неприемлемым проведение нижней границы девона для Северо-Восточного Казахстана по подошве зоны *Monograptus uniformis*.

На основании изучения органических остатков (споры пыльцы, рыбы, остракоды), по-видимому, возможна корреляция границы силура — девона в Уэльс Бордерленд и в Центральной Европе. С другой стороны, нет никаких гарантий того, что в Баррандиене, даже в непрерывных и, казалось бы, литологически однородных толщах, не окажется «пропусков» фаунистических зон, что приведет к таким «поискам», какие проводятся сейчас в разрезе Уэльс Бордерленд; особенно трудно в этом смысле будет разобраться в областях, где рассматриваемая граница проходит в морских кластических породах, а тем более в континентальных.

Можно констатировать, что в Северо-Восточном Казахстане проводить нижнюю границу девона в основании зоны *M. uniformis* преждевременно, поскольку она не разделяет девонские и силурийские отложения. В противном случае это потребует двух трудно осуществимых мероприятий: «поисков» лудловского яруса, каким скорей всего окажутся частично или полностью акканские слои, и «перевода» силурийских форм, до недавнего времени относимых к лудловскому ярусу, в девонскую систему. Таким образом, установление границы силура — девона в Северо-Восточном Казахстане по зонам *M. uniformis*, *M. kasachstanensis* следует отложить до дальнейших специализированных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Айтонюк Р. М., Аксаментова Н. В. Силур Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинария. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». М., «Недра», 1965.

Бандалетов С. М., Михайлова Н. Ф. Верхний силур и граница силура — девона в Казахстане. Труды III симпозиума по границе силур — девон, АИ СССР, 1968. [В печати].

Борисяк М. А. Силурийские брахиоподы из Карагандинской области. Материалы Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ), нов. серия, палеонтология и стратиграфия, вып. 3. М., 1955.

Ковалевский О. П. Силурийские табуляты и гелиолитиды Центрального Казахстана. Автореферат диссертации. Л., 1956.

Ковалевский О. П. В кн.: «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ковалевский О. П. Табуляты и гелиолитидоиды караэспинского горизонта. В сб.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Л., «Недра», 1965.

Никифорова О. П. В кн.: «Стратиграфия СССР. Силурийская система». М., «Недра», 1965.

Нилова Н. В., Михневич И. П. Карабинский горизонт силурийских отложений в Центральном Казахстане. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Нилова Н. В. Брахиоподы караэспинского горизонта. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Стукалина Г. А. Морские линии караэспинского горизонта. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Ушатинская Г. Т., Келлер Н. В. Айнауский горизонт Северо-Восточного Прибалхашья. «Вестн. Московского университета», 1966, № 1.

Ушатинская Г. Т. Стратиграфия и брахиоподы пограничных слоев силура и девона герцинид Центрального Казахстана. Автореферат диссертации. М., 1967.

Яковлев Н. Н. О находке лоболитов в СССР и о биологическом значении их. Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества, т. XIV. Л., 1953.

Sokolov B. S. Silurian-Devonian boundary deposits of USSR. Ludlow reasarch Group, Bulletin 14, Swansea, 1967.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 551.782.1(571.15)

В. С. ЕРОФЕЕВ

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ КЫЗЫЛГИРСКОЙ СВИТЫ НЕОГЕНА ГОРНОГО АЛТАЯ

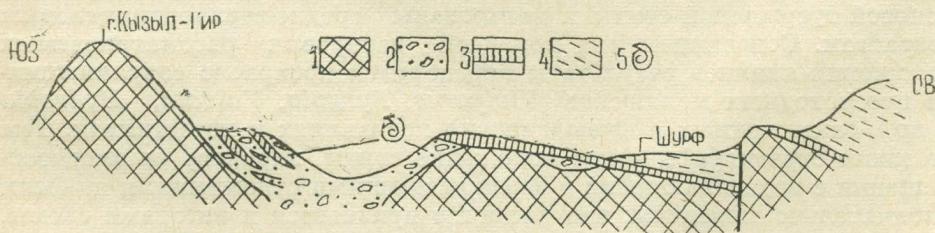
Кызылгирская свита неогена Горного Алтая впервые выделена в Чуйской впадине Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1958) и рассматривалась как своего рода памятник эпохи перестройки гидрографической сети и всей орографии горной области. Согласно их мнению (стр. 85): «Отложения кызылгирской свиты выполняют глубокие узкие врезы древних погребенных долин, часто не согласованных с современной живой гидрографической сетью». Нижний врез этих долин заполнен песчано-щебнистыми отложениями, включающими раковины моллюсков. На поверхности цокольных террас древних долин в отложениях свиты присутствуют покровы строматолитовых известняков, которые являются одной из наиболее характерных составляющих ее литологического облика.

В стратиграфической схеме Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковца кызылгирские пески и щебни помещены выше миоцен-нижнеплиоценовой туерыкской свиты и датированы средне-верхнеплиоценовым возрастом. Основанием для подобной датировки рассматриваемых отложений явились результаты определения прекрасно сохранившихся пресноводных моллюсков (*Viviparus*, *Pyrgula*, *Valvata*, *Hydrobia* и др.), заключенных в кызылгирских песчаниках и известняках. Тем не менее стратиграфическое положение свиты, характер ее взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями не были окончательно выяснены, что частично признается и авторами схемы. На этот факт не обратил должного внимания и Е. В. Девяткин, проводивший в 1954—1962 гг. детальные исследования кайнозойских толщ межгорных впадин Юго-Восточного Алтая. В содержательной теоретически и насыщенной ценным фактическим материалом монографии Е. В. Девяткина (1965) приведены описания разрезов кызылгирской свиты, подробно даны ее палеонтологические особенности, но нет конкретных данных о взаимоотношении этой свиты со смежными стратиграфическими подразделениями. В единственном разрезе по р. Кызыл-Чин, где, по мнению автора, можно наблюдать стратиграфические взаимоотношения кызылгирских и вышележащих бекенских отложений, обе указанные толщи «представлены одинаковыми фаунистическими, образуя единый литологический комплекс осадков» (Девяткин, 1965, стр. 75). Граница между свитами устанавливается только условно — по некоторому различию фауны пресноводных моллюсков.

Необходимо сказать, что проведение широких стратиграфических корреляций и установление возраста отложений по определению ископаемых пресноводных моллюсков в условиях Алтая требуют чрезвычайной осторожности. Вопрос состоит в том, что для прилегающих к Алтаю обширных территорий Казахстана и Западной Сибири еще не существует более или менее твердо обоснованной стратиграфической шкалы палеогена и неогена, разработанной по данной группе фауны. В этом случае широкие сопоставления с очень удаленными и принципиально иными по своей палеогеографической специфике районами Западной Европы и Восточной Азии вызывают вполне законные сомнения.

При изучении разрезов неогена Чуйской впадины Горного Алтая нами была замечена повсеместная пространственная приуроченность обнажений кызылгирских песков и строматолитов к площадям широкого распространения миоценовых зеленых глин туерыкской свиты. Кызылгирские отложения буквально «сопровождают» на площади выходы низов разреза миоценовых глин и мергелей. Непосредственное стратиграфическое соотношение обеих свит удалось наблюдать в обнажениях левобережья р. Туерык. Здесь, во многих пунктах, строматолитовые известняки, выделенные на геологических картах как кызылгирские, залегают в самом основании туерыкской свиты. В большинстве случаев они непосредственно ложатся на размытую поверхность фундамента и в ряде мест подстилаются линзами и пропластками ожелезненных полимиктовых песчаников, переполненных раковинами моллюсков. Аналогичную картину нам удалось наблюдать и в обнажениях левобережья р. Чуи выше горы Кызыл-Гир, где контакт кызылгирской и туерыкской свит был вскрыт канавами.

Для окончательного решения вопроса о стратиграфических взаимоотношениях той и другой свиты пришлось провести детальные наблюдения в районе северо-восточного подножия горы Кызыл-Гир, где представлены их стратиграфические разрезы. В результате обнаружилась следующая картина (рис. 1). Вдоль северо-восточного подно-



Геологический разрез северо-восточного подножия горы Кызыл-Гир: 1 — метаморфические сланцы палеозоя; 2 — песчано-щебнистые отложения кызылгирской свиты; 3 — строматолитовые известняки кызылгирской свиты; 4 — зеленовато-серые глины и мергели туерыкской свиты; 5 — фауна пресноводных моллюсков.

жия горы простирается древняя эрозионная депрессия, выполненная песчано-щебнистыми отложениями кызылгирской свиты. Грубообломочный материал полимиктового состава плохо сортирован и окатан. Наряду с этим выделяются линзы и слои более или менее хорошо сортированных косослоистых крупнозернистых песков и рыхлых песчаников, переполненных раковинами моллюсков. Именно отсюда и была собрана основная часть коллекции ископаемых моллюсков, определенных Г. Ф. Лунгерсгаузеном. Фауноносные пески и песчаники наиболее хорошо обнажены и вскрыты шурфами в северо-восточном борту лога, где они сверху перекрыты пластом строматолитовых из-

вестняков мощностью от 0,8 до 2,5 м, который и завершает разрез стратотипа кызылгирской свиты.

Далее на северо-восток и север пласт строматолитовых известняков в виде «бронирующей» плиты выстилает поверхность небольшого плато и непрерывно прослеживается до обнажений зеленовато-серых глин и мергелей туерыкской свиты. Известняки лежат здесь на размытой поверхности палеозойских метаморфических сланцев и в ряде мест подстилаются маломощными линзами ожелезненных разнозернистых песков. В 650 м к северо-востоку от подножия горы кызылгирские известняки погружаются под толщу глин и мергелей туерыкской свиты.

Для дополнительной проверки этого факта в основании разреза туерыкской свиты нами заложен шурф, который, пройдя 3 м по туерыкским глинам, вскрыл строматолитовые известняки кызылгирской свиты. В 300 м севернее этого шурфа простирается в широтном направлении взбросовый уступ, по которому выведен на дневную поверхность разрез низов туерыкской толщи. Здесь, вдоль уступа, на отдельных участках наблюдаются выходы кызылгирских известняков в основании стратотипического разреза туерыкской свиты.

Таким образом, помещение в стратиграфической колонке неогена Горного Алтая кызылгирской свиты непосредственно над туерыкской является крупной стратиграфической ошибкой. Приведенные соотношения стратотипов обеих свит в районе горы Кызыл-Гир рисуют совершенно обратную картину.

Какова же в литолого-стратиграфическом смысле кызылгирская свита?

Как показывают наблюдения, породы кызылгирской свиты представляют собой в генетическом смысле преимущественно делювиально-пролювиальные отложения, сформированные у склонов возвышенностей палеорельефа в начальные стадии озерной аккумуляции осадков туерыкской свиты. Именно там, где отложения туерыкской толщи трансгрессивно налегают на палеозойский фундамент Чуйской впадины, появляются и кызылгирские щебни и пески. Грубообломочные разности пород выполняют депрессии палеорельефа, тогда как на выровненных участках и склонах депрессии формируются известняки биогенного происхождения. Следовательно, кызылгирские пески и щебни — лишь фациальная разновидность отложений низов разреза миоценовой туерыкской свиты, и в стратиграфическом отношении их нужно рассматривать на порядок ниже. Целесообразно сохранить за кызылгирскими отложениями наименование «слоев».

ЛИТЕРАТУРА

Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., «Наука», 1965.

Ерофеев В. С., Ржаникова Л. Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1969, № 5.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. В сб.: «Материалы по региональной геологии». М., 1958.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 550.81(584.4)

Л. А. ЛИНЕВА

ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ

(по данным морфометрического анализа)

Для современного этапа развития структурной геоморфологии характерно широкое использование морфометрических исследований рельефа самых разнообразных структурно-тектонических зон Советского Союза. Стремление прогнозировать местонахождение погребенных структур по морфометрическим признакам рельефа наблюдается в настоящее время в работах многих советских геоморфологов и геологов. Однако сам по себе морфометрический анализ не может заменить весь комплекс геологических и геофизических исследований, по крайней мере на данной стадии своего развития. Безусловно, в настоящее время этот эффективный метод поисков структур должен быть использован в качестве камерального, без отрыва от основного комплекса геолого-геофизических работ.

При морфометрическом изучении рельефа районов Русской платформы, Предкавказья, Западно-Сибирской низменности установлено, что взаимосвязь тектонических форм погребенных структурных этажей и их выражение в рельефе предопределяют местоположение структур, перспективных на нефть и газ, а также положение россыпей и амплитуду новейших движений земной коры (Философов, 1960, 1963; Философов, Шапошников, 1963; Философов, Голубев, Макаров, Столяров, Четвериков, 1964; Неручев, Шапошников, 1960; Попова, 1966). По мере накопления фактического материала при разнообразных морфологических построениях выясняется, что любой структурно-тектонической форме, будь то региональный прогиб, локальное поднятие или линейное тектоническое нарушение, всегда соответствует сочетание морфометрических признаков рельефа (Философов, Шапошников, 1963; Линева, 1965, 1966).

Учитывая соответствующее разнообразие структурно-тектонических регионов Советского Союза, можно с уверенностью определить, насколько различны и многообразны будут эти сочетания. Тем не менее механическое перенесение закономерных взаимосвязей рельефа и элементов тектоники, установленных в одном каком-либо регионе, на другие районы, где развитие структур протекало иначе, неизбежно приведет к формальному использованию интерпретационных признаков, неверным выводам и дезориентировке поисковых работ.

Обращая внимание на ряд трудностей теоретического и практического характера в морфометрии, Ю. А. Мещеряков (1965) подчеркивает необходимость развития не только теории метода, но и дальнейшего совершенствования методики объективной интерпретации мор-

фометрических показателей и поисков критериев, позволяющих резко разграничивать нормальные признаки эрозионных форм рельефа от «аномальных», связанных с влиянием тектоники. Известно также, что степень информативности разнообразных морфометрических признаков, а их уже насчитывается около 12, весьма различна и зависит от индивидуальных структурно-тектонических особенностей конкретного региона, от того, насколько правильным будет выбор необходимых морфометрических действий. В этом отношении весьма своевременна классификация морфометрических показателей с помощью их математического анализа для выяснения степени информативности. Эта работа осуществлена коллективом исследователей Института геологических наук при Саратовском государственном университете (Воробьев, Жукова, Кретов, Философов, 1967), и можно надеяться, что выбор необходимого комплекса морфометрических карт для работы в различных условиях рельефа будет весьма облегчен.

Не менее важен в методике морфометрических исследований вопрос об установлении интерпретационных признаков тектонических форм. С увеличением объема фактического материала все большей становится необходимость отбора ряда характерных морфометрических признаков элементов тектоники, выраженных в рельефе. Опыт структурно-геоморфологических исследований в различных тектонических условиях со временем позволит выработать эталоны морфометрических признаков структурно-тектонических форм для каждого региона.

Морфометрический анализ рельефа Зайсанской впадины

Зайсанская впадина является молодым межгорным прогибом, начало формирования которого относится к верхнему мелу (Василенко, 1960). Впадина четко выражена в современном рельефе. В ее строении принимает участие жесткий фундамент, сложенный эффицивами и осадочными образованиями среднего и, возможно, верхнего палеозоя. Осадочный чехол состоит из кремнисто-гидрогетитовой, сульфатно-карбонатной, углисто-колчеданных и карбонатных формаций кайнозоя. Мощность покрова рыхлых отложений колеблется от нескольких метров над участками поднятий до 2000 м над погребенными прогибами палеозойского фундамента (Ерофеев, Краев, Цеховский, Нестерчук, 1967).

В задачу морфометрических исследований рельефа Зайсанской впадины входило изучение особенностей графического изображения его разнообразных видов, в первую очередь — характера продольных профилей современных речных долин и овражно-балочной сети, благодаря информативности которых создалось ясное представление о качестве погребенных структурно-тектонических форм палеозойского фундамента. По результатам интерпретации комплекса морфометрических карт удалось осуществить прогноз тектонических структур. Сравнение этой карты с картой региональных тектонических структур Зайсанской впадины, составленной по имеющимся геофизическим материалам и данным геологических съемок (Ерофеев, 1966), показало хорошую сопоставимость тектонического плана, границ региональных структур и линейных тектонических нарушений. Что касается локальных структур, то морфометрические исследования позволили установить местоположение 36 поднятий, причем 20 из них изображены впервые. Большинство структур отмечено по комплексу морфометрических признаков, в частности по характерному рисунку изо-

линий базисных и вершинных поверхностей, а также конфигурации остаточного рельефа.

В результате проведенных работ выяснилось, что в современном рельефе поверхности рассматриваемого района отражены погребенные структуры трех видов.

1. Структуры «сквозные», то есть сформированные в пределах палеозойского фундамента, отраженные в верхнем структурном этаже благодаря унаследованному характеру неотектоники (Карабулакский вал и усложняющие его локальные поднятия; Эспинское, Ермолинское локальные поднятия).

2. Структуры палеозойского фундамента, не отраженные в верхнем структурном этаже, «затухающие» на глубине 900 м (Тополевское поднятие). Подобные структуры в данной тектонической обстановке выявлены при крупно-масштабных морфометрических исследованиях.

3. Локальные поднятия в верхнем структурном этаже, не затрагивающие палеозойского фундамента. Они могут не характеризоваться магнитной и гравитационной съемкой, но четко фиксируются в рельефе и на морфометрических картах (Эльпеньское куполовидное поднятие).

Эти определения — итог сопоставления результатов морфометрических исследований с геологическими и геофизическими данными, позволившего датировать неотектонические подвижки как плиоцен-четвертичные. Глубина залегания и направление осей складок ориентировочны. Однако исследования поднятий, установленных ранее (Тополевское, Эльпеньское и другие), показывают, что морфометрический анализ точно выявляет местоположение и контур антиклинальных складок до глубины 2000 м.

Интерпретационные признаки структурно-тектонических форм

Структурный план палеозойского основания, его основные черты, направление и знак региональных и локальных форм воплощены в современном Центральном Зайсанском прогибе вследствие той значительной роли, которую сыграла неотектоника, имевшая здесь ярко выраженный унаследованный характер. Именно это обстоятельство позволяет с помощью морфометрических и морфологических характеристик (показателей) современного рельефа расшифровать структуры фундамента, скрытые под толщей озерно-аллювиальных кайнозойских отложений.

Основная информация была получена при исследовании базисных поверхностей и остаточного рельефа от третьего до шестого порядка карт среднего масштаба. Рисунок и сгущения изобазит с отметками 400—600 м в сочетании с формой и массой остаточного рельефа мощностью до 100 м являются основными показателями величины, местоположения, характера локальных поднятий, а также линейных тектонических нарушений, флексур и региональных поднятий.

Второстепенное значение имеют морфометрические показатели вершинных поверхностей и сноса карт третьего, частично четвертого и пятого порядков. Рисунок и сгущения изогипсбазит с отметками 400—580 м в сочетании с формой и массой снесенных пород мощностью до 40 м уточняют контуры намеченных региональных и локальных поднятий, а главное дают возможность судить о знаке, направлении и интенсивности новейших дифференцированных положительных движений на фоне общего прогиба.

Новейшие тектонические движения и проявления их в современном рельфе особенно наглядно отображает карта разностей между вершинной и базисной поверхностями третьего порядка. Информативность ее дает право утверждать, что в условиях молодого межгорного прогиба этот морфометрический показатель служит наиболее объективным критерием. Как и в районе Саратовского Поволжья (Вэробьев, Жукова, Философов, Кретов, 1967), есть все основания отнести его к классу независимых.

Морфометрические признаки тектонических форм различны по степени выразительности. Наиболее четки они на участках региональных поднятий. Выявление неотектонических форм на аккумулятивной равнине с наибольшими относительными высотами и слабо-развитой сетью речных долин весьма затруднительно.

Сложность расшифровки морфометрических показателей заключалась в полном отсутствии эталонов для условий молодого межгорного прогиба. Опыт исследований подобного рода в обстановке Русской платформы (Философов, 1960; Философов, Шапошников, 1963) мы взяли за основу при интерпретации данных морфометрического исследования рельефа района с целью выявления планового положения куполообразных, брахиантиклинальных складок, валов и флексур, тектонических нарушений, направлений и интенсивности тектонических движений.

Картографический материал позволил совместить однопорядковые характеристики современного рельефа Центрального Зайсанского прогиба. Иными словами, изолинии базисных, вершинных поверхностей, контуры масс остаточного рельефа и объемов снесенных пород показаны на одной топографической основе каждого порядка долин и водоразделов.

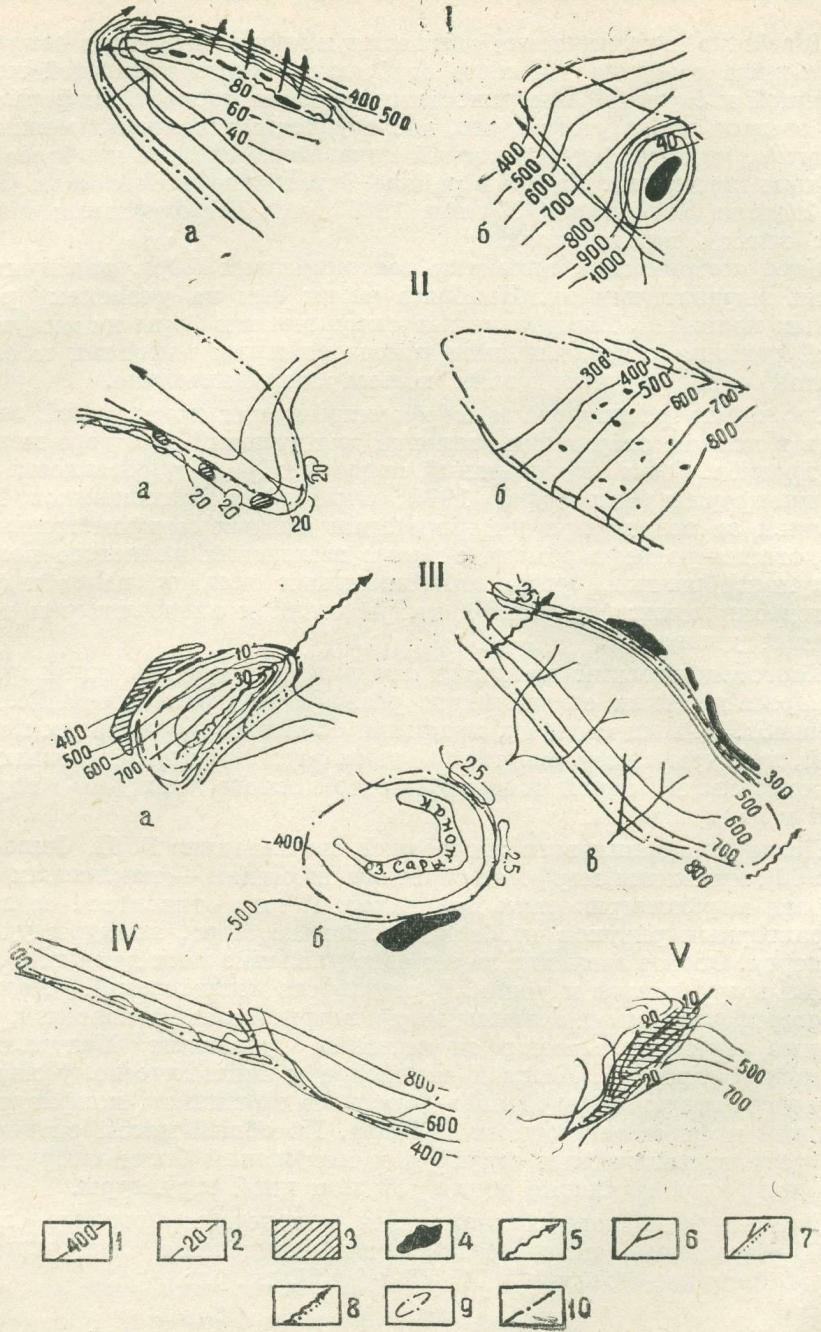
После окончания всех построений, по методике В. П. Философова (1960), выделены морфометрические аномалии — показатели совокупности морфометрических признаков. К ним относятся сгущение и характерный рисунок изобазит и изогипсобазит, контуры удаленных пород. Особое значение имеет сопоставление этих данных с асимметрией водоразделов и долин. В результате исследований установлены интерпретационные эталоны морфометрических показателей, свойственные структурно-геоморфологическим условиям Центрального Зайсанского прогиба. Каждой структуре и тектоническому нарушению соответствует определенное сочетание признаков, конфигурации изолиний и форм остаточного рельефа. Из общей массы специфических черт тектонических структур и нарушений были выбраны характерные, определяющие облик той или иной структуры.

Для наиболее погруженной части молодого межгорного прогиба — Центральной тектонической зоны — выделены следующие интерпретационные эталоны (I, II, III, IV и V, см. рис.).

I. Региональные тектонические поднятия (I a, б)

1. Линейно-ориентированные изобазиты и изогипсобазиты с характерными сгущениями по периферии поднятия.

2. Массы фонового, локального скрытого остаточного рельефа значительной мощности — до 40—80—100 м. Постепенное сокращение мощностей остаточного рельефа на пологом крыле и резкое — на крутом. Явный остаточный рельеф по своду в виде небольших замкнутых контуров, вытянутых по оси поднятия.



Интерпретационные эталоны тектонических структур Зайсанской єпадини.

I — региональные тектонические поднятия: а — четкие, б — слабовыраженные; II — региональные тектонические прогибы: а — четкие, б — слабовыраженные; III — локальные поднятия, отраженные в рельефе: а — прямые, б — обратные, в — полуобращенные; IV — региональный разлом; V — мелкое тектоническое нарушение.

1 — изобазиты; 2 — изопахиты; 3 — скрытый остаточный рельеф; 4 — явный остаточный рельеф; 5 — линия водораздела; 6 — тальвег долины, ложбины стока; 7 — асимметричный участок долины; 8 — асимметричный участок водораздела; 9 — контур структуры по результатам интерпретации; 10 — участок тектонического нарушения.

3. Участки размыва, ограничивающие поднятие, как правило, по периферии (мощность до 40 м).

4. Согласованная асимметрия рельефа, особенно по периферии поднятия.

5. Пересечение поднятия сгущенными изобазитами с незначительными отклонениями от основного направления. Массы остаточного рельефа присутствуют и в том случае, если структура не испытывает тенденций к поднятию.

II. Региональные тектонические прогибы (II а, б)

1. Изобазиты и изогипсобразиты с большим заложением образуют характерную овальную, полукольцевую форму, обращенную выпуклой стороной к периферии прогиба.

2. Остаточный рельеф представлен на периферии прогиба в виде небольших замкнутых контуров, обращенных внутренней стороной к прогибу.

3. Участки размыва располагаются по периферии прогиба.

При унаследованном характере неотектонических подвижек на участке прогиба в плане четко отражены все перечисленные признаки. Если прогиб не испытывает тенденции к опусканию, то он обозначается менее определенно. В данном случае изобазиты и изогипсобразиты, секущие прогиб в не зависящем от него направлении, характерно изогнуты; вогнутая сторона обозначает направление оси прогиба. Внутри региона имеются массы явного локального остаточного рельефа, расположенные по периферии прогиба.

III. Локальные поднятия

Структуры этого типа имеют прямое, обращенное и полуобращенное выражение в современном рельефе, а следовательно, могут интерпретироваться по-разному.

Прямой рельеф

Интерпретационными признаками локального поднятия служат следующие морфометрические показатели (III а).

1. Резкое сгущение изобазит, имеющее овальный, полукольцевой, петлеобразный рисунок. Изобазиты могут не образовывать замкнутого контура. Ось поднятия обозначена характерно ориентированным изгибом изолиний.

2. Массы остаточного рельефа располагаются по всему контуру поднятия, но к центру их мощность резко увеличивается, что обозначает крыло поднятия, и наоборот. Явный локальный остаточный рельеф проявлен небольшими контурами по своду поднятия.

3. Участки размыва идут по периферии поднятия, что помогает обозначать более четко его контур.

4. На карте разностей участки локальных поднятий этого типа показаны серией замкнутых линий, значения которых резко возрастают к центру контура. Амплитуда разностей между вершинной и базисной поверхностями при избранном нами масштабе составляет приблизительно 10—20—25 м.

5. Характерны полная или неполная согласованная асимметрия рельефа и асимметричные участки речных долин. Иногда отдельные

интерпретационные признаки локальных поднятий выражены нечетко. Причиной этого могут служить тектонические процессы регионального порядка, связанные с поднятием или опусканием региона.

Обращенный рельеф

Локальное поднятие имеет признаки (III б):

1. Изолинии базисных и вершинных поверхностей образуют характерный овальный, подковообразный рисунок полузамкнутых изобазит и изогипсобазит. На периферии поднятия они сгущаются.

2. Остаточный рельеф — локальный явный и скрытый — имеет ограниченные массы с незначительными мощностями (до 20 м). Контуры локального остаточного рельефа, как правило, располагаются по периферии поднятия, обращены выпуклой стороной к структуре. Ось поднятия обозначена гипсометрическими понижениями, часто заполненными озерами. На карте разностей структуры выражены слабо — в виде замкнутых изолиний малых величин.

Локальные антиклинальные складки с полуобращенным рельефом

В пределах свода остаточный рельеф отсутствует. На крыльях подобных поднятий он представлен явными локальными высотами, имеющими в плане вогнутые формы, обращенные к своду складки, и выпуклые очертания по периферии. Кроме того, характерно сгущение вогнутых изобазит на крыльях поднятий.

IV, V. Региональные разломы и мелкие тектонические нарушения — сдвиги, надвиги, сбросы

1. Сгущение прямолинейных изобазит.

2. Остаточные высоты оконтурены линейно вытянутыми изогипсобазитами.

3. Изгиб серии изобазит под прямым или острым углом (до 30°), который обращен в сторону тектонического нарушения.

Заключение

Морфометрические показатели основных структурно-тектонических элементов Зайсанской впадины устанавливались независимо от геологических и геофизических данных. После завершения морфометрических построений и их интерпретации тщательно сопоставлялись все структурно-тектонические элементы, выделяемые нами в эталонную таблицу интерпретационных признаков (см. рис.). В нее вошли итоговые материалы по Манракскому и Сайканскому региональным поднятиям, Приманракскому и Присайканскому прогибам, Эспинскому, Сарымонакскому, Тополевскому локальным поднятиям, региональному Северозайсанскому разлому.

В последние годы в районе исследований проводились сейсморазведочные работы значительного объема, проведенные методом отраженных волн (МОВ) и корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). Изучены зоны малых скоростей, а также выполнены электроразведочные работы методом магнитотеллурического зондирования.

ния (МТЗ). Данные морфометрического прогноза по району Центрального Зайсанского прогиба и результаты наших геологических работ хорошо сопоставляются. Выработка эталонов морфометрических показателей структурно-тектонических элементов и является итогом этого сопоставления.

ЛИТЕРАТУРА

- Василенко В. К. Геологическая история Зайсанской впадины. М., Госгеолтопиздат, 1961.
- Воробьев В. Я., Жукова В. С., Философов В. П., Кретов А. И. Выбор информативных показателей при морфометрическом методе локальных структур. «Геология и геофизика», 1967, № 4.
- Ерофеев В. С. Геологическая история развития юго-западной периферии Алтая в палеогене и неогене. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Алма-Ата, 1966.
- Ерофеев В. С., Краев П. И., Цеховский Ю. Г., Нестерчук В. Е. Геология и перспективы нефтегазоносности Зайсанской впадины. «Геология нефти и газа», 1967, № 7.
- Линева Л. А. Опыт применения метода морфометрического анализа рельефа в условиях Зайсанской впадины на Алтае. Доклад на Втором межвузовском совещании по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1965.
- Линева Л. А. О применении морфоструктурного анализа в различных структурно-тектонических условиях Юго-Западного Алтая. Материалы зонального совещания при Усть-Каменогорском пединституте, вып. 2. Алма-Ата, 1966.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Попова Г. З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Неручай С. Г., Шапошников В. М. Изучение тектоники Предкавказья при помощи геоморфологического метода. Труды ВНИГРИ, вып. XXII, 1960.
- Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.
- Философов В. П., Шапошников В. М. Методика составления и интерпретации морфометрических карт слаборасчлененных территорий на примере Восточного Предкавказья. В кн.: «Морфометрический метод при геологических исследованиях». Саратов, 1963.
- Философов В. П., Голубев Н. Н., Макаров С. А., Столяров С. А., Четвериков С. С. Морфометрический метод выявления современных движений земной коры. В сб.: «Труды совещания по современным движениям земной коры». Таллин, 1964.
- Философов В. П. О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях. В кн.: «Вопросы морфометрии», вып. 2. Саратов, 1967.
- Шапошников В. М. Опыт изучения тектоники Центрального и Восточно-Предкавказья морфометрическим методом. В кн.: «Морфометрический метод при геологических исследованиях». Саратов, 1963.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК [552+552.4]:551.735

**А. К. КАЮПОВ, А. М. МАРЬИН, Г. В. НАЗАРОВ, Г. Г. ТКАЧЕНКО,
П. И. ХОХЛОВ, В. А. ШУЛИКА, Е. С. ШУЛИКОВ**

О ГАЛЬКАХ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИЗ КОНГЛЮМЕРАТОВ НАМЮР-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО ВОЗРАСТА

(Иртышская зона смятия)

Вопросы о возрасте габброидных и гранитоидных пород Иртышской зоны смятия и расчленении их на естественные комплексы пока не имеют однозначного решения. Существует три основных мнения.

I. Интрузивная деятельность в Иртышской зоне смятия проходила в субплатформенных условиях, после главной фазы складчатости, в период от среднего карбона до мезозоя. Сторонники этой точки зрения (В. П. Нехорошев, П. Ф. Иванкин, Ю. Ю. Воробьев и др.), следуя за Н. А. Елисеевым (1938), объединяют магматические породы зоны смятия в два традиционных для Юго-Западного Алтая комплекса: змеиногорский и калбинский.

II. Магматическая деятельность проявлялась неоднократно в течение всего геосинклинального периода развития региона. Б. Я. Хорева, В. И. Васильева, Р. К. Григайтис и другие выделяют здесь до восьми самостоятельных интрузивных комплексов. Формирование их, как считает Б. Я. Хорева (1963), охватило отрезок времени от докембрая до перми включительно; по представлениям В. И. Васильевой (1966), первые интрузии в зоне произошли в среднем девоне.

III. Интрузивная деятельность в Иртышской зоне смятия началась внезапно (без предшествующей вулканической) и была очень быстротечной: наиболее широко развитая в зоне смятия ассоциация пород — от гипербазитов и различных габброидов до плагиогранитов и части гранитов — сформировалась в очень незначительный отрезок геологического времени, в эпоху главной на Алтае саурской фазы складчатости, приведшей к общей инверсии Зайсанской геосинклинальной области. Сторонники данной концепции (А. К. Каюпов, А. М. Марынин, Г. В. Назаров, Е. С. Шуликов, П. И. Хохлов и др.) объединяют главные интрузивы зоны смятия, сложенные габброидными породами и тесно ассоциирующими с ними гранитоидами, в одну прииртышскую интрузивную серию раннекаменноугольного возраста, которая ранее А. К. Каюповым рассматривалась как саурский интрузивный комплекс визейского возраста.

Разноречивость мнений объясняется главным образом отсутствием объективных данных о верхней возрастной границе большинства интрузивных комплексов.

В последние годы нами было предпринято специальное исследование, направленное на выяснение возрастных границ габбро-плагиогранит-гранитных интрузивов Иртышской зоны смятия. Полученные материалы дали основание по-новому представить систематику магматических образований, развитых в зоне смятия. В соответствии с представлениями, разработанными Ю. А. Кузнецовым, в Иртышской зоне по геолого-структурному положению, возрасту, составу и металлогенической специализации интрузий следует выделять четыре естественно-исторических сообщества магматогенных пород: 1) прииртышскую интрузивную серию (C_1), сформировавшуюся в несколько сближенных во времени стадий (фаз); 2) катайский диабаз-диоритовый комплекс (C_2); 3) калбинский гранитный комплекс (C_3-P); 4) посткальбинский комплекс даек кислого, среднего и основного состава условно мезозойского возраста.

В настоящей статье рассматриваются наиболее характерные черты петрографии и петрохимические особенности некоторой части магматических и метаморфических пород из конгломератов катайской (малоульбинской) свиты намюр-среднекаменноугольного возраста и делаются выводы по обоснованию верхней возрастной границы габроидных и гранитоидных пород прииртышской интрузивной серии.

Возраст отложений, вмещающих конгломераты, до недавнего времени оставался проблематичным. Они датировались средним-верхним девоном, верхним девоном — нижним карбоном, а также нижним карбоном, верхним визе и относились соответственно к кыстав-курчумской (Г. Г. Келль и др.), такырской (Л. Л. Кудрявцева и др.), балгынской (Н. П. Иванов и Э. Г. Моисеева) и джалтырской (В. П. Нехорошев, Б. Я. Хорева и др.) свитам. Исследованиями, проведенными Е. С. Шуликовым, Д. П. Авровым и авторами этой статьи в 1964—65 гг., доказано, что возраст рассматриваемых отложений, судя по комплексу ископаемой флоры, намюр-среднекаменноугольный.

В конгломератах встречаются осадочные, магматические и метаморфические породы (рис. 1, 2), а также гидротермалиты — жильный кварц, несущий вкрапленность окисленных сульфидных минералов, и турмалин. Основная масса галек сложена осадочными породами (полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами) и их метаморфизованными (окварцованными, серицитизированными и хлоритизированными) разновидностями. Из магматических пород наиболее распространены различные порфиры и гранитоиды. Метаморфические породы представлены в основном кварцитами, роговиковами и микрокристаллическими сланцами кварц-хлорит-серицитового и кварц-хлорит-эпидотового состава. Изредка встречаются гальки кристаллических сланцев и гнейсов.

Конгломераты с гальками различных по составу магматических и метаморфических пород развиты в основном в средней части разреза; в конгломератах, встречающихся в нижней и верхней частях свиты, присутствуют лишь единичные гальки таких пород. Это говорит о том, что наиболее интенсивный размыв интрузивов происходил в период накопления средней (конгломератовой) толщи — примерно в начале среднего карбона.

Внешне конгломераты представляют собой темно- и зеленовато-серые массивные породы (50—80% обломки), реже — слаборассланцованные (рис. 1). Размер галек магматических и метаморфических пород варьирует от 0,3—0,5 до 20—30 см. Наиболее часто встречаются гальки изометричной и эллипсоидальной форм диаметром 2—5 см.

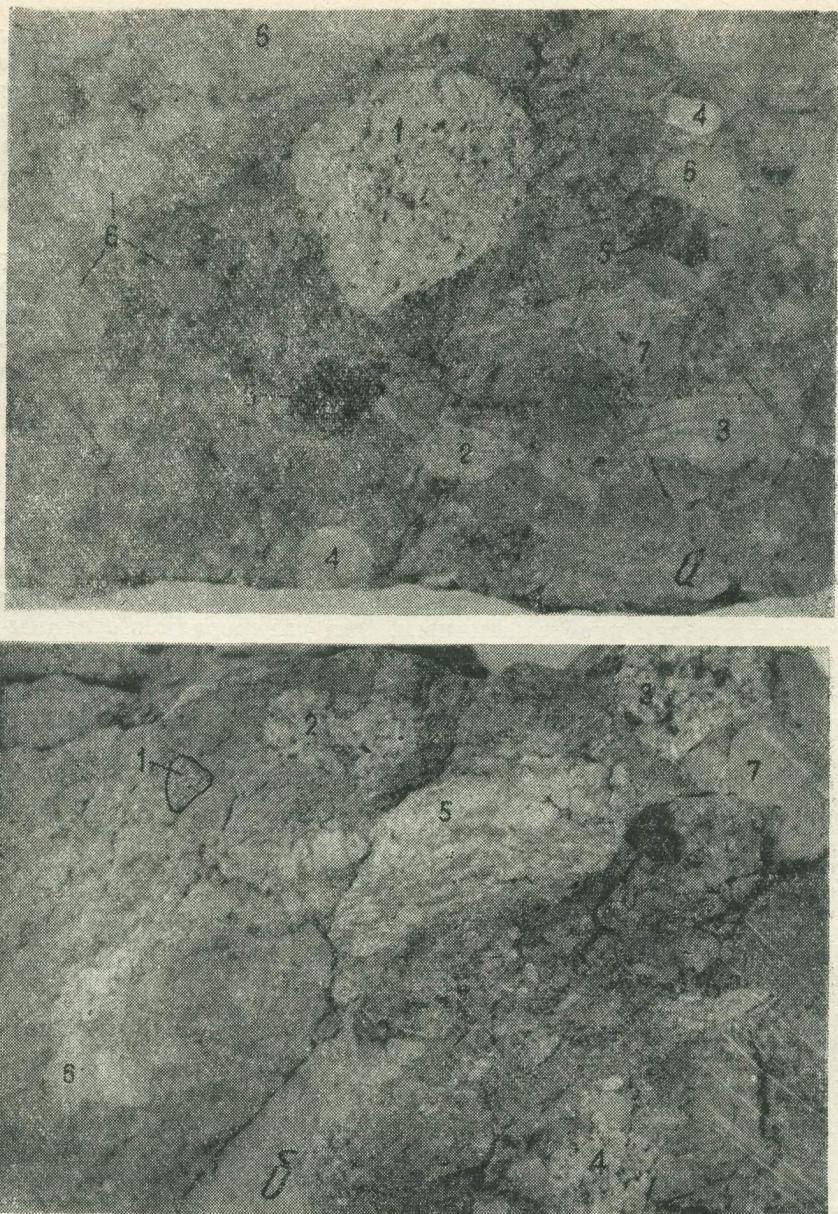


Рис. 1. Конгломераты из лагунно-континентальных отложений катойской (малоульбинской) свиты (C_1n-C_2). Южный Алтай, Иртышская зона смятия, Катойская мульда. Вид в обнажениях (уменьшено в три раза).

Состав галек: А. 1 — среднезернистый амфибол-биотитовый плагиогранит; 2 — апли-твидный биотитовый гранит; 3 — окварцованный (с пиритом) алевролит с реликтовыми тектоноструктурами; 4 — кварциты; 5 — углистые (ороговиковые) алевропелиты; 6 — полимиктовые алевропесчаники; 7 — флюидалный фельзит-порфир. Б. 1 — мелкозернистый кварцевый диорит; 2 — мелкозернистый биотит-амфиболовый тоналит; 3 — такситовый амфибол-биотитовый плагиогранодиорит; 4 — биотитовый (с мусковитом) адамеллит; 5 — фельдшпатизированные микрокристаллические сланцы; 6 — кварцит; 7 — алевролит с кварц-полевошпатовой жилкой.

Степень окатанности обломков различная, преобладают полуокатанные (угловатые) гальки. Сортировка обломков плохая. Масса, цементирующая гальки, представляет собой полимиктовые песчаники и гравелиты; на отдельных участках цемент конгломератов существенно аркозовый.

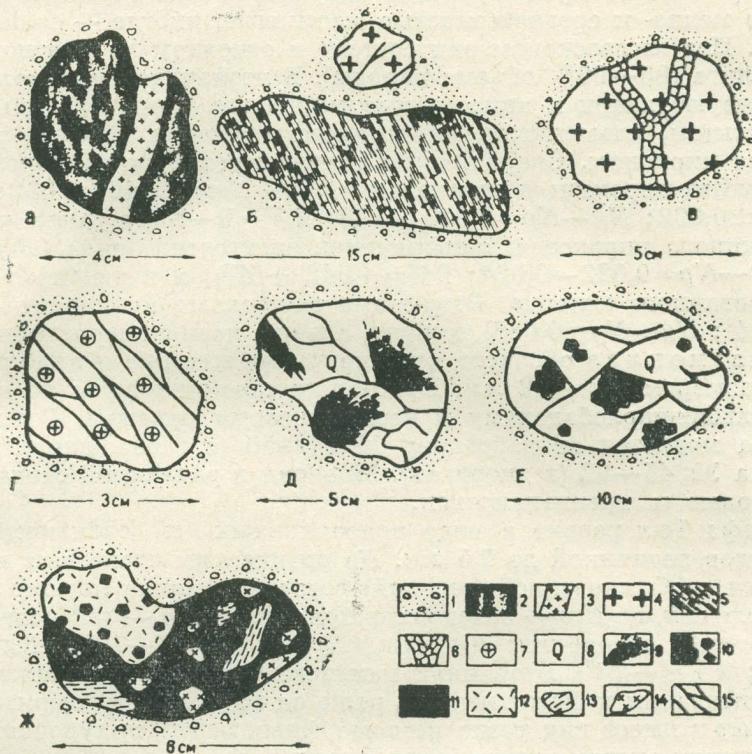


Рис. 2. Состав и особенности внутреннего строения некоторых галек из конгломератов катайской (малоульбинской) свиты (C_1n-C_2).

а — галька кварцевого габбро-диорита, рассеченного жилкой плагиоплита; б — гальки гнейсовидного плагиогранита и массивного адамеллита; в — галька плагиогранита, рассеченного кварц-полевошпатовой жилкой; г — галька порфировидного аллитовидного гранита с реликтовыми трещинами отдельности; д — галька трещиноватого молочно-белого кварца с «розетками» турмалина; е — галька заохренного кварца, несущего вкрапленность сульфидов (преимущественно пирита); ж — галька брекчиевидной породы.

1 — цемент конгломерата (песчано-глинистый с примесью гравийного материала); 2 — такситовый кварцевый биотит-амфиболовый диорит; 3 — плагиоаплит; 4 — адамеллиты и плагиограниты массивной текстуры; 5 — катаклизированный плагиогранит гнейсовидной текстуры; 6 — кварц-полевошпатовая жилка; 7 — порфировидный аллитовидный гранит; 8 — кварц; 9 — турмалин (шерл); 10 — вкрапленники окисленных сульфидных минералов; 11 — цементирующая масса андезит-дацитового состава (в гальке брекчиевидной породы); 12 — обломок пиритизированного кварцита; 13 — обломки окварцованных алевролитов и песчаников; 14 — обломки порфиров; 15 — реликтовая трещиноватость.

Химический состав и содержание элементов-примесей в гальках магматических и метаморфических пород иллюстрируют таблицы 2 и 3.

Магматические (полнокристаллические) **породы** в конгломератах сложены кварцевыми габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, диабазовыми порфиритами, оливиновыми габбро-диабазами, амфиболитами, тоналитами, плагиогранодиоритами, плагиогранитами,

адамеллитами, гранитами, нордмаркитами и жильными (?) кварцевыми порфиритами. Особенно много среди галек плагиогранитов, плагиогранодиоритов и адамеллитов; в отдельных обнажениях 30—40% объема всех обломков. Гальки остальных пород встречаются эпизодически, наименее развиты амфиболиты и оливиновые габбро-диабазы.

Кварцевые габбро-диориты и диориты — темно-зеленые или буроватые мелко- и среднеэзернистые массивные, иногда — сланцеватые породы. Под микроскопом они состоят в основном из плагиоклаза и амфиболита (85—90% объема породы). В незначительном количестве присутствуют кварц и акцессорные минералы, представленные титаномагнетитом, ильменитом, пирротином, апатитом, сфеном, рутилом и иногда цирконом. Спорадически встречаются буро-коричневый (по Ng) биотит-пироксен-ледиомелан ($Ng-Nm=1,646 \pm 0,002$; $Np=1,602 \pm 0,002$; $Ng-Np=0,040-0,46$; $2V=0-8^\circ$), а также реликты моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда ($cNg=42-44^\circ$; $Ng-Np=0,022-0,024$; $2V=+54^\circ, +57^\circ$) и интенсивно серпентинизированного оливина. Вторичные минералы: актинолит ($cNg=-12-14^\circ$; $Ng-Np=0,026$), хлорит, альбит, пренит, серпентин.

Плагиоклаз образует короткопризматические и алломорфные зерна размером 0,2—3,2 мм. Кристаллы сдвойникованы по альбитовому, альбит-карлсбадскому и периклиновому законам. Состав плагиоклаза меняется от лабрадора № 64—50 (в габбро-диоритах) до андезина № 45—32 (в диоритах). Минерал в различной степени альбитизирован и пренитизирован.

Амфибол развит в виде неправильных и субдиоморфных кристаллов величиной до 2,5 мм. По оптическим свойствам минерал относится к обыкновенной (зеленой) роговой обманке (плеохроизм по Ng — зеленый, по Nm — зеленовато-желтый, по Np — зеленовато-желтый, желтый; абсорбция: $Ng > Nm > Np$; $cNg=17-19^\circ$; $Ng-Np=0,022$; $2V=-73^\circ$). Вторичные изменения амфибала выражаются в актинолитизации и биотитизации, реже он замещается хлоритом.

Кварц имеет вид резко ксеноморфных зерен, приуроченных к интерстициям между кристаллами плагиоклаза и амфибала, а в ряде случаев активно замещает плагиоклаз, обусловливая диабластовое строение отдельных участков породы.

Акцессорные минералы наиболее характерны игольчатый и короткопризматический апатит, прорастающий плагиоклаз и рудные минералы.

Структура кварцевых габбро-диоритов и диоритов гипидиоморфно-зернистая, местами — габбровая (рис. 3 а), кристаллобластическая и диабластовая.

Диабазовые порфиры — массивные мелковернистые породы с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза. Окраска их темно-серая и темно-зеленая.

Под микроскопом структура пород порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, состав которого из-за сильной соссюритизации определить невозможно; явно альбитизированные кристаллы содержат 26—32% аортитовой составляющей. Форма фенокристаллов коротко-, реже удлиненнопризматическая, размер — от 0,4 до 1,5 мм (по длиной оси зерен). Количество вкрапленников невелико — 5—7% от объема породы.

Основная масса порфириров состоит из альбитизированного плагиоклаза № 26 (15—30—50%), бледно-зеленой роговой обманки ($cNg=16-18^\circ$; $Ng-Np=0,023-0,026$), количество которой достигает 50%, а рудных минералов — 5%, хлорита — 5—10%, минералов

Количественно-минеральный состав магматических и метаморфических пород (галек) из конгломератов
намюр-среднекаменноугольного возраста (катайская мульда), объемн. %

Таблица 1

Минерал	Кварцевые габбро-диориты	Кварцевый диорит	Оливино-вый габбро-диабаз	Амфиболиты	Тоналиты	Плагиогранодиориты калишпатизированные	Плагиограниты	Адамеллиты	Граниты	Кварцевый порфирит, жильный (?)	Гнейсы
Плагиоклаз	41,5—48,6* 44,8	58,7	52,4	12,0—39,2 25,6	47,7—56,2 50,8	29,2—42,9 38,0	47,5—60,3 54,5	39,8—49,7 45,2	27,0—35,0 31,0	61,0	32,3—59,0 48,2
Калиевый полевой шпат	—	—	—	—	2,8—12,6 8,1	10,1—30,5 19,3	0,0—6,0 3,5	4,1—19,7 14,0	27,7—36,0 30,4	—	0,0—14,1 4,1
Кварц	5,0—5,7 5,3	7,5	—	0,0—1,2 0,6	24,2—26,5 25,4	26,1—31,4 29,4	29,1—39,8 33,6	26,0—40,2 31,8	30,5—32,2 31,2	10,9	24,2—34,0 28,3
Биотит	0,2—4,5 3,2	+**	3,4	0,0—0,6 0,4	0,5—13,2 4,2	0,6—14,2 9,1	0,0—7,8 1,0	0,3—9,0 4,3	0,0—1,6 0,6	13,5	0,5—22,0 7,0
Хлорит (по биотиту)	—	3,3	—	—	0,0—20,5 7,1	0,0—4,5 1,5	0,0—14,5 5,6	0,0—3,9 1,0	3,0—6,5 4,7	12,3	0,0—18,8 9,8
Мусковит	—	—	—	—	0,0—2,0 0,5	0,0—1,9 0,6	0,0—1,5 0,2	0,0—10,1 2,6	0,0—1,8 0,6	—	0,0—4,5 1,1
Амфибол	35,7—47,3 41,6	28,5	11,0	54,1—65,6 59,8	0,0—7,1 1,7	—	—	—	—	—	—
Пироксен	0,3—0,6 0,4	—	17,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Оlivин	0,0—0,9 0,4	—	12,9	—	—	—	—	—	—	—	—
Эпидот	—	—	—	0,0—18,9 9,4	—	0,0—2,0 0,7	0,0—1,0 0,1	—	—	—	—
Аксессорные минералы	3,2—5,8 4,3	2,0	2,6	2,4—6,1 4,2	0,7—3,3 2,2	1,1—1,9 1,4	1,0—2,1 1,5	0,8—1,3 1,1	0,6—2,0 1,5	2,3	0,8—2,3 1,5
Количество подсчетов	3	1	1	2	4	3	8	4	3	1	4

* Цифры над чертой показывают пределы колебаний содержания минерала, под чертой — среднее содержание минерала по нескольким подсчетам.

** Знак + означает, что минерал содержится в незначительных количествах.

эпидот-клиноцизитовой группы — 7%. Аксессорные минералы: апатит, сфен, рутил. Эпизодически встречается кварц. Структура основной массы породы микрофитовая, в некоторых местах — призматически-зернистая.

Оливиновые габбро-диабазы встречены в виде хорошо окатанной гальки размером 4×6 см. Микроскопически это черная мелкозернистая массивная порода. Под микроскопом она состоит из плагиоклаза (лабрадор № 68—66), моноклинного пироксена диопсид-авгитового ряда ($cNg = 41 - 43^\circ$; $Ng - Np = 0,025 - 0,027$; $2V$ около $+60^\circ$), интенсивно серпентинизированного оливина, буро-зеленой обыкновенной роговой обманки ($cNg = 17 - 21^\circ$; $Ng - Np = 0,021 - 0,023$; $2V = -68^\circ$, -74°) и красно-бурого (по Ng) биотита ($Ng - Np = 0,040 - 0,042$). Аксессорные минералы представлены ильменитом, пирротином, апатитом и лейкоксенизированным сферулитом.

Структура породы габбро-офитовая, местами — пойкилоофитовая; размер зерен минералов колеблется от 0,2—0,3 до 2,5—3,0 мм.

Амфиболиты — мелкозернистые буровато-зеленые и черные породы (табл. 2, анализы 6, 7). По текстурным особенностям среди них различаются сланцевые и массивные разности. Под микроскопом амфиболиты состоят в основном из амфибала и плагиоклаза (табл. 1); в числе второстепенных и аксессорных минералов — эпидот (до 19%), клиноцизит, магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен и рутил. Эпизодически встречаются кварц и буро-коричневый (по Ng) биотит, замещающий амфибол.

Амфибол развит в виде компактных (субдиоморфных и неправильных), волокнистых и игольчатых зерен размером 0,01—1,6 мм.

По оптическим свойствам выделяются две разновидности роговых обманок:

зеленая (плеохроизм по Ng — темно-зеленый, зеленый, буровато-зеленый, по Np — желтовато-зеленый, зеленый, по Np — светло-зеленый, зеленовато-желтый до бесцветного; абсорбция — $Ng > Nm > Np$; $cNg = 19 - 22^\circ$; $Ng = 1,652 \pm 0,002$; $Nm = 1,648 \pm 0,002$; $Np = 1,630 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,020 - 0,24$; $2V = -72^\circ$, -75°);

голубовато-зеленая (плеохроизм по Ng — зеленый и светло-зеленый с голубоватым оттенком, по Np — светло-желтый до бесцветного; абсорбция — $Ng > Np$; $cNg = 12 - 16^\circ$; $Ng = 1,662 \pm 0,002$; $Np = 1,636 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,024 - 0,028$; $2V = -78^\circ$).

Первая разновидность отвечает обыкновенной (зеленой) роговой обманке, а вторая — актинолиту; во всех образцах присутствует также другая. Актинолит более поздний: замещает обыкновенную роговую обманку и плагиоклаз. Вторичные изменения амфибала выражаются в биотитизации и хлоритизации.

Плагиоклаз имеет форму субдиоморфных и неправильных зерен размером 1,0—1,5 мм. Состав минерала варьирует от кислого андезина № 36—32 до олигоклаза № 24—14, изменения его проявляются в соссюритизации и альбитизации.

Структура амфиболитов гранобластовая и граноматобластовая (рис. 3 б), в отдельных слоях — пойкилобластовая.

Тоналиты и плагиогранодиориты — мелко- и среднезернистые, часто порфировидные породы серой и буровато-серой окраски (табл. 2, анализы 8—14). Порфировые выделения представлены широкопризматическими кристаллами плагиоклаза (3×2 мм) и округлыми зернами трещиноватого кварца (до 7—8 мм в поперечнике). По текстур-

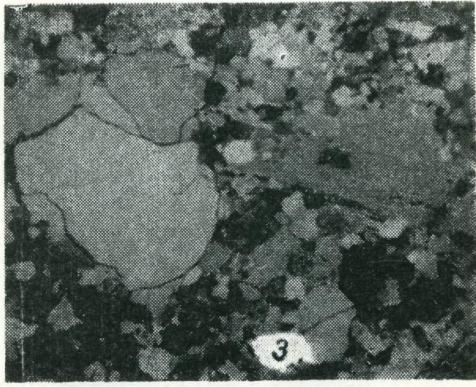
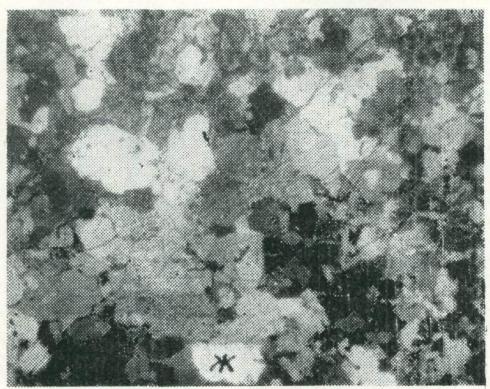
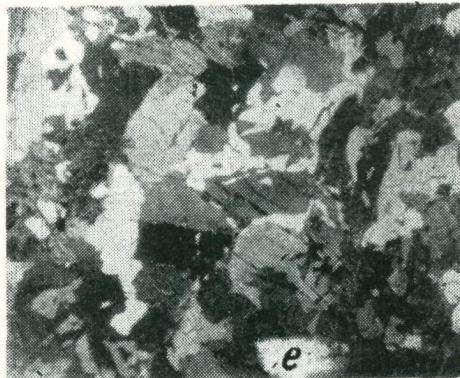
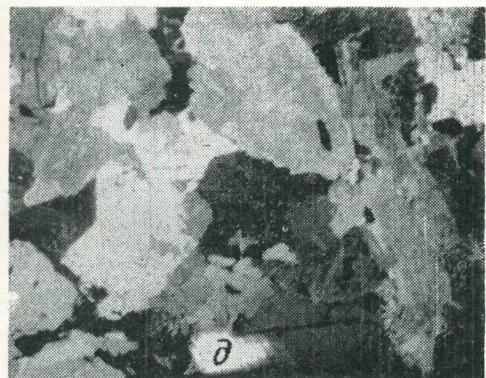
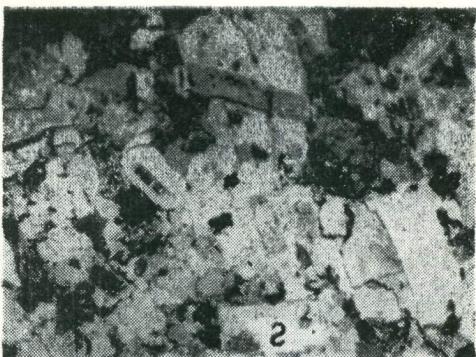
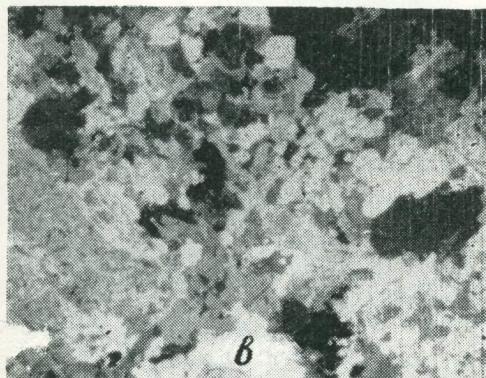
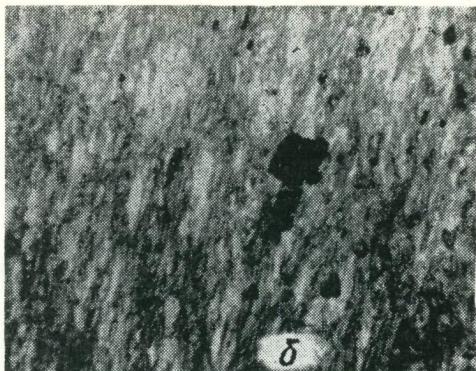
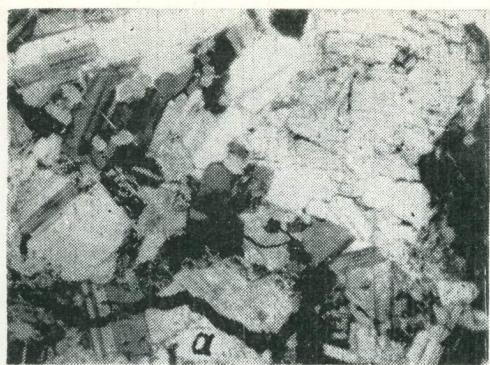


Рис. 3. Микроструктурные особенности некоторых магматогенных пород (галек) из конгломератов катайской (малоульбинской) свиты (C_1n-C_2): *а* — среднезернистый кварцевый габбро-диорит (обр. К-137); *б* — плагиоклаз-эпидот-амфиболовая порода — сланцеватый амфибол с вкрапленностью пирита и пирротина (К-50); *в* — мелкозернистый порфировидный биотит-амфиболовый тоналит, калишпатизированный (М-112^е); *г* — такситовый порфировидный биотитовый плагиогранодиорит (К-133); *д* — среднезернистый порфировидный биотитовый плагиогранит, гибридизированный (К-96); *е* — мелкозернистый гранофельсовый биотитовый плагиогранит, окварцованный (С-10); *ж* — аplitовидный биотитовый гранит (С-7); *з* — резко порфировидный аPLITОвидный гранит, мусковитизированный (К-101). Увеличение 10^x ; *а*, *в*, *з* — с анализатором, *б* — без анализатора.

Таблица 2

**Химический состав магматогенных и метаморфических пород (галек) из конгломератов намюр-среднекаменноугольного возраста
(катайская мульда), вес. %**

Номера анализов и проб	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	K-1	K-47	K-49	K-58	K-48	K-10	K-11	K-85	K-61	K-134	M-112 ^e	K-107	K-92	K-132	K-96	K-142/1	K-19
SiO ₂	51,62	51,24	50,81	55,92	47,59	50,91	48,23	62,86	62,71	67,95	70,10	62,00	68,79	71,44	71,05	69,44	72,88
TiO ₂	1,13	1,60	0,91	0,75	0,92	1,01	1,24	0,44	0,79	0,27	0,55	0,60	0,27	0,60	0,48	0,44	0,48
Al ₂ O ₃	18,24	18,48	17,28	17,96	18,48	17,72	16,57	17,52	16,28	15,84	13,25	17,72	16,18	14,82	14,52	14,89	15,12
Fe ₂ O ₃	2,47	4,58	2,50	1,62	2,36	2,39	4,47	1,67	0,47	0,88	1,76	—	0,47	0,97	1,67	0,35	1,50
FeO	5,81	8,48	7,33	6,65	7,19	8,70	9,06	4,31	6,03	3,09	1,43	5,99	2,85	1,58	2,66	5,17	1,14
MnO	0,15	0,22	0,16	0,17	0,16	0,20	0,19	0,09	0,08	0,08	0,01	0,09	0,06	0,03	0,09	0,07	0,08
MgO	5,35	3,29	5,82	3,90	7,17	4,85	6,64	2,52	2,03	1,75	2,90	1,10	1,04	0,73	1,79	0,77	0,86
CaO	7,95	6,32	8,30	4,04	10,73	7,30	9,68	4,65	3,81	3,43	3,14	2,99	2,51	2,23	0,91	0,68	0,58
Na ₂ O	2,83	3,79	2,53	3,38	1,96	2,57	2,93	3,25	2,95	3,82	3,73	3,64	3,88	3,61	3,96	3,74	3,96
K ₂ O	1,18	0,50	1,39	1,72	0,44	1,28	0,38	1,35	2,39	2,22	2,88	3,86	2,58	2,83	0,92	1,91	1,44
П. п. п.	2,69	1,52	2,82	3,31	1,55	2,75	1,35	1,09	1,38	0,76	0,35	1,13	0,74	0,61	1,75	1,81	1,74
P ₂ O ₅	0,12	0,54	0,08	0,12	0,08	0,15	0,14	0,14	0,13	0,05	0,06	0,27	0,13	0,05	0,10	0,15	0,15
Сумма	99,64	100,56	99,93	99,54	98,63	99,83	100,88	99,89	99,05	100,44	100,29	99,39	99,50	99,50	99,90	99,42	99,93

Числовые характеристики по А. Н. ЗАВАРИЦКОМУ

a	8,4	9,5	7,9	10,1	5,2	8,1	7,6	9,8	10,0	11,3	11,9	13,7	12,4	11,7	9,6	10,4	10,2
c	8,7	8,1	8,2	4,9	10,5	8,5	7,5	5,8	4,7	4,4	2,6	3,7	3,1	2,6	10,0	0,9	0,7
b	19,7	19,3	22,5	19,9	25,9	20,8	28,3	12,7	12,3	8,1	8,4	10,6	6,7	5,8	13,3	13,3	10,9
s	63,2	63,1	61,4	65,1	58,4	62,6	56,6	72,2	72,0	76,2	77,1	72,0	77,8	79,9	76,1	75,4	78,2
f'	42,5	70,9	43,6	41,5	37,2	53,6	20,9	44,9	50,0	46,3	31,8	54,9	48,0	39,1	29,2	38,6	20,0
m'	49,0	30,4	45,9	34,8	50,0	42,0	39,9	33,5	28,0	37,2	55,8	17,7	25,3	19,5	21,6	9,8	13,3
a'	—	2,3	—	23,7	—	—	—	21,6	21,3	16,5	—	27,2	26,3	41,4	49,0	51,8	67,0
c'	8,4	—	10,5	—	12,8	4,2	14,6	—	—	12,4	—	—	—	—	—	—	—
n	77,5	92,4	72,8	75,2	89,0	75,0	92,1	78,0	54,0	72,6	66,0	58,5	69,1	65,9	86,6	75,0	81,2
t	1,6	2,3	1,2	1,1	1,4	1,5	1,8	0,4	0,9	0,3	0,7	0,7	0,3	0,7	0,5	0,4	0,4
φ	11,7	21,8	10,2	7,2	8,3	10,4	13,6	11,9	33,4	9,9	17,1	—	6,1	13,8	10,6	29,3	10,6
Q	+0,9	-0,9	-1,1	+5,1	-4,1	+1,5	-9,5	+20,0	+20,3	+25,4	+27,8	+16,6	+27,7	+33,8	+32,0	+29,1	+35,3
a/c	0,9	1,2	0,9	2,6	0,5	0,9	1,01	1,6	2,1	2,6	4,5	3,7	4,0	4,5	9,6	11,5	14,6

Номера анализов и проб	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	K-104	07	III-4	C-6	K-184	K-123	K-125	K-98	8192	1 ^г	K-101	K-126	K-42	III-1	1669	K-80	K-37
SiO ₂	73,67	74,22	72,40	77,14	76,90	70,67	69,01	70,77	74,49	72,16	72,70	72,82	58,14	63,56	65,18	64,89	67,60
TiO ₂	0,49	0,65	0,55	не опр.	не опр.	0,17	0,60	0,34	0,15	0,35	0,20	не опр.	0,95	1,20	0,70	0,68	0,69
Al ₂ O ₃	13,68	14,63	14,24	11,02	11,01	15,00	14,88	14,40	11,90	14,24	13,20	11,46	16,92	17,42	19,2	16,44	14,84
Fe ₂ O ₃	0,20	0,79	0,32	0,48	1,43	—	0,25	0,92	0,87	0,63	0,34	0,96	3,91	0,92	2,70	1,39	2,03
FeO	4,03	1,00	2,29	1,00	0,57	4,03	4,45	2,73	1,72	1,43	3,59	2,30	6,17	4,16	1,00	4,89	4,31
MnO	0,06	0,04	0,08	0,01	0,02	0,06	0,07	0,07	—	0,09	0,06	0,05	0,06	0,03	0,08	0,11	0,09
MgO	1,10	0,64	1,53	1,93	1,29	0,66	0,82	0,93	0,38	1,29	0,88	1,37	3,57	2,25	1,6	1,70	2,50
CaO	0,76	1,01	1,45	1,12	1,12	0,91	0,99	1,56	0,27	1,45	0,65	1,01	0,91	1,23	0,72	2,44	0,91
Na ₂ O	4,15	3,42	4,76	5,55	5,34	3,76	3,71	3,88	4,20	3,23	2,69	3,56	1,59	2,54	3,12	3,18	1,49
K ₂ O	1,28	1,92	1,27	0,53	0,62	3,48	4,15	2,84	1,54	4,12	4,43	3,98	2,17	2,88	2,64	3,26	2,17
П. п. п.	0,63	1,05	1,43	0,66	0,77	1,01	0,53	1,10	1,58	0,99	0,97	1,18	5,01	3,23	2,82	1,37	3,22
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,07	0,11	0,04	0,21	0,09	0,08	—	—	0,07	0,04	0,15	0,13	0,37	0,15	0,15
Сумма	100,15	99,56	100,50	99,55	99,11	99,96	99,55	99,62	97,10	100,09	99,78	98,73	99,55	99,79	100,13	100,00	100,08

Числовые характеристики по А. Н. ЗАВАРИЦКОМУ

a	10,5	9,7	11,9	12,2	11,80	12,9	13,8	12,3	11,1	12,6	11,8	13,2	6,5	9,3	10,1	11,7	6,4
c	0,9	1,2	1,8	0,8	1,1	1,0	1,2	1,9	0,33	1,8	0,8	0,9	1,0	1,4	0,8	2,9	1,0
b	10,3	8,9	6,7	4,7	4,6	9,1	8,8	7,4	6,7	6,1	8,3	5,6	28,0	18,7	18,3	12,8	20,2
s	78,3	80,2	79,6	82,3	82,5	77,0	76,2	78,4	81,9	79,5	78,1	80,3	64,5	70,6	70,8	72,6	72,8
f'	36,4	17,6	36,2	27,1	50,7	40,1	50,8	45,0	35,3	30,5	43,4	52,8	31,7	24,6	17,3	45,5	27,1
m'	16,7	10,8	36,2	63,6	45,1	12,2	14,9	18,4	9,8	34,8	17,3	41,2	20,9	20,0	14,2	22,0	20,7
a'	47,0	72	27,4	—	—	42,8	34,2	34,1	55,0	34,8	39,4	—	47,5	55,5	68,6	32,4	52,3
c'	—	—	—	9,5	4,2	—	—	—	—	—	5,9	—	—	—	—	—	—
n	82,9	73,1	84,6	94,7	93,4	62,2	57,2	67,7	80,9	54,1	48,4	58,0	53,1	56,4	64,1	59,7	51,1
t	0,4	0,7	6,6	—	0,2	0,7	0,3	0,2	0,4	0,2	—	1,3	1,4	0,8	0,8	0,8	0,8
φ	1,2	7,2	3,9	8,1	39,4	—	3,0	10,8	11,8	8,7	8,2	14,1	11,3	4,2	12,0	9,4	7,6
Q	+84,7	+39,8	+83,6	+39,4	+40,3	+27,2	+23,6	+30,3	+41,3	+32,0	+32,8	+33,3	+15,4	+21,2	+20,6	+18,9	+31,4
a/c	11,6	8,1	6,6	15,3	10,6	12,9	11,5	6,5	87,0	7,0	14,5	14,7	6,4	6,6	12,6	4,0	6,4

ным особенностям среди пород выделяются массивные, слабогнейсовые и катаклизированные разности.

Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит и амфиболит (встречается спорадически). Аксессорные минералы представлены магнетитом, гематитом, апатитом, сфером, цирконом и рутилом, вторичные — альбитом, хлоритом, минералами эпидот-циозитовой группы, серицитом (мусковитом) и лейкоксеном.

Плагиоклаз образует призматические и неправильные зерна размером 0,1—3,5 мм. Фенокристаллы имеют зональное строение (две-четыре зоны). Зональность прямая и реккурентная. Ядерные части кристаллов по составу соответствуют андезину № 37—30, средние зоны отвечают олигоклазу № 22—18, краевые — кислому олигоклазу № 14—13. Плагиоклаз основной массы содержит 30—20% анортитовой молекулы. Изменение минерала выражается соссюритизацией, альбитизацией и серицитизацией (мусковитизацией).

Кварц развит в виде вкрапленников размером до 8 мм и мелких (0,01—0,3 мм) алломорфных зерен, заполняющих интерстиции между кристаллами плагиоклаза. В ряде образцов он интенсивно корродирует и прорастает плагиоклаз и калиевый полевой шпат, обусловливая гранофированное строение отдельных участков породы.

Калиевый полевой шпат образует алломорфные зерна от 0,01 до 0,4 мм. Относительно более крупные выделения минерала имеют пластический характер развития, они активно замещают плагиоклаз, фенокристаллы кварца и амфибол. По оптическим свойствам ($2V = -84^\circ, -87^\circ$) калишпат отвечает нерешетчатому микроклину и микроклин-перитту (с 3—5% вростков альбита). Содержание калишпата варьирует в очень широких пределах (табл. 1). Вызвано это, вероятно, явлениями наложенной микроклинизации, протекавшей в

Примечание. 1 — неравномернозернистый кварцевый габбро-диорит; 2 — кварцевый габбро-диорит; 3 — мелкозернистый кварцевый габбро-диорит; 4 — мелкозернистый кварцевый диорит; 5 — среднезернистый оливиновый габбро-диабаз; 6 — мелкозернистый сланцеватый плагиоклазовый амфиболит; 7 — мелкозернистый сланцеватый плагиоклаз-эпидотовый амфиболит; 8 — катаклизированный биотитовый тоналит; 9 — мелкозернистый биотитовый тоналит, калишпатизированный; 10 — мелкозернистый порфировидный биотитовый тоналит, калишпатизированный; 11 — мелкозернистый порфировидный биотит-амфиболовый тоналит, калишпатизированный; 12 — катаклизированный биотитовый плагиогранодиорит, сильно калишпатизированный; 13 — мелкозернистый порфировидный плагиогранодиорит, калишпатизированный; 14 — мелкозернистый плагиогранодиорит, калишпатизированный; 15 — среднеэзернистый порфировидный плагиогранит, гибридизированный; 16 — мелкозернистый порфировидный плагиогранит; 17 — мелкозернистый порфировидный биотитовый плагиогранит; 18 — аплитовидный порфировидный плагиогранит; 19 — мелкозернистый плагиогранит; 20 — мелкозернистый биотитовый плагиогранит; 21 — аплитовидный плагиогранит, альбитизированный; 22 — мелкозернистый гранофировый плагиогранит, альбитизированный; 23 — мелкозернистый биотитовый адамеллит, мусковитизированный; 24 — мелкозернистый порфировидный биотитовый адамеллит, калишпатизированный; 25 — мелкозернистый адамеллит; 26 — мелкозернистый, адамеллит, альбитизированный; 27 — мелкозернистый порфировидный биотитовый гранит; 28 — мелкозернистый резко порфировидный аплитовидный гранит; 29 — мелкозернистый биотитовый гранофировый гранит; 30 — катаклизированный жильный кварцевый порфирит, биотитизированный; 31 — кварц-плагиоклаз-биотитовый гнейс; 32 — кварц-полевошпат-биотитовый гнейс; 33 — кварц-полевошпат-мусковитовый гнейс; 34 — кварц-плагиоклаз-биотитовый гнейс.

Анализы 1—10, 12—18, 23—25, 28, 30, 32—34 выполнены в химической лаборатории Восточно-Казахстанского геологического управления (аналитик А. П. Проскурякова), анализы 11, 19—22, 26, 27, 29, 31 — в лаборатории Алтайского отдела Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР (аналитики В. Д. Павлова и А. И. Шевцов). Порядковые номера в начале таблицы соответствуют номерам фигуративных точек на векторной диаграмме (рис. 4).

Содержание некоторых элементов-примесей в магматических
намюр-среднекаменноугольного возраста

Порода	Cu	Pb	Zn	Sb	Ag	Cd	Ge	Ni
Кварцевые габбро-диориты	30—100	10—15	30—50	30—50	Не об.— сл.	Не об.	Не об.— сл.	200—100
Кварцевые диориты	30	20	50	40	Не об.	»	Не об.	20
Оливиновый габбро-диабаз	100	10	30	30	Сл.	»	»	100
Амфиболиты	150—250	10—150	300—500	800— 3000	»	150—200	»	1500— 3000
Тоналиты	10—30	10—30	10—50	20—50	Не об.	Не об.— 300	»	10—20
Плагиограно-диориты	10	10—30	Сл.—50	30	»	Не об.	»	3—20
Плагиограницы	10—30	3—10	10—20	10—30	»	»	»	10—30
Адамеллиты	10	15—20	15—50	30	»	»	»	10—20
Граниты	10	20	15	30	»	»	»	20
Кварцевый порфирит, жильный (?)	100	10	50	50	»	»	»	30
Гнейсы	1—10	15—30	30—50	40	»	»	»	20—30
Чувствительность определений	1	1	10—30	10	1	1	1—3	1

Примечание. «+» — линия хрома перекрывается линией железа.

поздне- и постмагматическую стадии формирования тоналитов и плагиогранодиоритов.

Биотит распределен в породе неравномерно, часто образует шлиры. Форма выделений неправильная, реже — пластинчатая, размер — 0,05—1,2 мм. Окраска минерала (по Ng) буро-коричневая ($Ng-Np=0,044$), иногда — буровато-зеленая ($Ng-Np=0,038—0,040$). Биотит замещается хлоритом с выделением по спайности рудных минералов, сфена и циркона.

Амфибол встречается редко. Представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой ($cNg=18—20^\circ$; $Ng-Np=0,023$; $2V=-72^\circ$), образующей неправильные и короткопризматические кристаллы до 2,0 мм. Изменение амфиболя отражено в биотитизации и хлоритизации.

Структура тоналитов и плагиогранодиоритов гипидиоморфно-зернистая (рис. 3 в, г), усложненная в ряде образцов гранофировой и катакластической. Отдельные более крупные кристаллы плагиоклаза (рис. 3 в) и кварца предопределяют порфировидное строение пород.

Таблица 3

и метаморфических породах (гальках) из конгломератов (катайская мульда), г/т

Co	Cr	V	Sn	Mo	Be	Li	Ga	Ti
20—30	Не об.— 30	30— 100	Не об.— сл.	1—2	Не об.	Не об.	30—50	200—300
20	30	30	Не об.	1	»	»	50	300
30	30	30	Сл.	1	»	»	30	100
300—500	+	1000	3—5	5—30	Не об.—1	Не опр.	2—3	10000
Не об.— 15	Сл.—20	30—50	Не об.—1	Сл.—1	Не об.	Не об.	20—50	300—500
Не об.— сл.	»	20—30	»	Не об.—1	»	Не об.— сл.	15—30	300—1000
»	10—20	10—30	Не об.	»	»	Не об.	10	300—500
»	10—20	10—20	»	Сл.—01	»	Не об.— 30	10—20	300—1000
Сл.	10	10	»	1	»	Не об.	10	500
»	20	30	1	1	»	»	30	300
10—20	20	30	Не об.—1	1	»	»	30	300
1	10	1	1	1—3	1	30	1	1—3

Плагиограниты и адамеллиты макроскопически представляют собой массивные и слабогнейсовидные мелко-, реже — среднезернистые, нередко порфировидные породы светло-серой, буровато-серой и иногда светло-розовой и белой окраски (табл. 2, анализы 15—26). Порфировидный облик породам придают крупные (до 1 см) кристаллы кварца и плагиоклаза.

Минеральный состав плагиогранитов и адамеллитов следующий: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит; в числе акцессорных минералов — алатит, циркон, сфен, магнетит, пирит и изредка турмалин; вторичные — хлорит, мусковит (серицит), иногда — эпидот-клиноцизит. Плагиограниты по сравнению с адамеллитами содержат больше плагиоклаза и меньше калиевого полевого шпата (табл. 1).

Плагиоклаз образует субдиоморфные и алломорфные зерна размером 0,02—3,8 мм. Состав его меняется от олигоклаза № 22—18 до олигоклаз-альбита и альбита № 8—5; в большинстве образцов первичный состав минерала из-за сильной серицитизации и каолинизации определить нельзя. Характерным для описываемых пород является отсутствие зональных кристаллов плагиоклаза.

Кварц присутствует в виде округлых фенокристаллов и неправильных зерен от 0,01 до 8—10 мм. В ряде образцов он активно замещает плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Угасание кварца облачное. Некоторые крупные зерна минерала содержат обильные газово-жидкие включения и кристаллы апатита.

Калиевый полевой шпат представлен мелкими (1,3 мм) зернами нерешетчатого, реже — слаборешетчатого микроклина и микроклин-микроперитта (вrostки альбита составляют 5—10% площади зерен микроклина). Минерал резорбирует плагиоклаз и крупные выделения кварца, изменения его выражаются в пелитизации.

Биотит развит в виде пластин размером 1,5×1,0 мм. Окраска минерала (по Ng) буровато-коричневая, реже — темно-зеленая. Плеохроизм обычно резкий, а в некоторых случаях выражен очень слабо. Показатели преломления буровато-коричневого биотита из плагиогранита (обр. К-96): $Ng \approx Nm = 1,638 \pm 0,002$; $Np = 1,585 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,041 - 0,045$; $2V = 4 - 10^\circ$. К трещинкам спайности минерала приурочены выделения рудных минералов, апатита, циркона и иногда сфена; вокруг циркона в отдельных образцах развиты «плеохроичные дворики». В большинстве галек биотит нацело замещен хлоритом, в образце К-123 — мусковитом.

Структура плагиогранитов и адамеллитов гипидиоморфозернистая, встречается и гранофировая (рис. 3 д, е).

Граниты и нордмаркиты наблюдаются среди галек сравнительно редко (в особенности последние). Внешне они почти не отличаются от плагиогранитов и адамеллитов. Обычно это лейкократовые, преимущественно мелкозернистые (аплитовидные) породы.

Под микроскопом граниты состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и незначительного количества биотита; акцессорные минералы представлены магнетитом, гематитом, цирконом, апатитом и иногда гранатом, турмалином и андалузитом, а вторичные — хлоритом, серицитом и мусковитом. Количественное соотношение минералов приводится в таблице 1.

Плагиоклаз развит в виде алломорфных, реже — субдиоморфных зерен размером 0,03—1,7 мм. Состав минерала меняется от олигоклаз-альбита № 12—10 до альбита № 6—4, крупные выделения в отдельных случаях отвечают олигоклазу № 17—14. Плагиоклаз резорбируется калишпатом и кварцем.

Калиевый полевой шпат образует алломорфные зерна до 1,5 мм, выражен обычно нерешетчатым микроклином и микроклин-микропериттом ($2V$ около 84°).

Кварц развит в виде неправильных выделений, приуроченных к интерстициям между кристаллами плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В некоторых образцах он образует вкрапленники породы 5—7 мм.

Биотит встречается в виде чешуек размером до 1,2 мм. Оптические свойства минерала: плеохроизм по Ng коричневый, по Np — бледно-желтый; $Ng \approx Nm = 1,645 \pm 0,002$; $Np = 1,608 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,035 - 0,039$. Эпизодически встречается зеленый (по Ng) биотит. Минерал замещается (часто нацело) хлоритом и иногда мусковитом.

Структура гранитов аплитовая с участками гипидиоморфозернистой (рис. 3 ж, з), реже — гипидиоморфозернистой с пятнами аплитовой и гранофировой. Отдельные более крупные выделения кварца и плагиоклаза придают гранитам порфировидный облик (рис. 3 з).

Нордмаркиты отличаются от гранитов более высоким содержанием микроклина (45—60%) и более низким количеством плагиоклаза

(7—15 %), состав которого отвечает альбиту № 4—2. Структура нордмаркитов аллотриоморфнозернистая, в некоторых случаях — гранофирировая.

Кварцевые порфириты встречены в виде мелких (до 3 см в поперечнике) галек (табл. 2, анализ 30). Внешне это тонко- и мелкозернистые буровато-серые или буровато-зеленые порфировидные породы; вкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем, размер их 1,0—2,0 мм.

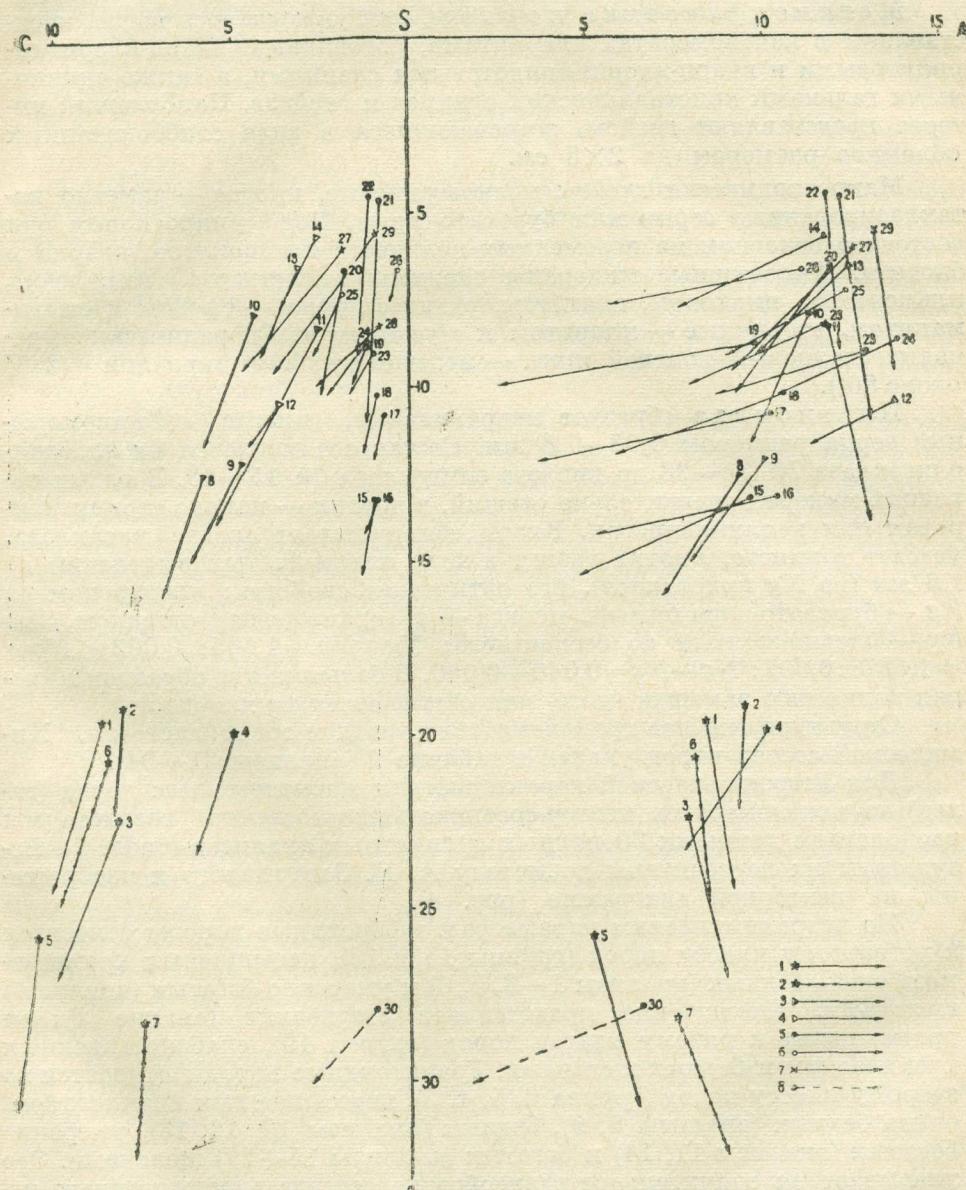


Рис. 4. Векторная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) химического состава магматогенных пород из конгломератов катойской (малоульбинской) свиты (C_1n — C_2). Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам анализов (с 1 по 30) в таблице 2: 1 — породы габбро-диоритовой группы (габбро-диориты, диорит, габбро-диабаз); 2 — амфиболиты; 3 — тоналиты; 4 — плагиограно-диориты; 5 — плагиограниты; 6 — адамеллиты; 7 — граниты; 8 — кварцевый порфирит, жильный (?).

Под микроскопом породы состоят из интенсивно-каолинизированного плагиоклаза, мелкочешуйчатого (роговикового?) биотита буро-коричневого цвета, кварца и бледно-зеленого хлорита, замещающего биотит. Из-за сильной каолинизации состав плагиоклаза определить невозможно. Структура порfirитов гипидиоморфнозернистая, местами — гранолепидобластовая. По ряду косвенных признаков мы относим их к жильным (?) кварцевым диоритовым порfirитам, испытавшим ороговикование (биотитизацию).

Метаморфические породы, как указывалось выше, представлены в конгломератах кварцитами, роговиками, кварц-хлорит-серпентитовыми и кварц-хлорит-эпидотовыми сланцами, а также единичными гальками кристаллических сланцев и гнейсов. Наибольший интерес представляют гнейсы, встречающиеся в виде слабоокатанных обломков размером до 2×5 см.

Макроскопически гнейсы мелкозернистые, иногда — заметно катаклизированные серые или буровато-серые. Под микроскопом они состоят в основном из переменных количеств плагиоклаза, кварца и биотита. Аксессорные минералы сложены магнетитом, гематитом, ильменитом, цирконом, апатитом, рутилом, реже — сфеном и силлиманитом, вторичные — хлоритом и мусковитом. Спорадически встречается калиевый полевой шпат — нерешетчатый микроклин ($2V$ около 80°).

Плагиоклаз образует неправильные, иногда субдиоморфные зерна размером $0,02—1,8$ мм. Состав его меняется от андезин-олигоклаза № 33—28 до кислого олигоклаза № 15—13. В одних образцах минерал сравнительно свежий, в других — нацело серпентизирован или каолинизирован. Кварц обнаруживает следы катаклаза, угасает волнисто. Биотит развит в виде пластинчатых выделений до 1,5 мм (по Ng кристаллов). Его оптические свойства: плеохроизм по Ng — буровато-коричневый, иногда — с оранжевым оттенком, по Np — бледно-желтый до бесцветного; $Ng \approx Nm = 1,635 \pm 0,002$; $Np = 1,587 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,046 - 0,050$. В большинстве образцов минерал полностью замещен густо- или светло-зеленым хлоритом.

Структура гнейсов гранонематобластовая и гранобластовая. Химический состав пород указан в таблице 2 (анализы 31—34).

Для петрохимической характеристики магматогенных пород (галек) из конгломератов намюр-среднекаменноугольного возраста мы располагаем данными 30 полных силикатных анализов (табл. 2). Результаты их пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого и изображены на векторной диаграмме (рис. 4).

По петрохимическим параметрам габброидные породы относятся к четвертому классу пород (группы 15 и 13), насыщенных кремнеземом, очень бедных (анализы 1—3, 5, 6) и умеренно богатых (анализ 4) щелочами. Исключение представляет амфиболит (анализ 7): он принадлежит к пятому классу пород (группа 19), слабонасыщенных кремнеземом и бедных щелочами. Гранитоидные породы относятся ко второму классу пород (группа 6, 5, 4, 3), пересыщенных кремнеземом, очень бедных (анализы 8, 9), бедных (анализы 10, 12, 13), умеренно богатых (анализы 11, 14) и богатых (анализы 15—29) щелочами. Это указывает на значительное разнообразие состава магматогенных пород галек.

Среди габброидных и гранитоидных пород выделяются две группы: пересыщенные глиноземом (векторы на плоскости ASB направлены к грани SB) и нормального известково-щелочного ряда (векторы ориентированы в обратном направлении). Большинство пород харак-

теризуется преобладанием Na_2O над K_2O , но имеются разновидности, в которых содержание Na_2O и K_2O или равно или же K_2O незначительно больше, чем Na_2O . Сравнение состава пород галек и габброидных и гранитоидных пород многих интрузивов Иртышской зоны смятия показывает тождественность их химических особенностей в целом. Качественный и количественный состав элементов-примесей в гальках и петрографически однотипных с ними породах большинства интрузивов зоны смятия практически идентичен. В первом случае устанавливается только повышенное содержание сурьмы (табл. 3).

Выводы

1. Габброидные и гранитоидные породы (галочки) из конгломератов катайской свиты (C_1-C_2) по минеральному составу, структурно-текстурным и петрохимическим особенностям хорошо сопоставляются с петрографически однотипными породами, участвующими в сложении Бес-Бугинского, Сары-Тауского, Кос-Кайнского, Кумлорзинского, Югон-Тасского, Аблакеткинского, Актобинского и ряда других интрузивов зоны смятия, которые относятся нами к производным прииртышской интрузии.

2. Присутствие среди галек в различной степени альбитизированных, окварцованных, калишпатизированных и мусковитизированных пород указывает, что процессы, вызвавшие эти изменения, имели место в донамюр-среднекаменноугольное время. Найдки в конгломератах жильного кварца с сульфидами и турмалином свидетельствуют о проявлении в это же время и гидротермально-рудной деятельности.

3. Наличие среди гнейсов образцов со сравнительно свежими плагиоклазом и биотитом, а также разностей, в которых оба минерала испытали диафторез, возможно, указывает на присутствие в конгломератах галек двух разновозрастных групп гнейсов. Наименее изменившиеся разновидности пород по структурно-текстурным особенностям и составу сходны с гнейсами контактовых зон Кос-Кайнского, Бес-Бугинского, Кумлорзинского, Аблакеткинского и других массивов.

4. Резкое преобладание мелкозернистых порфировидных гранитоидов в конгломератах среди галек магматических пород позволяет предполагать, что в намюр-среднекаменноугольное время размыту подвергались в основном апикальные части интрузивов или их селллиты. В целом незначительное число галек основных пород, диоритов и гнейсов наводит на мысль, что в намюре—среднем карбоне эрозией были вскрыты лишь небольшие по площади участки этих пород.

5. Интрузивы габброидных и гранитоидных пород (мы относим их к прииртышской интрузивной серии) прорывают отложения среднего и верхнего девона и образования джалтырской свиты (C_1-t_2), а галька их содержится в конгломератах намюр-среднекаменноугольных лагунно-континентальных отложений. Таким образом, возраст интрузий, породивших породы прииртышской серии, ограничивается сравнительно небольшим отрезком геологического времени. Развитие интрузий совпало с проявлением саурской фазы складчатости, вызвавшей прекращение геосинклинального режима в Иртышской структурно-формационной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- А в р о в Д. П., Д е м и д о в а Т. Я., Ш у л и к о в Е. С. Континентальные отложения верхнего палеозоя в Южном Алтае. «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 2.
- В а с и л ь е в а В. И. Петрология Иртышско-Маркакульского метаморфического пояса. Автореферат. Л., 1966.
- Г р и г а й т и с Р. К. Петрология метаморфической толщи Курчум-Кальжирского антиклиниория (Южный Алтай). Автореферат. Л., 1966.
- Е л и с е е в Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, серия 1, вып. 6. М., 1938.
- К а ю п о в А. К. О возрастных соотношениях полиметаллического и редкометального оруденения на Алтае. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1959, вып. 1 (34).
- М а р ь и н А. М., Н а з а р о в Г. В., Т к а ч е н к о Г. Г., Ш у л и к о в Е. С. Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны смятия. В сб.: «Магматизм, геохимия и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, 1966.
- Н е х о р о ш е в В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Х о р е в а Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Х о х л о в П. И. К геологии интрузивных пород юго-восточной части Иртышской зоны смятия. В сб.: «Магматизм, геохимия и металлогенез Рудного Алтая», т. 17. Алма-Ата, 1966.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 552.3(584.4)

**В. С. КУЗЕБНЫЙ, П. В. ИНШИН, П. Г. ВЕДЕРНИКОВ
М. С. ШНАЙДЕР**

МАГМАТОГЕННЫЕ БРЕКЧИИ РУДНОГО АЛТАЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

В последнее время большое внимание в литературе уделяется брекчиям породам, ассоциирующим с магматическими образованиями. Установлено, что формирование брекчий нередко представляет собой одну из форм проявления интрузивного процесса, протекающего в условиях гипабиссальных и субвулканических фаций (Борсук, Масуренков, 1964; Иванкин, 1962, 1965; Ловеринг, 1951; и др.). Пространственно и генетически такие породы тесно связаны с интрузиями порфиров, габброидов и гранитоидов. Иногда взаимосвязь их с интрузиями не обнаруживается. В этом случае, в силу большого сходства пород с пирокластическими и другими обломочными образованиями, многие исследователи ошибочно относят их к туфам, туфоконгломератам, туфобрекциям, конгломератам, осадочным или тектоническим брекчиям. Особый интерес вызывают магматогенные брекчии, развитые на месторождениях и рудных полях, которые не только сопутствуют рудообразованию, но и сами являются рудоносными. Это позволяет рассматривать их в качестве важного поискового признака на руды различных металлов (Бринер, 1964; Ведерников, 1961; Иванкин, 1962, 1965; Ициксон, 1959; Ловеринг, 1951; Невский, 1960; Шнайдер, 1965).

В геологической литературе магматогенные брекчии получили разнообразные наименования: эруптивные (Тащнина, Чепрасов, 1955), эксплозивные (Мерлич, 1958), эксплозивно-инъекционные (Фотельман, 1964), эксплозивно-гидротермальные (Иванкин, 1962, 1965), взрывные (Ициксон, 1959), валунные, галечные или кластические дайки (Булах, 1959; Гарецкий, 1956; Ловеринг, 1951), туfovидные интрузии (Афанасьев, 1956; Иншин, 1960), псевдобрекчии (Дау, 1932), автомагматические (Яковлева, 1963) и метасоматические брекчии (Елисеев, 1935; Поспелов, 1963). Эти названия в значительной мере отражают разнообразный генезис брекчий, объяснимый гипотезами, рассмотренными в специальной работе П. Ф. Иванкина (1965).

Магматогенные брекчии широко развиты и на Рудном Алтае. Они детально описаны многими геологами (Авров, 1957; Богданова, 1959; Ведерников, 1961; Иванкин, 1962, 1965; Иншин, 1960, 1964; Кузебный, 1965, 1966; Тащнина, 1955; Шнайдер, 1965; и др.). Как и в других районах Союза, здесь такие породы нередко ошибочно принимаются за осадочные, вулканические образования или тектонические брекчии, что приводит к неправильному истолкованию крупных геологических событий. Примеры подобных ошибок вскрыты

в работах К. Г. Богдановой (1959), П. Г. Ведерникова (1961), П. Ф. Иванкина (1960, 1962, 1965), П. В. Иншина (1960, 1964), В. С. Кузебного (1966), М. С. Шнайдера (1965) и других.

Генетические особенности магматогенных брекчий Рудного Алтая разнообразны. Однако имеющиеся материалы не систематизированы, поэтому оценка брекчий при геолого-съемочных, поисковых и разведочных работах затруднительна. Попытаемся обобщить данные и наметить генетическую систематику пород. Поскольку брекчии ассоциируют с разнообразными по составу и возрасту магматическими породами, то целесообразно рассмотреть их последовательно в связи с порфирами, габброидами, гранитоидами и сопровождающими их жильными интрузиями. Магматогенные брекчии вулканического типа в статье не описываются.

Брекчии порфировых интрузий

Магматогенные брекчии порфировых интрузий известны в Бухтарминском, Зыряновском районах и в северо-западной части Рудного Алтая (Сугатовское, Золотушинское месторождения и другие участки).

В Бухтарминском районе широко развиты брекчиевидные породы, выделенные П. В. Иншиным (1960) под названием туфовидных интрузивных порфиров нижнего карбона. Ранее они относились к эфузивам и туфам. Туфовидные порфиры проявляются в виде сложных по форме залежей, в которых пологие силообразные части тел комбинируются с крутопадающими штоковидными и дайковидными телами. Внешне такие породы напоминают средне- и крупнообломочные туфы грязно-зеленого цвета с обломками полевых шпатов и кварца размером 0,2—1,5 см. Количество обломков нередко достигает 50—60% объема породы. Среди обломочного материала встречаются основные породы, не известные на эрозионном срезе. Цемент представляет собой тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат. Структура пород псевдокристаллическая, литокластическая, редко — обычная порфировая. В целом по своим особенностям туфовидные порфиры Бухтарминского района напоминают «интрузии туфов» Эльбрусской вулканической области, описанные Г. Д. Афанасьевым и Ю. П. Масуренковым (1955).

Формирование расплавов, давших туфовидные порфиры, происходило, по данным П. В. Иншина, ниже уровня становления пород и, вероятно, сопровождалось взрывными явлениями, чем объясняются кластическая, туфовидная структура порфиров и присутствие чужеродных ксенолитов. Впоследствии такая туфовидная масса порфиров внедрялась в верхние горизонты земной коры. Контактовые зоны порфировых тел нередко представлены сложными брекчиями, состоящими из обломков этих порфиров и вмещающих пород, скементированных туфовидным порфиром или вторичными минералами — хлоритом, серицитом и кварцем. Подобное явление свидетельствует о консолидации порфиров на незначительных глубинах в условиях текtonической активности среды и массового отделения из магмы газово-жидкой фазы, под воздействием которой породы дробились и гидротермально-метасоматически перерабатывались.

Аналогичные порфиры туфовидного облика с брекчиями краевых и апикальных зон имеются в северо-западной части Рудного Алтая — на Сугатовском месторождении, Ново-Николаевском участке и других местах (Иванкин и др., 1960). По возрасту они преимущественно

нижнекаменноугольные, реже — девонские образования. Е. Б. Яковлева (1963) называет такие породы автомагматическими брекчиями и считает их девонскими и послекарбоновыми.

На Зыряновском месторождении и в бассейне р. Хамир П. В. Иншиным и В. М. Иншиной (1964) обнаружены своеобразные брекчии ликвационного типа. Во многих телах кварцевых альбит-порфиров авторы выделили массивные, тонко- и грубополосчатые, полосчатолинзоватые и брекчевые разности пород, связанные между собой постепенными взаимопереводами. На основании петрографических и петрохимических исследований они доказывают, что формирование таких брекчий происходило путем расслоения (ликвации) кислого расплава на две несмешивающиеся жидкости при внедрении магмы в верхние горизонты земной коры. В результате этого отдельные порции магмы обособлялись в виде «слоев». Одни из них обогащались кремнеземом, другие — щелочами, что обусловливало неодновременность затвердевания и кристаллизации. Первой консолидировалась магма, обогащенная кремнеземом. Присутствие двух различных по физическим свойствам сред вызывало межслоевое течение, при котором в закристаллизованных сравнительно хрупких «слоях» вначале образовались поперечные трещины, а затем линзы и обломки твердой породы с угловатыми контурами. Эти куски породы цементировались расплавом, заметно обогащенным щелочами.

На Новозолотушинском месторождении тела брекчий характеризуются в основном межплактовым залеганием, и потому ранее их относили к осадочным и вулканогенным образованиям. М. С. Шнайдер и М. П. Астафьев (1965) установили интрузивную природу брекчий. Локализуются эти породы преимущественно в апикальной и фронтальной частях сложного по форме порфирового тела и находятся с ним в прямом генетическом родстве. Авторы различают брекчии с «неперемещенным» и «перемещенным» обломочным материалом. В первом случае брекчии образовались при интрузировании магмы в катаклизированные вмещающие породы и находились в краевых частях интрузива. Обломки, скементированные магматическим материалом, сохраняли угловатую форму и не испытывали заметного перемещения в пространстве. Среди брекчий с «перемещенным» обломочным материалом различаются породы эксплозивного и эксплозивно-гидротермального типов. Первые локализовались преимущественно в апикальной части порфирового тела и формировались при активном внедрении кварцевых альбитофиров (весьма подвижных при обилии летучих компонентов), транспортировавших обломочный материал по тектоническим каналам. При перемещении обломки «окатывались» и метаморфически изменялись. Эксплозивно-гидротермальные брекчии образовывались в заключительные стадии становления интрузива. Они располагались в апикальной и фронтальной частях порфирового тела, так как являлись продуктами взрывной деятельности магматической системы, обильно насыщенной газами и гидротермальными растворами. В такой обстановке брекчии активно внедрялись в катаклизированные порфиры и вмещающие породы в виде своеобразного «грязекаменного» потока, заполняющего трещины. Все указанные типы брекчий тесно взаимосвязаны в пространстве: магматические брекчии краевых зон интрузива в апикальной и фронтальной частях порфирового тела сменяются сначала эксплозивными, а затем эксплозивно-гидротермальными. Рудная минерализация концентрируется преимущественно в цементе брекчий.

В ассоциации с порфирами на Алтае известны также брекчии метасоматического типа. Они обнаружены Н. А. Елисеевым (1935) на горе Чесноковой и получили название «автобрекчий». Эти породы представляют собой красновато-коричневые кератофиры, расчлененные на угловатые блоки (до 3—4 см в поперечнике) узкими (1—3 мм) зонами осветления. Формировались такие породы, по мнению Н. А. Елисеева, под влиянием постмагматических растворов, проникающих в них по трещинкам. При этом вследствие разложения и выщелачивания цветных минералов, выноса щелочей и щелочных земель, перехода закисного железа в окисное и обогащения породы кремнеземом происходило обесцвечивание «цемента». В первую стадию изменения кератофиров структура и размер зерен «цемента» и «обломков» породы оставались тождественными. При более сильном изменении «цемента» в нем накапливался кварц — до появления кварцевых прожилков.

Брекчии габброидных интрузий

По сообщению В. С. Кузебного и А. М. Марьина (1965), магматогенные брекчии габброидных пород отмечены в Крюковском интрузиве, к юго-востоку от г. Шемонаиха. Породы фации эндоконтакта представлены здесь афанитовыми и мелкозернистыми габбро. Они тесно связаны с породами главной интрузивной фации (среднезернистые габбро и габбро-нориты) и слагают в них узкие краевые полосы (участки неправильной формы) или образуют многочисленные ксенолиты до 20—30 см в поперечнике. Афанитовые и мелкозернистые габброиды нередко находятся в эруптивных соотношениях. Иногда формируются двойные брекчии, в которых мелкозернистое габбро, содержащее ксенолиты афанитовых пород, проявляется в виде обломков в среднезернистых габброидах собственно интрузивной фации. Описываемые брекчии — типичные интрузивные образования, а по положению относительно материнского интрузива — брекчии контактовых и апикальных зон. Возникновение таких пород вызвано становлением интрузива в условиях периодически проявляющихся тектонических подвижек, когда кристаллизующийся магматический расплав неоднократно взламывал породы краевой фации и цементировал их обломки, причем последние существенно не перемещались.

Брекчии гранитоидов и сопровождающих их жильных интрузий

Брекчии, связанные с гранитоидами и жильными интрузиями, установлены в апикальных частях и эндо- и экзоконтактовых зонах Сержихинского, Шемонаихинского, Горшковского, Красношемонаинского, Межковского, Бузанихинского и других массивов Рудного Алтая.

В Сержихинском массиве брекчии развиты в зоне эндоконтакта кольцевой интрузии биотитовых гранитов, сложенной мелкозернистыми диоритами и порфировидными гранодиоритами. Диориты обычно проявляются в виде многочисленных ксенолитов размером 30—50 см, скементированных гранодиоритами; количество обломков нередко достигает 80% объема породы. Ширина полосы брекчий составляет 200—300 м. Иногда породы подвергаются повторному дроблению и цементируются гранитами. В эндоконтактовых и апикальных частях Шемонаихинского и Горшковского интрузивов гра-

нитоиды цементируют брекчированные габброиды и вторичные лампрофироподобные породы, слагающие раннюю фазу верхнепалеозойского змеиногорского комплекса (Кузебный, Марьин, 1965).

В эндо- и экзоконтактовой зонах Красношемонаихинского массива В. И. Черновым (1956) были обнаружены брекчиевидные породы с обломками гранитов, которые он отнес к базальным конгломератам верхнего девона. На этом основании гранитоидам приписывался среднедевонский возраст. Позднее К. Г. Богданова (1959) выявила здесь десять выходов брекчиевидных пород и установила четкую приуроченность их к субширотным тектоническим нарушениям. Брекчии залегают в ослабленных зонах в виде обособленных дайкообразных тел длиной от 2 до 45 м и мощностью от 0,2 до 7 м. Контакты брекчий с гранитами и вмещающими породами резкие. По составу обломки разнообразны и представлены гранитоидами, порфирами, туфами, метаморфическими сланцами и другими породами. Размер обломков меняется от 0,5—1 см до 1—1,5 м. Цемент сложен «кислым туфом» и кварцевым альбитофиrom или фельзитом. По мнению К. Г. Богдановой, в формировании брекчий Красношемонаихинского массива решающую роль играли тектонический и магматический факторы. В заключительные стадии становления интрузива, видимо в силу тектонических причин, резко упало внешнее давление, что вызвало вскипание остаточного магматического расплава, который в виде мельчайших каплевидных частиц, смешанных с газами и парами, активно внедрялся по ослабленным участкам тектонических зон, увлекая за собой обломки гранитоидов и вмещающих пород.

Позднее В. С. Кузебный, Б. П. Бедарев, А. М. Марьин и другие геологи уточнили геологическую позицию брекчий и их взаимоотношения с другими породами, количество, состав и морфологию тел (рис. 1), а также подтвердили эксплозивную природу брекчий. Доказано, что брекчии формировались одновременно с постгранитными жильными интрузиями массива и тесно взаимосвязаны с дайками сложного симметричного строения.

В юго-западном экзоконтакте Межовского массива А. И. Левенко (1951) и другие геологи описали брекчиевидные породы с обломками гранитов в качестве «морских конгломератов верхнего девона». Морфология и положение тела этих пород в структуре участка отражены на рисунке 2 а. Исследования В. С. Кузебного и Б. П. Бедарева (1960) показали, что брекчии прорывают вмещающие породы и являются эксплозивными образованиями верхнепалеозойского возраста.

В Бузанихинском массиве выявлены дайки симметричного и глыбового строения (Кузебный, 1966). Глыбовые дайки сложены плагиогранит-порфирами, микродиоритами и диоритовыми порфиритами. Характерны также расслоенные брекчиевидные плагиогранит-порфиры, в которых вкрапленники плагиоклаза, кварца и гломеропорфировые сростки минералов интенсивно раздроблены и оплавлены. Основная масса породы имеет кислый состав, проявляется микрофельзитовая, сферолитовая и кристаллитовая раскристаллизация. Весьма показательны каплевидные обособления основного слабополяризующего стекла, прямо указывающие на расслоение (ликвацию) магмы и очень быстрое ее застывание. Нередко видны четкие следы течения расслоенного расплава. Все разновидности пород обособляются в едином теле как неправильные глыбы или жилы. Одни и те же породы проявляются и в виде обломков («ксенолитов») и в виде жил (рис. 2 в). Размер обломков меняется от 1—2 см до 1,5—2 м, мощность жил — от 1—2 до 10 см.

В юго-западном экзоконтакте интрузива известны жильные и силлообразные тела брекчииевидных пород, которые названы В. И. Черновым и другими геологами «аркозовыми песчаниками» и «конгломератами» с обломками гранитов. На основании этого решается

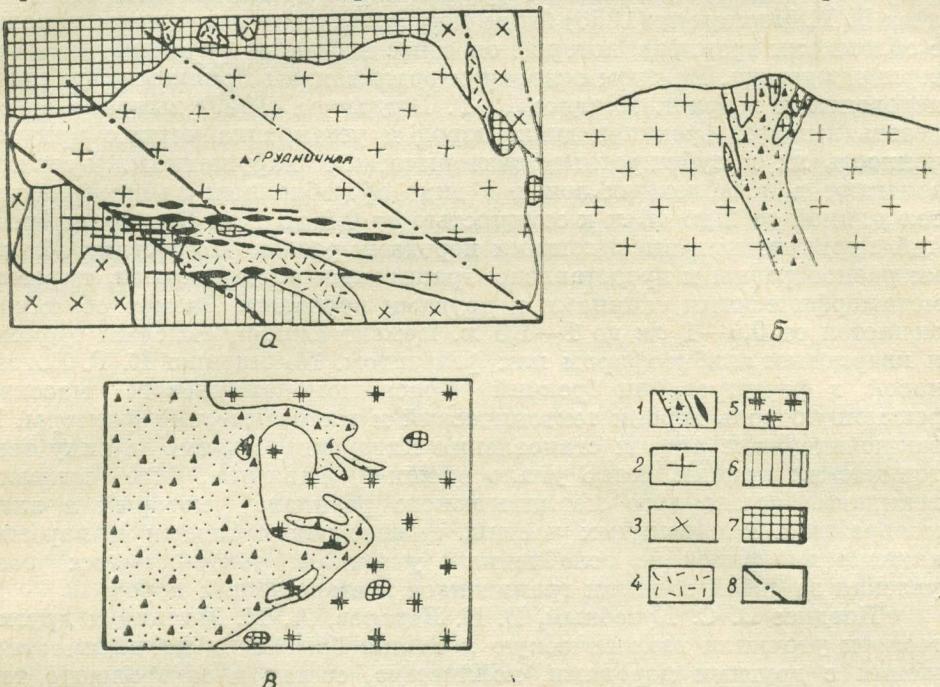


Рис. 1. Закономерности размещения (а) и морфология тел (б, в) магматогенных брекчий Красношемонаихинского массива (по Кузебному, Марьину, Бедареву, Пушкиреву, Воронченко с учетом данных Богдановой): 1—магматогенные брекчии; 2—плагиограниты и адамеллиты Красношемонаихинского массива; 3—гранодиориты и кварцевые диориты Шемонаихинского массива; 4—порфировые интрузии верхнего палеозоя и нижнего карбона (без расчленения); 5—субвулканические кварцевые альбитофиры девона; 6—вулканогенно-осадочные отложения среднего девона; 7—нижний палеозой; 8—дизъюнктивы.

вопрос о «девонском» возрасте гранитоидов массива. Мощность тел брекчий составляет 0,5—12 м, длина по простирианию меняется от 10—30 до 500—600 м. Контакты тел резкие, иногда — рвущие. К югу от гранитоидного массива отмечается шток гранитодержащих брекчий (рис. 2 б), размещающихся над слепым выступом гранитоидов и оказывающих активное контактовое воздействие на вмещающие породы. Обломки разнообразны по составу, а по форме угловаты или округлы, величиной от 0,1—0,2 до 10—12 см. Цемент туfovый и порфировый с фельзитовой, сферолитовой и кристаллитовой структурой. По петрографическим особенностям и химизму порфировый цемент брекчий аналогичен брекчииевидным плагиогранит-порфирям глыбовых даек, распространенных в гранитоидах. Это позволяет рассматривать брекчии в прямой генетической связи с постгранитными дайками массива и считать те и другие одновозрастными образованиями.

Проведенные исследования показывают, что глыбовые дайки Бузанихинского массива представляют собой своеобразные брекчии ликвационного типа, образовавшиеся в процессе расслоения жильной магмы на уровне становления интрузива. Расслоение магмы проте-

кало очень быстро и сопровождалось взрывами, создающими в голове магматической колонны (в экзоконтакте интрузива) взрывные брекчии с обломками гранитоидов (Кузебный, 1966).

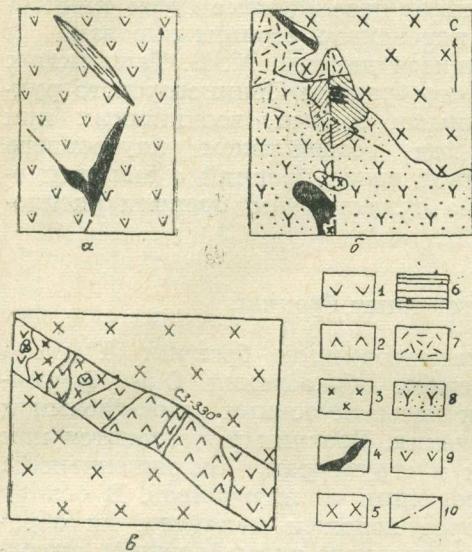


Рис. 2. Морфология тел магматогенных брекчий юго-западного экзоконтакта Межевского (а) и Бузанихинского (б, в) массивов: 1 — микродиориты и диоритовые порфиры; 2 — расслоенные плагиогранит-порфиры; 3 — плагиогранит-порфиры блоковой дайки в гранитоидах; 4 — взрывные брекчии; 5 — гранитоиды; 6 — алевролиты; 7 — лавобрекчии кислого состава; 8 — туфы смешанного состава; 9 — спилиты верхнего девона; 10 — дизъюнктивы.

На Верхубинском месторождении широко развиты жильные тела магматогенных брекчий, детально изученные П. Г. Веденниковым (1961). Ранее их рассматривали как «нептунические» дайки (Е. Б. Яковлева и др.). Брекчии слагают плитовидные крутопадающие тела, рассекающие палеозойские отложения и все известные здесь интрузивные породы. Мощность тел меняется от 1—2 мм до 3—4 м, длина по простиранию — от 5—10 м до сотен метров. Обычно брекчии тесно связаны с постгранитными дайками сферолитовых порфиров и кварцевых альбитофиров или сменяют их по простиранию. Реже встречаются самостоятельные тела брекчий, приуроченные к разломам. Контакты их с вулканогенно-осадочными и интрузивными породами резкие, без следов тектонических подвижек. Многие дайки брекчий — слепые тела, не выходящие на поверхность. Обломки остроугольные, округлые и неправильные, размером от 1—2 мм до 10—20 см. Цемент туfovый или порфировый. В брекчиях установлены обломки различных по составу пород, в том числе интрузивных, а также метаморфических сланцев нижнего палеозоя, располагающихся гипсометрически на 500—600 м ниже эрозионного среза. Это указывает на транспортировку обломочного материала брекчий на сотни метров по вертикали. По отношению к рудному процессу брекчии Верхубинского месторождения являются внутрирудными образованиями: они рассекают минерализованные скарноиды, а сами пересекаются жилами сульфидных руд.

Несколько особо стоят брекчии Лениногорского рудного поля, обстоятельно описанные М. В. Тащининой и Б. Л. Чепрасовым (1955). На Сокольном месторождении установлено 11 сравнительно крупных тел брекчий, размеры их: длина в плане — 30—90 м, мощность — 5—50 м, длина по падению — 10—100 м. Отмечается четкая приуроченность брекчий к тектоническим нарушениям. Контакты с вмещающими породами резкие. Различаются брекчии грубо- (размер обломков от 2—5 до 15—20 см и более), средне- (от 5 до 15 мм) и

мелкообломочные (1—3 мм). Среди обломков обнаружены все типы пород месторождения (в том числе гидротермально-измененные разности и руды), а также породы, залегающие на больших глубинах. Состав и структура цемента напоминают псаммитовые туфы смешанного типа. Цементирующая масса интенсивно серicitизирована и пиритизирована. Анализируя имеющиеся данные, М. В. Тащинина и Б. Л. Чепрасов приходят к выводу, что брекчии Лениногорского рудного поля являются инъектированными телами, возникшими при внедрении обломочного материала под воздействием внутреннего давления газов и паров. Определенной связи брекчий с магматическими породами не установлено. По существу это брекчии эксплозивно-гидротермального типа.

Систематика магматогенных брекчий

Как можно было убедиться, магматогенные брекчии Рудного Алтая представляют собой гетерогенные образования. Они формируются в связи с разновозрастными магматическими комплексами и имеют различный механизм становления. Брекчии размещаются как в самих интрузивных телах, так и в структурах, сопряженных с ними, иногда на значительном расстоянии от интрузивов. В основу предлагаемой систематики этих пород положен механизм их образования. Выделяются следующие генетические типы брекчий: интрузивные, ликвационные, эксплозивные и метасоматические. Каждый из них в зависимости от специфики формирования пород и места их размещения разделяется на разновидности (см. табл.). Остановимся на краткой характеристике выделенных типов брекчий.

Интрузивные брекчии. Интрузивный процесс предполагает внедрение магмы в земную кору и ее механическое воздействие на вмещающие породы. Она нередко дробит породы эзмо- и эндоконтактовых зон интрузивов и цементирует обломки с образованием магматогенных брекчий. По расположению относительно интрузивного тела и условиям образования выделяются две разновидности пород: брекчии контактных и фронтальных зон. В первом случае брекчии окаймляют интрузивные тела в виде «чехлов» или создают у контактов отдельные залежи, неправильные по форме. Наибольшее количество их размещается в апикальных частях тел. Обломочный материал имеет остроугольную форму и представлен вмещающими породами, а также породами эндоконтактовых зон и ранних фаз интрузивов. При формировании таких брекчий обломки заметно не перемещаются в пространстве. Характерными примерами являются брекчии Крюковского, Горшковского, Сержихинского и других интрузивов (описаны выше).

Брекчии фронтальных зон обычно сопровождают интрузии порфиров. Они образуются в условиях активного отделения летучих компонентов магмы при восстающем движении расплава вдоль тектонических зон. При этом растворяются и дробятся кристаллы кварца, полевых шпатов, выделившиеся из магмы, и вмещающие породы, а расплав обогащается обломочным материалом. Застывание такой бетонообразной массы на уровне становления интрузивов и приводит к образованию во фронтальной части последних своеобразных туфовидных пород с мелкообломочным или порфировым цементом. В «туфовидных порфирах» часто возникают «свои» магматогенные брекчии контактовых зон.

Ликвационные брекчии. Ликвационная дифференциация магмы происходит в специфических термодинамических условиях и являет-

Генетическая систематика магматогенных брекчий рудного Алтая

Генетический тип брекчий	Разновидность	Магматические породы, с которыми связаны брекчии	Характерные признаки брекчий				Примеры
			Форма тел и особенности размещения брекчий	Обломки	Цемент	Степень перемещения обломков	
Интузивный	Брекчии контактовых зон интузивов	Порфиры, габброиды, гранитоиды	«Чехлы» и неправильные тела в зоне контактов, особенно в апикальных частях интузивов	Вмешающие породы, породы эндоконтактов и ранних фаз интузивов	Магматический	Неперемещенные или частично перемещенные	Крюковский, Горшковский, Сержихинский и другие массивы
	Брекчии фронтальных зон интузивов	Порфиры, реже— гранитоиды	Неправильные тела во фронтальных частях интузивов	Материнские и вмещающие породы, кристаллы	Магматический, реже— обломочный	Перемещенные	Порфировые тела в Бухтарминском районе и Новозолотушинском месторождении
Ликвационный	Брекчии расслоенных интузивов	Порфиры и жильные интузии гранитоидов	Блоковые дайки; неправильные участки и линзы в порфировых интузивах	Магматические (материнские)	Магматический	Неперемещенные и частично перемещенные	Дайки Бузанихинского массива; порфирь Зыряновского месторождения и в районе р. Хамир
	Эксплозивные брекчии	Порфиры, дайки гранитоидов	Дайки и штоки в структурах, сопряженных с магматическими телами	Разнообразные	Обломочный (туфовидный) и магматический	Перемещенные	Бузанихинский и Красношемонаинский массивы, Верхубинское и другие месторождения
Эксплозивно- гидротермальные брекчии	Эксплозивно- гидротермальные брекчии	Порфиры и жильные интузии	То же	Разнообразные, в том числе гидротермальные и рудные	Обломочный гидротермально-измененный, гидротермальный	*	Новозолотушинское, Лениногорское и другие месторождения
	Рудные брекчии	Руды, неразрывно связанные с эксплозивно-гидротермальными брекчиями	Неправильные и жилообразные тела в эксплозивно-гидротермальных брекчиях	Гидротермально-измененные породы и руды (преобладают)	Рудный	Перемещенные и неперемещенные	То же
Метасоматический		Порфиры и другие породы	Неправильные участки в интузивных породах	Интузивные породы	Гидротермально-измененные интузивные породы	Неперемещенные	г. Чеснокова

ся внутренней реакцией системы на меняющиеся внешние условия среды. Брекчии ликвационного типа тесно связаны на Алтае с порфировыми интрузиями (Иншин, Иншина, 1964) и с жильными породами гранитоидов (Кузебный, 1966). Характерные признаки их таковы:

- 1) жильная, штоковидная или силлово-лакколитовая формы тел и сложное блоковое и линзово-полосчатое строение их;
- 2) четкие интрузивные контакты пород;
- 3) дробление и интенсивное оплавление вкрапленников и гломеропорфировых сростков кварца и пластиоклаза;
- 4) слабая степень раскристаллизации основной массы пород (фельзитовая, сферолитовая, кристаллитовая);
- 5) наличие в породах каплевидных сферолитов и обособлений стекла со следами течения расслоенного расплава;
- 6) заметная обогащенность пород акцессорными и рудными минералами;
- 7) тесная связь с другими типами магматогенных брекчий.

Эксплозивные брекчии. Возможность проявления эксплозий при внедрении магмы в земную кору показана экспериментальными исследованиями Н. И. Хитарова (1959). Установлено, что в обстановке высоких температур и давления пары воды обладают большой потенциальной энергией. Резкое падение внешнего давления на малых глубинах может привести к взрыву магматической системы. Необходимым условием для взрыва является присутствие в магме летучих компонентов и, в первую очередь, не менее 2—3% воды (Борсук, 1964; Грейтон, 1949; Мархинин, 1958). Иначе говоря, быстрое изменение физико-химических и термодинамических условий магматической системы в приповерхностных и гипабиссальных фациях вызывает дестилляцию расплава, сопровождающуюся бурным вскипанием магмы. Летучие компоненты устремляются по разломам в верхние горизонты, увлекая за собой расплав и массу обломочного материала,— так рождаются эксплозивные брекчии. Как говорилось выше, они разделяются на эксплозивные и эксплозивно-гидротермальные. Собственно эксплозивные брекчии ассоциируются на Алтае с жильными породами гранитоидов, но иногда образуются и при становлении порфировых интрузий. Тела этих пород представлены дайками, штоками и комбинированными залежами, обычно локализованными в тектонических структурах, сопряженных с материнскими интрузиями.

Характерные признаки эксплозивных брекчий

- 1) пространственная связь с разломами, порфировыми интрузиями и жильными отщеплениями гранитоидов, которые сопровождаются брекчиями интрузивного и ликвационного типов;
- 2) отчетливые интрузивные контакты тел и размещение последних в разновозрастных комплексах пород;
- 3) слепые залежи, апофизы, уменьшение объема брекчий с глубиной;
- 4) сложный состав обломочного материала и развитие в нем интрузивных и вмещающих пород (часто ороговикованных), залегающих в верхних горизонтах и на значительных глубинах (до 1 км) от места становления брекчий;

- 5) различная форма (от угловатой до округлой) и размеры (от 1—2 мм до 1,5—2 м) обломков;
- 6) проявление зонок закаливания (ороговикования) в обломках осадочных пород на границе с цементом;
- 7) сложный состав и разнообразие структурно-текстурных особенностей туфовидного цемента;
- 8) автометаморфизм брекчийских пород;
- 9) эксплозивные брекчии заметно обогащены акцессорными, гидротермальными и рудными минералами.

Эксплозивно-гидротермальные брекчии известны преимущественно на колчеданно-полиметаллических месторождениях. По своим особенностям они во многом аналогичны эксплозивным. Непосредственная связь их с магматическими породами устанавливается не всегда. Брекчии этого типа слагают дайки, штоки и залежи других форм. Обломки представлены разнообразными вмещающими породами, в том числе гидротермальными образованиями и рудами (рудные брекчии). Цементом служит мелкообломочный туфовидный материал, обычно интенсивно гидротермально-измененный. Такой процесс нередко сопровождается обильной рудной минерализацией и формированием рудных залежей. Все это указывает на обогащенность магматической системы водой и рудными компонентами. Генетические особенности описываемых брекчий охарактеризованы многими исследователями (Бринер, 1964; Иванкин, 1962, 1965; Ловеринг, 1951; Тащинина, 1955; и др.) и поэтому здесь не рассматриваются.

Метасоматические брекчии. Брекчии этого типа известны под наименованием «автобрекчий» и «псевдобрекчий». Они формируются путем метасоматического замещения горных пород вторичными минералами, развивающимися в них по трещинам и ослабленным зонам. В подобном случае роль «обломков» играют магматические породы, а роль «цемента» — те же породы, но заметно или интенсивно измененные при авто- или гидротермальном метаморфизме. Аналогичный тип метасоматических брекчий описан Г. Л. Поспеловым (1963).

Имеющийся фактический материал показывает, что с различными магматическими породами (габброиды, граниты, порфиры) на Рудном Алтае ассоциируются разные генетические типы брекчий. С габброидными и гранитоидными интрузиями связаны магматогенные брекчии контактовых и апикальных зон. В других районах Союза породы основного состава сопровождаются эксплозивными (кимберлиты) и другими брекчиями (Хильтов, 1960). Многообразие типов магматогенных брекчий характерно для жильных серий гранитоидов и порфировых интрузий.

Формирование брекчий жильных пород гранитоидов предопределено развитием остаточных магм, обогащенных летучими компонентами. Процессы эти протекают довольно сложно. Изучение сложных даек, ликвационных и эксплазивных брекчий Бузанихинского массива показало, что они тесно взаимосвязаны во времени образования, но формируются на разных гипсометрических уровнях. Так, в самом гранитном теле наряду с обычными дайками отмечаются сложные зональные жильные тела. На этом же уровне проявляются и брекчии ликвационного типа, слагающие блоковые дайки. Гипсометрически выше во вмещающих породах экзоконтактовой зоны интрузива развиты эксплазивные брекчии. Такая зональность связана с эволюцией жильной магмы, обогащенной летучими компонентами. Резкое изменение термодинамического режима магматической системы, обуслов-.

ленное трещинообразованием в остывающей апикальной части и кровле малоглубинного интрузива, приводит к расслоению единой магмы на две несмешивающиеся жидкости кислого и основного состава и обособлению их с образованием глыбовых и сложных симметричных даек. Процесс, судя по имеющимся данным (слабая раскристаллизация пород, наличие стекла, интенсивное оплавление вкраепленников и т. д.), протекал очень быстро и сопровождался взрывами, в головной части колонны жильных и штокообразных тел возникали эксплозивные брекчии. Переход от обычных и сложных даек через блоковые дайки к эксплазивным брекчиям прослеживается по восстанию магматической колонны на расстоянии 100—200 м. Общее соотношение различных типов магматогенных брекчий, образующихся при становлении гранитоидов и сопровождающих их жильных интрузий, иллюстрирует рисунок 3 а.

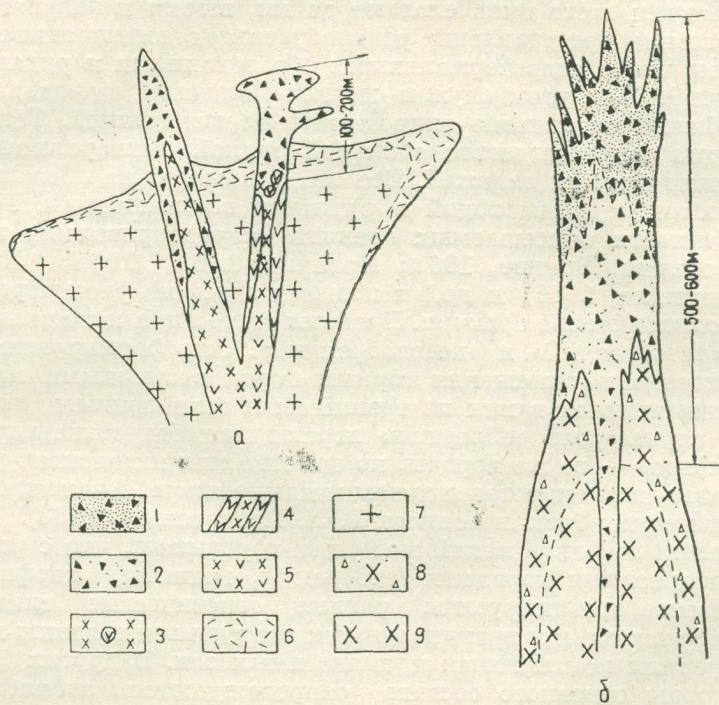


Рис. 3. Схемы, отражающие взаимосвязи различных типов магматогенных брекчий при становлении гранитоидов (а) и порфировых интрузий (б): 1—эксплозивно-гидротермальные брекчии; 2—эксплазивные брекчии; 3—ликвационные брекчии блоковых даек в гранитоидах; 4—сложные симметричные дайки в гранитоидах; 5—область нерасслоенной части жильных тел гранитоидов; 6—брекчии краевых (контактовых) зон гранитоидов; 7—гранитоиды; 8—брекчии краевых зон порфировых интрузий; 9—порфиры.

С порфировыми интрузиями также связаны разнообразные типы брекчий. При становлении порфировой магмы в условиях умеренных глубин (1,5—2 км) формируются интрузивы своеобразных туfovидных пород. Процессы, протекающие в малоглубинных условиях (до 1 км), сопровождаются формированием интрузивных, ликвационных и эксплазивных брекчий. Здесь процесс брекчиеобразования как бы спрессован в пространстве, поэтому все типы брекчииевых пород проявляются вблизи материнских интрузивов. Наглядный пример взаимосвязи разных брекчий — Новозолотушинское месторождение, где в

контакте порфирового тела с вмещающими породами формируются брекчики контактовых зон, которые в головной части интрузива сменяются эксплозивными, а затем эксплозивно-гидротермальными. В этом случае мы наблюдаем отчетливую зональную магматическую колонну брекчиеобразования, в которой переход от порфира к эксплозивным брекчиям по восстанию порфирового тела реализуется в интервале 500—600 м (рис. 3 б).

Значение тех или иных типов магматогенных брекчий как поискового признака на сульфидные месторождения неравнозначно. Наибольший интерес представляют эксплозивные и особенно эксплозивно-гидротермальные брекчики. Применительно к Рудному Алтаю такие брекчики указывают на возможность обнаружения колчеданно-полиметаллических месторождений. Эксплозивные брекчики жильных интрузий гранитоидов обычно ассоциируют со скарново-сульфидными месторождениями. Метасоматический тип брекчииевых пород в Рудном Алтае изучен слабо. Поисковое значение их не оценено. Известно, однако, что в других рудных районах с метасоматическими брекчиями тесно связаны в пространстве медные и железорудные месторождения (Поспелов, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

- Авров Д. П., Барапова Г. И. Вулканогенные брекчики хребта Сары-Тау (Южный Алтай). «Бюлл. научно-технич. информ. Мин. геологии и охраны недр», 1957, № 7. [Москва].
- Афанасьев Г. Д., Масуренков Ю. П. О кайнозойском магматизме Центрального Кавказа. ДАН СССР, 1955, т. 105, № 3.
- Богданова Ю. Г. Брекчииевые образования района Шемонаихинского месторождения на Рудном Алтае. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 23. Л., 1959.
- Борсук А. М., Масуренков Ю. П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1964, № 4.
- Бриннер Л. Брекчииевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями. В кн.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 2. М., «Мир», 1964.
- Булах А. Г. Валунные дайки Турьего мыса (Кольский п-ов). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7. Л., 1959.
- Ведеников П. Г. О дайках-брекчиях Верхубинского месторождения. Информ. сб. геолого-разведочной службы Рудного Алтая. Усть-Каменогорск, 1961.
- Гарецкий Р. Г. Кластические дайки. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 3.
- Грейтон Л. К. Предложения о вулканическом тепле. М., ИЛ, 1949.
- Елисеев Н. А. Об алтайской кварцево-кератофировой автобрекчии. Труды Ленинградского об-ва ест., т. I, 1935.
- Иванкин П. Ф., Инишин П. В., Кузебный В. С., Ведеников П. Г. О «дабатолитовых» порфировых интрузиях Рудного Алтая и их рудоносности. «ДАН СССР», 1960, т. 130, № 2.
- Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. «ДАН СССР», 1962, т. 142, № 2.
- Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений. «Геология и геофизика», 1965, № 10.
- Инишин П. В. Геология Заводинского рудного поля. В кн.: «Вопросы геологии и металлогении Рудного Алтая». Труды АГМНИИ, т. 8. Алма-Ата, 1960.
- Инишин П. В., Инишина В. М. Полосчатые и брекчииевые текстуры зыряновских порфиров на Алтае как петрографические критерии ликвации магмы. В кн.: «Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов». Алма-Ата, 1964.
- Ициксон Г. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 27. Л., 1959.
- Кузебный В. С., Марьин А. М. Габброидные интрузии Рудного Алтая и особенности их формирования (на примере северо-западной части Рудного Алтая). В сб.: «Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации». М., Изд-во АН СССР, 1965.

- Кузебный В. С. О расслоении магмы при формировании жильных пород Бузанихинского массива гранитоидов на Алтае. «Вестник АН КазССР», 1966, № 10.
- Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаком на руды (в округе Восточный Тинтик, Юта). М., ИЛ, 1951.
- Мархинин Е. К. О количестве ювелирной воды, участвующей в вулканических взрывах. «ДАН СССР», 1958, т. 119, № 3.
- Мерлич Б. В. Эксплозивные брекчевые дайки в Закарпатье. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 3.
- Невский В. А. Трубчатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.
- Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. В сб.: «Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ташинина М. В., Чепрасов Б. Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1955, вып. 21.
- Фогельман Н. А. Эксплозивно-инъекционные золотоносные брекчии Ильинского месторождения в Забайкалье. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд-геол.», 1964, т. 39, вып. 2.
- Хильтов Ю. Н. Некоторые вопросы механизма формирования кимберлитовых тел Якутии. В сб.: «Петрограф. провинции, изверж. и метамор. горные породы». Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. «Геохимия», 1959, № 5.
- Чернов В. И. О девонских гранитоидах на Рудном Алтае. «ДАН СССР», 1956, т. 106, № 3.
- Шнайдер М. С., Астафьев М. П. Магматогенные брекчии Новозолотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. «Сов. геология», 1965, № 11.
- Яковлева Е. Б. Автомагматические брекчии Казахстана. «Сов. геология», 1963, № 8.
- Day T. C. Pseudo-breccias from Dirleton Craigs, the Sarleton Hills and Blackford Hill. Trans. of the Edinb. Geol. Soc., Vol. XII, p. IV, 1932.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 552.323.1(584.4)

Э. А. ЦВИНЕВ

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПОРФИРОВОЙ ЗАЛЕЖИ ЗЫРЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На площади Зыряновского месторождения порфировые породы слагают две залежи, вытянутые в широтном направлении,— Северную и Южную. Изучением их занимались А. К. Каупов и др. (1957), П. И. Еремеев (1963), П. В. Иншин и др. (1964). Они установили интрузивную природу и ряд специфических особенностей этих залежей, обусловленных характером становления интрузий (происхождение катаkläстических структур, процессы калишпатизации, альбитизации и т. д.). Располагаются залежи в основном среди алевролитовых толщ маслянской свиты среднего девона, в настоящее время они довольно хорошо изучены. Центральная же порфировая залежь Зыряновского месторождения, выявленная в последние годы, размещается среди эйфельских отложений ревнушинской свиты и пока исследована мало. Тем не менее уже установленные факты позволяют сделать некоторые выводы.

Порфировые породы Центральной порфировой залежи представлены фельзитами, ортофирами и их обломочными разностями, которые образуют отдельные плитообразные тела сложной конфигурации, тесно взаимно переплетаются и погружаются в запад-северо-западном направлении. В целом Центральная залежь (в блоке, ограниченном поверхностями 5 и 8 горизонтов по вертикали, линиями 3 на западе и 10 на востоке разрезов по горизонтали) представлена неправильным (амебовидной формы) телом, разделяющимся на ряд отдельных «языков», выклинивающихся в пределах того или иного горизонта. Так, в верхней (5 гор.) части (рис. 1) отмечаются единичные выходы порфировых пород общей площадью 12 500 м², а в нижней (8 гор., рис. 2) все «языкоподобные» тела объединяются в одно общее обширное тело общей площадью в 61 400 м², которое и определяет основные морфологические особенности залежи.

Объем порфировых пород составляет 1 : 8 всего объема блока (длина его 650 м, средняя ширина 430 м, высота 180 м) и изменяется по отдельным горизонтам следующим образом (м³): в 5 гор.—562 500, 6 гор.—11 205 000, 7 гор.—1 926 000, 8 гор.—2 763 000. По каждому горизонту соотношения площади таковы (м²): в 5 гор. общая площадь 262 400, а площадь, занятая порфировыми телами,—12 500, или 4,8%; в 6 гор.—соответственно 267 800 и 24 900, или 9,3%; 7 гор.—292 400 и 42 800, или 14,6%; 8 гор.—297 700 и 61 400, или 20,6%. Эти данные позволяют сделать следующие предварительные выводы.

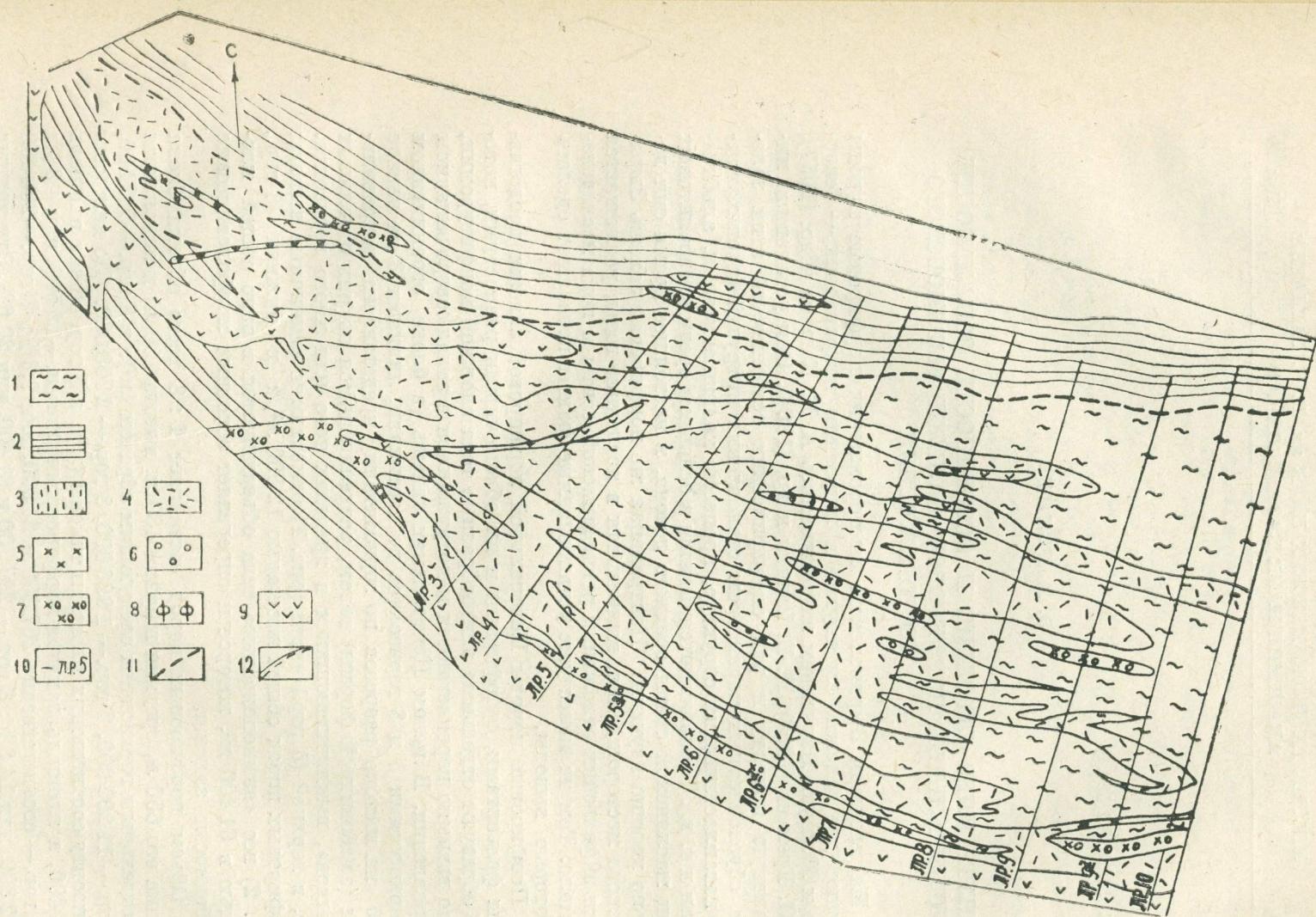


Рис. 1. Геологический план пятого горизонта маслянской части Зыряновского месторождения: 1 — алевролиты, песчаники и сланцы ревнюшинской свиты; 2 — алевролиты маслянской свиты; 3 — известняки маслянской свиты; 4 — кварцевые порфиры; 5 — полевошпатовые порфиры; 6 — кварц-полевошпатовые порфиры; 7 — нерасчлененные порфиры; 8 — порфириты; 9 — кварциты; 10 — линии разрезов; 11 — Южный и Северный дизъюнктивы; 12 — геологические границы.

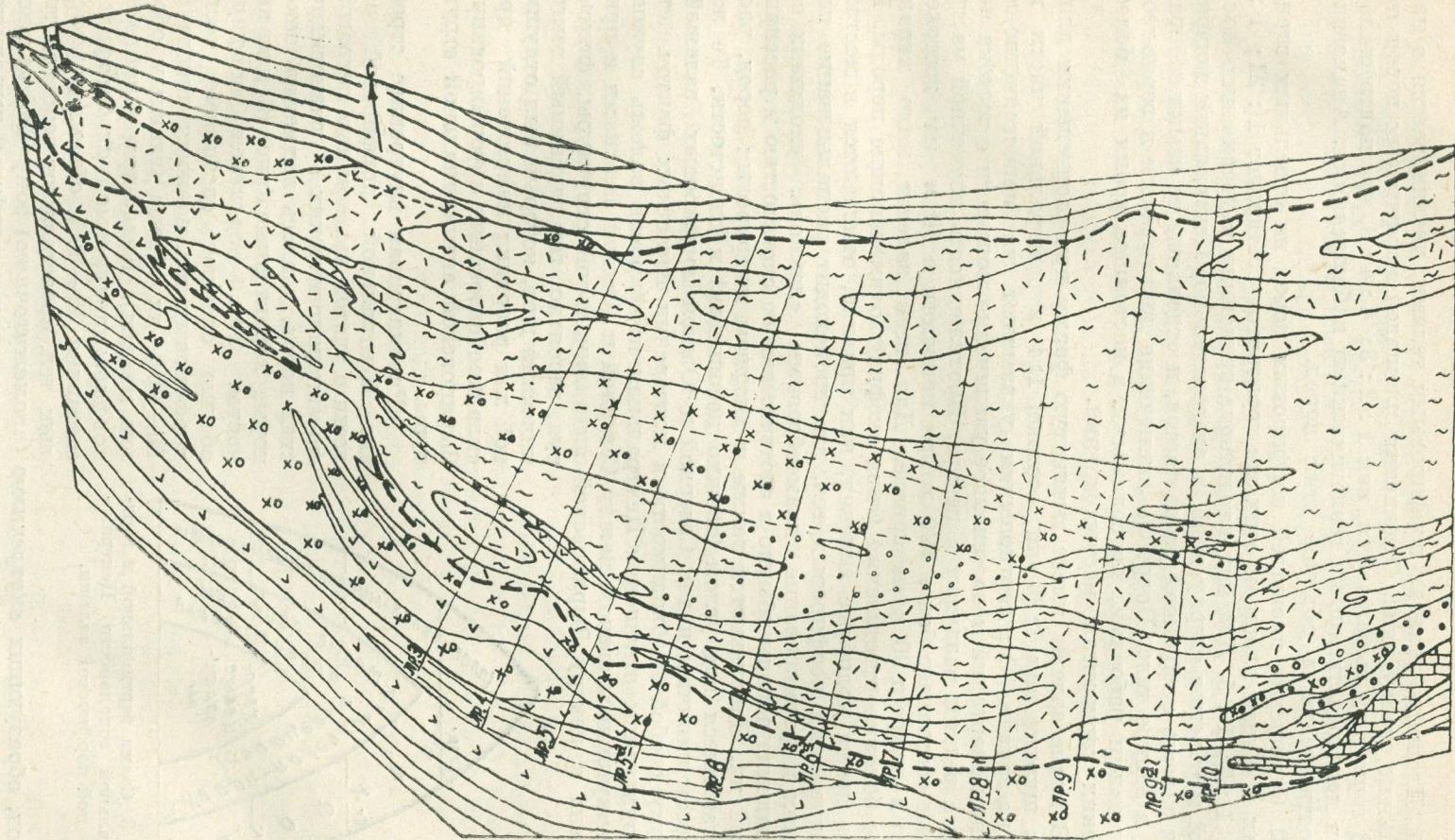


Рис. 2. Геологический план восьмого горизонта маслянской части Зыряновского месторождения. Условные обозначения те же, что на рисунке 1.

1. Площадь, занятая порфировыми телами, увеличивается в направлении сверху вниз. Отношения площадей порфировых пород от 5 к 8 горизонту выражаются, как 1 : 2 : 3; 4 : 4 : 9, что подтверждается и непосредственными геологическими наблюдениями. Аналогично соотношение и объемов этих пород.

2. Отношение площадей порфировых пород на отдельных горизонтах к общей площади этих же горизонтов составляет 1 : 21; 1 : 11; 1 : 7; 1 : 5. Для них характерна тенденция к увеличению площадей и объемов сверху вниз, а следовательно, Центральная порфировая залежь с глубиной разрастается, и отдельные ее языки собираются в единое тело. Подобное заключение доказывается и горно-геологическими работами, проводимыми в настоящее время на более глубоких горизонтах месторождения.

В плане залежь имеет вытянутую форму при соотношении длины к ширине как 1:23 на востоке, 1:4 в центральной части и 1 : 7 на западе. Эти соотношения указывают на непостоянство ее внешних очертаний и постепенное увеличение мощности с востока на запад с резким раздувом в центре. Протяженность изученной части залежи составляет более 700 м при мощности в 30 м на востоке, 160 м в центре и 90 м на западе. Для всей залежи мало характерны боковые ответвления (типа апофиз) во вмещающие породы. В то же время подобные явления, как правило, отмечаются в местах выклинивания порфировых тел, где происходит распальцевание последних и формирование пламеобразных «языков», уходящих во вмещающие породы обычно в соответствии со слоистостью и рассланцовкой их. Наблюдаются также и апофизы порфировых пород, располагающиеся под углом (обычно небольшим) к слоистости. Те же процессы типичны и для Северной и Южной порфировых залежей, поэтому особой необходимости в повторении известных фактов нет. В структурном отношении Центральная порфировая залежь служит промежуточным звеном между Северной и Южной залежами и приурочена к центру Зыряновской антиклинальной структуры, фиксируя, вероятно, тот глубинный тектонический шов, который был отдушиной для разрядки напряжений при складкообразовании и формировании Зыряновской антиклинальной структуры.

Рассматривая внутреннее строение Центральной порфировой залежи с учетом выделенных петрографо-минералогических разновидностей пород, удалось подметить некоторые характерные (рис. 3) для нее черты. Так, кварцевые порфиры обычно слагают срединные части порфировых тел, занимая иногда до 80—90% их объема (главным образом мелких). Кварц-полевошпатовые порфиры (кварцевые альбитопорфиры), составляя 30—40% объема порфировых тел, представляют основной тип

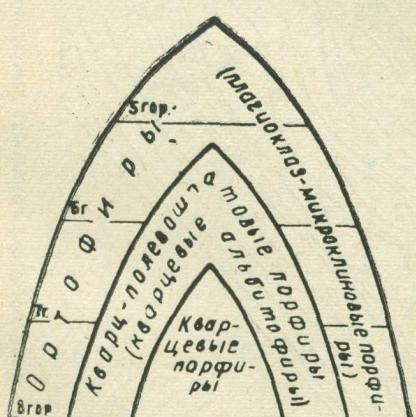


Рис. 3. Схема вертикальной и горизонтальной зональности Центральной порфировой залежи.

пород, образующих внутреннюю зону Центральной порфировой залежи. Ортофирды (плагиоклаз-микроклиновые порфиры) выполняют периферические части тел порфиров, составляя до 40—60% их объ-

ема. Аналогична картина внутреннего строения залежи и в вертикальном направлении. Таким образом, в пределах отдельного тела и всей залежи в целом от его центра к периферии (к висячему и лежачему бокам) четко устанавливается закономерная смена кварцевых порфиров кварцевыми альбитофирами, альбитофирами и, наконец, ортографирами.

Выявленная схема зональности напоминает по своему строению зональность порфировых пород, установленную для Рудного Алтая П. Ф. Иванкиным и др. (1961). В то же время колонна Центральной порфировой залежи Зыряновского месторождения имеет и свои специфические черты. Так, изучение вещественного состава пород этой залежи показало, что фельзитовые разности порфиров для нее характерны в гораздо меньшей степени, чем для Северной и Южной залежей, что доказывает более глубинный тип ее становления.

В породах основной массы залежи нет дифференциации по крупности зерен основной массы, которая на всем интервале глубин сохраняется примерно на одном уровне, редко доходя до 0,1—0,2 мм. Это положение свидетельствует о том, что магматический расплав кристаллизовался в неглубоких горизонтах. В связи с этим пришлось обратить особое внимание на распределение порфировых вкрапленников в породах Центральной залежи. Выяснилось, что в периферических частях отдельных тел и залежи в целом, сложенных плагиоклаз-микроклиновыми разностями порфиров, намечается четкая дифференциация размеров зерен. Так, в непосредственной близости (0,5—3,0 и реже 10—15 м) от эндоконтактов тел порфировые выделения очень часто отсутствуют и составляют 1—2% общего объема породы. Размеры их округлых зерен в этом случае не превышают 0,2—0,3 мм. По мере приближения к центральным частям тел количество и величины фенокристов довольно быстро и значительно возрастают, достигая соответственно 10—15, иногда — 20—30% и 0,5—1,0 мм. Форма фенокристов также изменяется: появляются много неправильных и угловатых зерен.

Наиболее крупные зерна характерны для средних (центральных) частей порфировых тел, сложенных кварцевыми порфирами. Здесь части неправильной формы вкрапленники до 2—3 и реже — до 5 мм. Количество порфировых выделений обычно достигает 25—35%, причем примерно 10—15% из них имеют гораздо меньшие размеры, а следовательно, существуют две генерации.

Для внутренних частей пород, сложенных кварцевыми альбитопорфирами, типичны промежуточные (между двумя крайними типами) размеры и качества порфировых выделений. Число больших и мелких зерен примерно одинаково, но тем не менее ясно намечаются скопления более круглых вкрапленников (как правило, кварца) по направлению к центру тел, сложенных кварцевыми порфирами.

Результаты наших наблюдений согласуются с экспериментальными исследованиями Ф. Ш. Раджабова и др. (1965), проводивших моделирование формирования порфировых и порфировидных структур. Конечно, опытная модель не вполне соответствует естественным процессам. Например, в закристаллизовавшихся природных расплавах не отмечается постепенного изменения количества и размеров вкрапленников (распределение последних в центральных зонах не хаотическое, а более упорядоченное), отсутствуют флюидальные и трахитоидные текстуры и т. д. Тем не менее моделирование процесса формирования порфировых структур довольно близко к природным явлениям и может с успехом объяснить механизм их образования, а также, ве-

роятно, и происхождение тех или иных текстур (в частности, флюидальных, имеющих важное генетическое значение).

Внутреннее строение Центральной порфировой залежи и порфировых пород Северной и Южной залежей в определенной мере аналогично. А. К. Каюповым и В. А. Ким (1957, стр. 274) установлено, что в структурном отношении они образуют единое тело и различия в их составе обусловлены лишь неодинаковой степенью метаморфических преобразований. По всей вероятности, Центральная порфировая залежь является промежуточным звеном между Северной и Южной, а несколько более глубокий уровень выклинивания придает ей некоторые специфические черты. Особенности зональности и распределения порфировых вкрапленников позволяют полнее представить природу формирования порфировых тел, их внутреннего строения, а также дополнить существующие представления о пределах глубинности кристаллизации магматического расплава.

ЛИТЕРАТУРА

Иванкин П. Ф., Ишин П. В., Кузебый В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. В сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеотехиздат, 1957.

Раджабов Ф. Ш., Мирходжаев И. М., Ибадулла С. И. Механизм образования порфировых интрузий и даек и дифференциация состава в них. Первое среднеазиатское регион. петрограф. совещ. Тезисы докл. Ташкент, «Наука», 1965.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 552.113(584.4)

В. С. АКСЕНОВ, М. Х. ХАЛИЛОВ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОРЛОВСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

Структурно-тектоническое положение

Орловский интрузивный массив расположен в четырех километрах к юго-западу от Зыряновского полиметаллического месторождения. Он является небольшим выступом непрерывной, меридионально простирающейся цепи тел герцинских гранитоидов. Эти массивы, известные в литературе под названиями (с юга на север) Черемшанский, Бедаревский, Орловский, Мягко-Толстушинский, Крестовский, Баяновский, Чушкинский, Сивозерский, Тургусунский, Щебнюшинский, «залечивают» Орловский глубинный разлом (впервые выделен А. К. Каюповым, 1957), который служит границей двух структурно-фаунистических подзон и рудных районов — Зыряновского и Бухтарминского. Здесь известны все возрастные и петрографические разновидности пород, которые объединены Н. А. Елисеевым (1938) в змеиногорский интрузивный комплекс. В последние два десятилетия площади развития гранитоидов в Зыряновском районе закартированы и на отдельных участках проведены тематические исследования по расчленению магматических образований на возрастные группы, а также для выяснения соотношения kontaktового метаморфизма и сульфидного оруденения. Одним из наиболее интересных и сложных объектов оказался Орловский интрузив, изученный авторами в течение 1962—1963 гг.

Площадь Орловского массива составляет более 100 км². На юге его продолжением являются габброиды Бедаревского штокса, на севере — Крестовский и Мягко-Толстушинский массивы. На западе граниты прорывают вулканогенные и осадочные отложения нижнего карбона. Падение контакта здесь, судя по небольшой ширине ореола ороговикования (до 500 м) и замерам с поверхности, западное, крутое. На востоке граниты срезают западное крыло Ревнюшинского антиклиниория, сложенное осадочными и вулканогенными породами девона и нижнего карбона, и образуют в них ряд небольших апофиз (Тигинский участок). По данным гравиметрии, проведенной в 1963 г. на небольшой площади ороговиковых пород, в 3 км от восточного контакта, на глубине более 2 км, намечается горизонт раздела двух плотностей, который по мере приближения к гранитам выполаживается. Эти данные и широкий ореол kontaktово-измененных вмещающих пород (до 8 км) свидетельствуют о пологом погружении плоскости контакта гранитоидов под структуры западного крыла Ревнюшинского антиклиниория, что подтверждает выводы многих предыдущих исследователей. Более исчерпывающих данных о форме массива на больших глубинах в настоящее время нет. Поэтому, учи-

тывая реальную геолого-тектоническую обстановку района, можно предполагать, что Орловский массив — это часть сложного меридионально вытянутого интрузива, корневая область которого уходит в Орловский глубинный разлом. В поперечном сечении он представляет собой плоский асимметричный лакколит, восточная часть которого на глубине 5—6 км подстилает Зыряновское рудное поле.

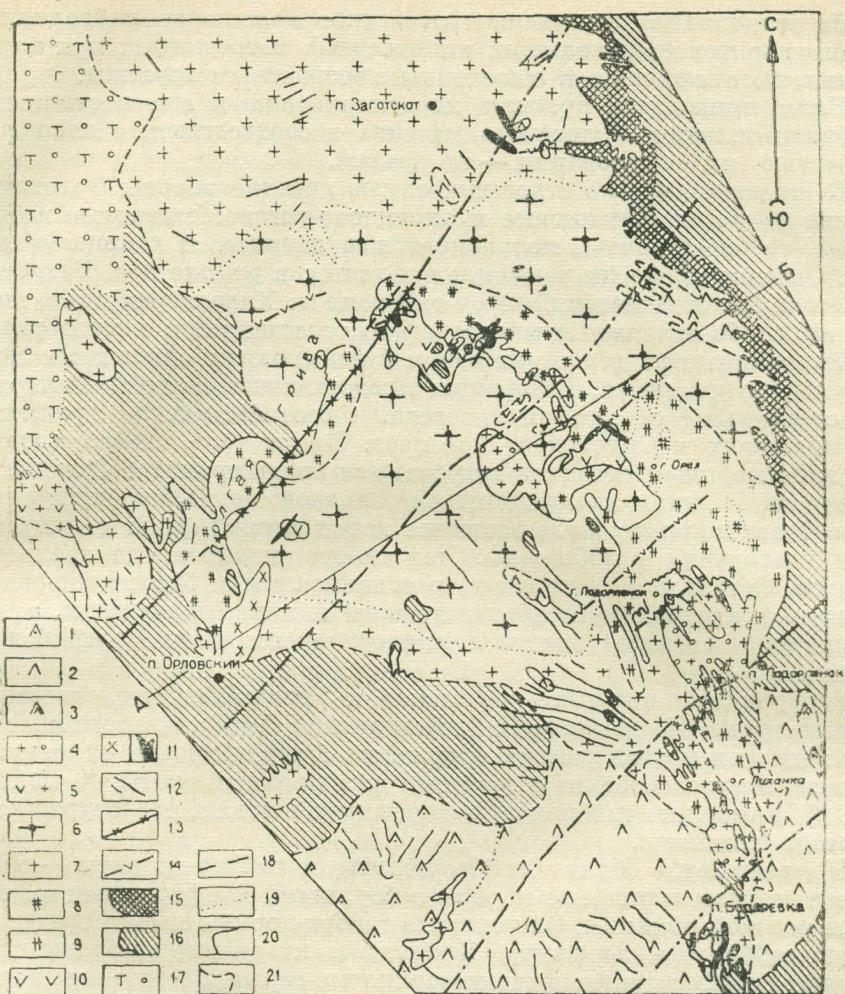
Особенности строения массива

Орловский массив имеет очень сложное внутреннее строение и представлен породами, разнообразными по составу, — от габбро-норитов до нормальных лейкократовых биотитовых гранитов и сиенитов. Преимущественно распространены кислые гранитоиды: на их долю приходится более 65 % площади современного эрозионного среза массива. Остальную часть ее занимают диориты и габброиды (рис. 1). Наибольшая пестрота в составе пород установлена в юго-восточной, центральной и западной частях интрузива. Участки сложного строения образуют в плане прямоугольную структуру сближенных трещин и вытянутых гранитоидных тел, пересекающихся в северо-западном и северо-восточном направлениях. За пределами ее развиты более однообразные по составу граниты. Такой характер ориентировки трещин и интрузивов предопределился длительной активизацией дизъюнктивов, которые зафиксированы морфологическими и прототектоническими элементами внедрявшихся интрузий.

О сложном строении и полихронном образовании Орловского массива упоминали многие исследователи. Так, А. И. Семенов (1951), а затем Г. П. Клейман и В. А. Комар (1959) при геологическом картировании магматических образований Зыряновского района выделили в пределах массива два интрузивных комплекса — змеиногорский (габбро-диориты) и калбинский (биотитовые и аляскитовидные граниты и граносиениты). К. Г. Богданова (1963), описывая интрузивные породы Юго-Западного Алтая, выделяет здесь четыре комплекса: нижнетурнейский (огнейсовые биотитовые граниты и плагиограниты); намюрский, или змеиногорский (габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты и адамеллиты); верхне-карбоновый, или калбинский (алекситовидные граниты и граносиениты); нижнепермский (диориты, кварцевые диориты и дайки порфировых пород).

Данные наших наблюдений над пространственным размещением и возрастными взаимоотношениями гранитоидов внутри массива, изучение характера контактовых воздействий их друг на друга, а также исследование акцессорных минералов позволили нам выделить шесть возрастных групп пород, отвечающих по времени внедрения отдельным интрузивным fazam (в понимании Г. Д. Афанасьева, 1955). В их составе участвуют следующие петрографические разновидности (по группам):

- 1) роговообманковые габбро-нориты, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты;
- 2) биотитовые мелкозернистые порфировидные граниты, переходящие иногда в адамеллиты и плагиограниты;
- 3) биотитовые, иногда — роговообманково-биотитовые среднезернистые и средне-крупнозернистые порфировидные граниты;
- 4) сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и роговообманковые граниты;
- 5) среднезернистые кварцевые диориты;
- 6) биотитовые мелкозернистые граниты и плагиограниты.



Разрез по АБ

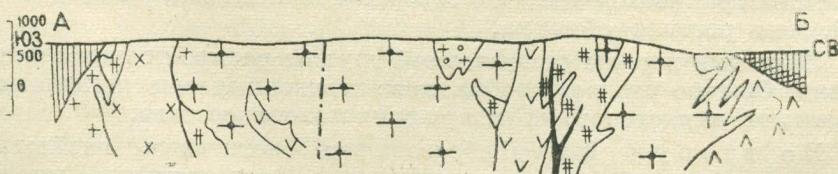


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез Орловского массива: 1—оливиновые габбро-нориты; 2—роговообманковые габбро-нориты, габбро-диориты и диориты; 3—лабрадориты; 4—биотитовые мелкозернистые порфировидные гнейсовидные граниты и подчиненные им адамеллиты и плагиограниты; 5—мелкозернистые гранодиориты и подчиненные им тоналиты; 6—биотитовые средне-крупнозернистые граниты; 7—биотитовые и роговообманково-биотитовые среднезернистые граниты и подчиненные им адамеллиты; 8—роговообманковые сиениты и кварцевые сиениты; 9—роговообманковые граниты и граносиениты; 10—диориты и кварцевые диориты; 11—биотитовые мелкозернистые граниты и подчиненные им плагиограниты; 12—дайки аплитов, гранит-аплитов и пегматит-аплитов; 13—дайка гранодиорит-порфира; 14—дайки диоритовых и диабазовых порфиритов; 15—инъекционные гнейсы; 16—роговики и кристаллические сланцы по осадочным породам девона и нижнего карбона; 17—ороговикованные туфы и туфолавы нижнего карбона; 18—дизъюнктивные нарушения (зоны высокой степени трещиноватости); 19—границы фациальных переходов; 20—прослеженные границы; 21—интерпретированные границы.

Не установлено достоверно возрастное положение лабрадоритов и гранодиоритов (переходящих в тоналиты), встреченных при картировании, по отношению к выделенным возрастным группам.

Ниже приводятся краткая характеристика и взаимоотношения интрузивных пород Орловского массива в соответствии с последовательностью их образования — по фазам.

К первой фазе относятся самые древние породы Орловского массива — роговообманковые и оливиново-роговообманковые габбронориты, габбро-диориты, меланократовые диориты и кварцевые диориты. Основное поле их развития находится в районе пос. Бедаревка и известно как Бедаревский шток габброидов. Характерен здесь пониженный, слабо всхолмленный рельеф со сложенными плитообразными обнажениями на вершинах сопок и небольшими скальными выходами по бортам речек. Габброиды представлены сложным интрузивом, срезанным с юга и севера, соответственно, гранитами Черемшанского и Орловского массивов. Кроме того, габбро и диориты в виде крупных останцев встречаются среди гранитов Орловского массива на большом удалении от их основного тела. Это свидетельствует о более широком поле развития пород первой фазы и существовании нескольких разобщенных тел габбро-диоритов до внедрения гранитов. Останцы, как правило, рассланцованны и биотитизированы, иногда — окварцованны, альбитизированы и эпидотизированы, а контактирующие с ними граниты эпидотизированы или амфиболизированы.

Габброидные интрузии рассекают и метаморфизуют отложения нижнего турне. По данным К. Г. Богдановой (1963), аналогичные породы в других местах района прорывают фаунистически охарактеризованные верхневизейские отложения джалтырской свиты. А. К. Каюпов (1957) выделяет габброиды Бедаревского штока в посттурнейский саурский комплекс.

По внешнему облику габбро-нориты и габбро-диориты — серые пятнистые мелкозернистые породы с крупными порфировыми выделениями роговой обманки. Оливиновые габбро-нориты имеют среднезернистую габбровую структуру. Диориты и кварцевые диориты представляют собой массивные среднезернистые серые и темно-серые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, которая отличается от типичной гранитовой тем, что содержит плагиоклаз, более идиоморфный, чем роговая обманка.

Жильные породы описываемой группы распространены незначительно. Обычно это роговообманково-полевошпатовые пегматоиды и прожилки эпидотового и кварц-эпидотового состава.

Во вторую fazu образовались биотитовые гнейсовидные мелкозернистые порфировидные граниты, переходящие иногда в адамеллиты и плагиограниты. Относительное возрастное положение гранитов установлено на основании находок в них многочисленных ксенолитов меланократовых диоритов первой фазы в районе южного склона горы Лиханка (рис. 2 а) и восточнее горы Подорленок. Таким образом, данные К. Г. Богдановой (1963) о более древнем образовании гнейсовидных гранитов по сравнению с описываемыми габброидами наши наблюдения не подтвердили. Следовательно, нижнетурнейский (доzemеногорский) интрузивный комплекс, представленный этими гранитами (выделенный К. Г. Богдановой в Орловском массиве), не может рассматриваться достоверно установленным.

Верхняя возрастная граница биотитовых мелкозернистых порфировидных гранитов определяется интрузивными контактами с грани-

тами третьей и четвертой фаз. Так, в районе горы Лиханка они секутся серией параллельных крутопадающих дайкообразных тел среднезернистых биотитовых гранитов третьей фазы, а у подножия горы Подорленок интрузированы аналогичными крутопадающими дайкообразными телами гранитов третьей и четвертой фаз, имеющими преимущественно северо-западное простирание.

В общем объеме пород Орловского массива граниты второй фазы играют весьма подчиненную роль. В большинстве случаев они разгнейсованы и распространены в виде останцев в районе гор Лиханка и Подорленок и у подножия западного склона горы Орел. В плане эти три разобщенных участка находятся примерно на одной прямой и, вероятно, до внедрения поздних гранитов являлись единым телом, вытянутым в северо-западном направлении, о чем говорят находки небольших ксенолитов описываемых пород среди среднезернистых гранитов третьей фазы в одном километре к югу и юго-западу от вершины горы Орел.

По внешнему облику мелкозернистые биотитовые граниты — массивные или гнейсовидные мелкозернистые породы серого и светло-серого цвета с порфировыми (таблитчатыми) выделениями микроклина, реже — плагиоклаза и кварца.

Адамеллиты и плагиограниты в составе пород второй фазы встречаются лишь спорадически. Они постепенно переходят в мелкозернистые граниты и отличаются от них лишь под микроскопом меньшим содержанием калиевого полевого шпата и повышенным количеством плагиоклаза.

Жильные породы гранитов второй фазы представлены редкими маломощными дайками аплитов и пегматитовыми прожилками.

Третья (главная) интрузивная фаза ознаменовалась внедрением гранитной магмы, создавшей самый крупный интрузив, представленный светло-серыми розоватыми биотитовыми, иногда — роговообманково-биотитовыми среднезернистыми и средне-крупнозернистыми порфировидными гранитами, составляющими более 65 % площади Орловского массива. В южной части массива от основного тела этих пород отвествляется множество мощных дайкообразных апофиз, рассекающих гнейсовидные граниты второй фазы. На востоке и западе они контактируют непосредственно с осадочно-вулканогенными породами девона и нижнего карбона, а на севере перекрывают мощным чехлом кайнозойских отложений вплоть до Мягко-Голстушинского массива, представленного аналогичными гранитами. Среди гранитов третьей фазы наблюдаются крупные (до нескольких гектаров) останцы диоритов и гранитов предыдущих фаз с инъекциями среднезернистых биотитовых гранитов.

В эндоконтакте с вулканогенно-осадочными породами граниты становятся более мелкозернистыми, с большим количеством аплитовых жил. Граниты здесь заметно розовеют за счет увеличенного содержания калиевого полевого шпата. На контакте с габброидами в них появляется множество зональных плагиоклазов, и порода по существу переходит сначала в адамеллит, а затем в плагиогранит, в котором наблюдаются роговая обманка и прожилки эпидота.

Как уже упоминалось, по внешнему облику граниты третьей фазы разделяются на две разновидности: среднезернистые, переходящие в мелкозернистые, и средне-крупнозернистые — порфировидные, которые отличаются от равномернозернистых разностей значительно большим содержанием биотита (до 15 %), развивающегося в виде расеянных чешуек и шлировых скоплений. Чаще всего порфировидные

граниты слагают апикальные части интрузива и содержат ксенолиты и шлиры кварц-полевошпатово-биотитового состава. В ряде случаев кроме постепенных переходов устанавливаются интрузивные контак-

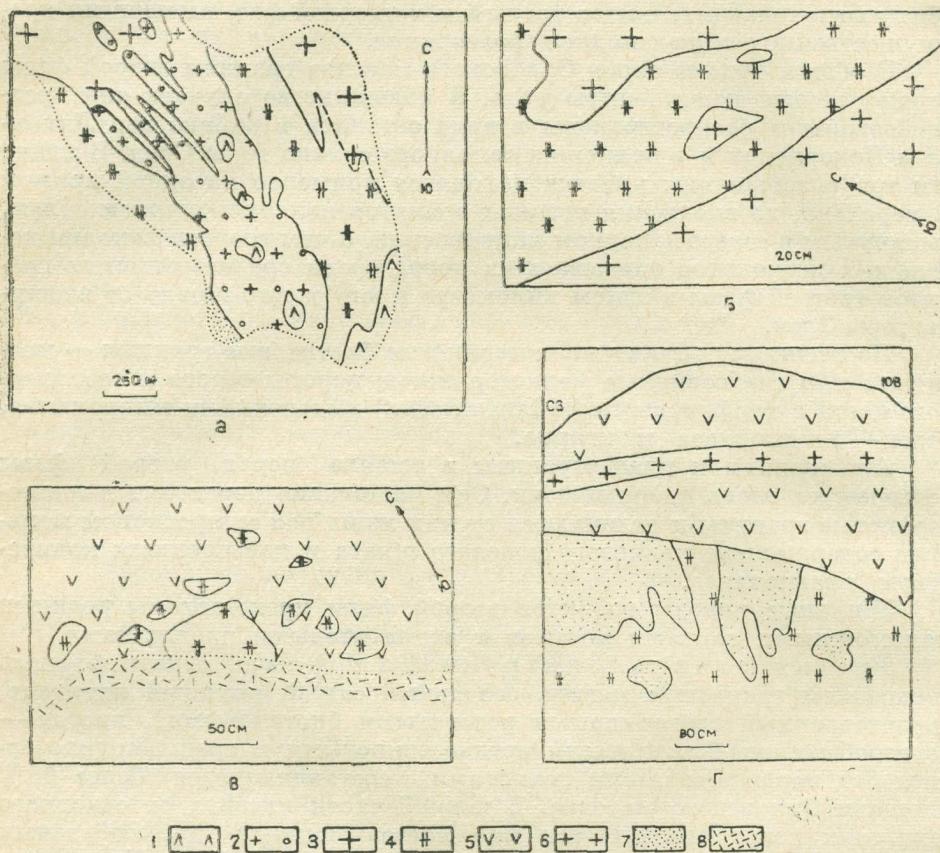


Рис. 2. Взаимоотношения изверженных пород Орловского массива: *а* — фрагмент геологической карты — гора Лиханка: биотитовые мелкозернистые граниты второй фазы несут в себе многочисленные ксенолиты габбро-диоритов и диоритов первой фазы, а сами рассекаются биотитовыми гранитами третьей фазы и роговообманковыми гранитами — четвертой; *б* — репродукция с фотографии одного из обнажений на западном склоне г. Орел: средне-крупнозернистые биотитовые граниты третьей фазы пересечены жилой роговообманковых граносиенитов четвертой фазы; *в* — репродукция с фотографии обнажения 559: кварцевые диориты пятой фазы содержат ксенолиты кварцевых сиенитов четвертой фазы; *г* — зарисовка обнажения на северо-западном склоне г. Орел: кварцевые диориты пятой фазы рассекают кварцевые сиениты, а их сечет жилка биотитовых мелкозернистых гранитов шестой фазы.

1 — диориты и габбро-диориты; 2 — биотитовые мелкозернистые гнейсовидные граниты; 3 — биотитовые среднезернистые и средне-крупнозернистые граниты; 4 — роговообманковые граниты и граносиениты; 5 — кварцевые диориты; 6 — биотитовые мелкозернистые граниты; 7 — роговики; 8 — делювий.

ты между средне-крупнозернистыми и среднезернистыми гранитами, причем последние занимают секущее положение по отношению к первым. Характерно, что заметных приконтактовых изменений в обеих разностях не наблюдается. Надо думать, что внедрение более поздних порций магмы в закристаллизовавшиеся верхние горизонты интрузива происходило тогда, когда он был еще горячим. Руководст-

вуюясь этим и учитывая петрохимическое сходство описываемых разностей гранитов, мы рассматриваем их как производные одной интрузивной фазы.

Жильные породы гранитов третьей фазы представлены многочисленными дайками аплитов и пегматитовыми прожилками. Иногда встречаются жилы молочно-белого кварца и прожилки кварц-калишпат-апатитового состава.

В четвертую fazу были образованы кварцевые сиениты и роговообманковые граниты, имеющие между собой и постепенные переходы и резкие интрузивные контакты (последние встречаются реже, в основном вблизи вершины горы Орел). В нескольких местах роговообманковые граниты секутся жилами кварцевых сиенитов северо-восточного простирания (рис. 1), однако заметных изменений в структуре и составе пород на контактах не происходит, что, очевидно, говорит о становлении их, слишком во времени. Роговообманковые граниты и кварцевые сиениты рассматриваются нами и А. К. Каюзовым (1964) как производные одной интрузивной фазы. В сумме описываемые породы составляют до 15 % площади Орловского массива. Сиениты и роговообманковые граниты выполняют трещинные тела сложной формы, штоки и жилы в биотитовых гранитах третьей фазы. Плоскости контактов крутые и ориентированы чаще в северо-западном и северо-восточном направлениях. Относительное возрастное положение описываемых пород подчеркивается их четким секущим расположением по отношению к гранитам третьей фазы и более ранним образованием (рис. 2 б). Интрузивный контакт с диоритами первой фазы обнаружен в крайней южной точке горы Лиханка, у дороги с. Бедаревка — с. Подорленок. Здесь диориты инъецированы тонкими жилками гранита. Как граниты, так и диориты значительно калишпатизированы и эпидотизированы. Интрузивные контакты с гранитами второй фазы установлены на горе Подорленок и к востоку от нее. Роговообманковые граниты вызывают в них частичную перекристаллизацию, биотитизацию и калишпатизацию, а сами становятся более массивными и мелкозернистыми.

Центральные части наиболее крупных тел описываемых пород иногда сложены сиенитами и кварцевыми сиенитами, что отмечал еще Г. П. Клейман (1959), а по мере приближения к контакту содержание кварца возрастает. В таком случае порода превращается в нормальный роговообманковый гранит, причем в эндоконтактах штоков и особенно маломощных жил она становится мелкозернистой, а порой обогащается биотитом, развивающимся по роговой обманке.

Жильные породы четвертой фазы представлены редкими дайками роговообманковых аплитов, плагиоаплитов и аплитовидных диорит-сиенитов.

К пятой fazе отнесены кварцевые диориты, развитые на участке между горой Орел и хребтом Долгая Грива. В отличие от кварцевых сиенитов и гранитов они слагают пониженные участки рельефа. В общем строении Орловского массива кварцевые диориты занимают менее 10 % площади, представлены штоками и штокообразными сложными трещинными интрузивами с отходящими от них жилами — апофизами мощностью от 1 см до нескольких метров. Контакты этих диоритов с биотитовыми гранитами и кварцевыми сиенитами третьей и четвертой faz извилистые, крутопадающие. Внедряясь в зоны дробления сиенитов и роговообманковых гранитов, диоритовая магма иногда создавала подобие эруптивных брекчий, состоящих из многочисленных угловатых обломков сиенитов и гранитов в контами-

нированных кварцевых диоритах (рис. 2 в). Подобные скопления ксенолитов обнаружены в нескольких мощных жилах и на контактах штоков диоритов на западном склоне горы Орел (у истока Загонного ключа), в 100 м к югу от вершины горы Острой, расположенной между горой Орел и северным окончанием хребта Долгая Грива. В эндоконтактах штоков и особенно в апофизах кварцевые диориты становятся мелкозернистыми и гибридизированными, со значительным количеством калиевых полевых шпатов, биотита и кварца. Ксенолиты же кварцевых сиенитов нацело замещены альбитом, а роговая обманка в них — биотитом. Жильные породы кварцевых диоритов представлены редкими прожилками и гнездами пегматоидов роговообманково-полевошпатового состава.

Шестая фаза — время образования биотитовых мелкозернистых гранитов и плагиогранитов, составляющих около 10% площади Орловского массива. По форме это небольшие разобщенные штоки и жилы. Наиболее крупный шток площадью более 0,5 км² расположен в 200 м к северу от пос. Орловского, где он обнажается в виде небольшой сопки, вытянутой в северо-северо-восточном направлении. Другие, более мелкие штокообразные и жилообразные тела установлены на северо-восточном окончании хребта Долгая Грива, на западном склоне горы Орел, в 100 м к юго-востоку от вершины горы Острой, в районе пос. Заготскот. К этой же группе нами отнесены крупные дайки биотитовых мелкозернистых гранит-аплитов и пегматит-аплитов, широко распространенных в южной части массива.

Возрастное положение гранитов шестой фазы определялось на основании секущих контактов их с породами предыдущих фаз, что неоднократно отмечалось. Так, к западу от пос. Бедаревка многочисленные дайки гранит-аплитов и пегматит-аплитов рассекают габбронориты и габбро-диориты первой фазы. В южной части Орловского массива, к западу от горы Подорленок, серия мощных даек, аналогичных по составу, сечет граниты третьей фазы. В районе пос. Орловского в штоке мелкозернистых биотитовых гранитов наблюдаются крупные останцы среднезернистых биотитовых гранитов третьей фазы. В северо-восточной части Орловского массива, у пос. Заготскот, несколько дайкообразных крутопадающих тел мелкозернистых биотитовых гранитов внедрены в среднезернистые граниты третьей фазы и срезают их жильные образования, представленные аплитами. В районе северо-восточного окончания хребта Долгая Грива небольшой шток биотитовых мелкозернистых гранитов и плагиогранитов рассекает кварцевые сиениты четвертой фазы и кварцевые диориты пятой фазы. На западном склоне горы Орел крутопадающая дайка мелкозернистого биотитового плагиогранита сечет кварцевые диориты пятой фазы, которые сами занимают секущее положение по отношению к граносиенитам четвертой фазы и несут в себе их ксенолиты.

В эндоконтактах с гранитоидами ранних фаз и в апофизах, отходящих от штоков биотитовых мелкозернистых гранитов, наблюдается уменьшение зернистости и появление аплитовой структуры. Аналогичные явления происходят в многочисленных дайках гранит-аплитов и пегматит-аплитов, центральные части которых обычно имеют более крупнозернистое сложение, а призальбандовые — мелкозернистое, аплитовое.

К породам с неопределенным возрастным положением отнесены лабрадориты и гранодиориты (переходящие в тоналиты), расположенные в краевой зоне Орловского интрузива.

Лабрадориты встречаются в одном километре к юго-востоку от с. Подорленок. Они обнажаются в виде отдельных глыбовидных выходов среди распаханного поля на площади 150×200 м и тяготеют к участку развития габбро-диоритов и диоритов первой фазы. Можно предполагать, что лабрадориты есть дифференциаты последних и возникли в условиях эндоконтакта, подобно лабрадоритам Иедыгемского интрузивного массива в Горном Алтае (Баженов, 1961).

Гранодиориты и тоналиты обнаружены в трех километрах к северо-западу от пос. Орловского, на правом берегу р. Крестовка. Здесь эти породы слагают западные склоны юго-западного отрога хребта Долгая Грива и южные склоны небольшой обособленной сопки, большая часть которой занята пироксен-плагиоклазовыми роговиками. Роговики рассланцованны в северо-западном направлении и инъецированы согласными телами мелкозернистых гибридных пород, отвечающих по составу тоналитам и гранодиоритам. Гранодиориты, слагающие западные склоны юго-западного отрога хребта Долгая Грива, секутся гранитами третьей фазы. Однако установить их взаимоотношения с габброидами первой фазы и с гнейсовидными гранитами второй фазы в пределах Орловского массива не удалось.

Кроме всех охарактеризованных интрузивных пород в Орловском массиве часто встречаются поздние дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, микродиоритов, диабазов, диоритовых и диабазовых порфиритов. Они приурочены к узким крутопадающим северо-восточным зонам повышенной трещиноватости и рассекают все самые молодые интрузивные породы (сиениты, диориты и биотитовые мелкозернистые граниты), испытывая при этом значительную закалку в призальбандовых частях. Внедрению магмы предшествовала мощная волна калиевого метасоматоза, превратившая вмещающие гранитоиды вблизи даек в интенсивно калишпатизированные породы. Аналогичные дайки известны не только здесь. Они значительно распространены на рудных полях Зыряновского района, о чем неоднократно указывали Ф. К. Шипулин, М. Г. Хисамутдинов, Ван Лян-Гуй, Р. М. Даутов и другие. Мы также считаем подобные образования «малыми интрузиями» (по Ф. К. Шипулину, 1955) или дайками второго этапа (по В. С. Колтеву-Дворникову, 1952), которые генетически не связаны со становлением интрузий Орловского массива. Поэтому в настоящей статье ограничимся лишь упоминанием о них.

Глубина становления и уровень современного эрозионного среза массива

Геологические условия образования магматических пород могут быть самыми разнообразными — в зависимости от фациальной обстановки, которая характеризуется прежде всего глубиной формирования и типом магмы, производной которых является форма магматического тела. Если определена форма интрузива, известен его химический и минералогический состав, автометаморфические и контактовые изменения, то нетрудно представить и примерную глубину становления этого тела.

Орловский массив — часть сложного многофазного plutона, заlewывающего субмеридиональный разлом. Изверженные породы имеют массивный облик и нормально раскристаллизованы (до средне- и крупнозернистых). Из автометаморфических процессов широко проявились альбитизация и калишпатизация, в значительно меньшей мере — мирамекитизация. Контактово-измененные породы, ширина

которых иногда достигает нескольких километров, представлены различными роговиками (кордиерит-силлиманитовыми, кордиерит-биотитовыми, биотит-пироксен-плагиоклазовыми, пироксен-рогообманково-плагиоклазовыми, кварц-полевошпатовыми), биотитовыми узловатыми сланцами и небольшим количеством инъекционных гнейсов.

Согласно классификации фаций Ю. А. Кузнецова (1955), черты, присущие Орловскому массиву, характерны для мезоабиссальных условий становления. Д. С. Коржинский (1953), описывая альбитизацию и миремекитизацию магматических пород, отмечает, что «... альбитизация калиевых полевых шпатов является типичнейшим процессом стадии выщелачивания преимущественно глубинных гранитовых формаций, в которых в более раннюю стадию проявляется миремекитизация... Миремекитизация бывает весьма интенсивно развита в глубинных гнейсовых комплексах и лишь незначительно — в гипабиссальных массивах, где она нередко отсутствует полностью». Миремекиты в породах Орловского массива встречаются довольно часто, но количество их незначительно. Это также подтверждает мезоабиссальные условия их образования.

Учитывая глубины мезоабиссальных фаций формирования гранитных комплексов (по литературным данным) и восстанавливая суммарную мощность смытых палеозойских толщ (с учетом амплитуды складок), глубину становления обнаженной части массива можно приблизенно определить в 3 км.

Большое количество ксенолитов и шлиров, распространенных в различных частях массива, а также наличие зоны фронтальной калишпатизации и альбитизации указывают на то, что линия современного эрозионного среза проходит главным образом по апикальной части интрузива и лишь иногда глубже.

Выводы

1. Орловский массив представляет собой исключительно сложный многофазный интрузив.
2. Массив образовался в заключительную стадию герцинского тектогенеза, о чем свидетельствует резкое несогласное положение его по отношению к уже сформировавшимся складчатым структурам дейвона и карбона.
3. Сложность массива обусловлена многократным повторением внедрения магм различного состава на протяжении длительного времени.
4. Максимальная пестрота в составе пород проявлена в осевой части интрузива, где образования ранних фаз в значительной мере разгнейсированы.
5. Изверженным породам присущи ярко выраженные черты мезоабиссальной штоковой фации становления. Примерная глубина образования обнаженной части интрузива составляет 3 км. Эрозией вскрыта в основном его апикальная часть.
6. В процессе изучения Орловского массива впервые на Рудном Алтае обнаружены лабрадориты.
7. Авторами установлены «послегранитные диориты» — средне-зернистые кварцевые диориты пятой фазы, которые рассекают и несут в себе ксенолиты биотитовых гранитов и сиенитов так называемого «калбинского» типа.
8. Детальные исследования некоторых интрузивных массивов на Рудном Алтае (Орловский, Межевский) показывают, что они отнюдь

не простые, а весьма сложны и многофазны. Поэтому можно быть уверенным в том, что углубленное изучение гранитоидных массивов, находящихся вблизи рудных узлов, позволит более четко представить схему последовательности магматогенных метасоматических процессов на рудных полях и определить в ней место рудного метасоматоза.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанный с ними металлогенией. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Баженов А. И. О роли аксилияции и метасоматоза в формировании пород Иедыгемского интрузивного массива (Горный Алтай). «Изв. Томского полит. ин-та», 1961, т. 120.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 5.

Богданова К. Г. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая. Труды ВСЕГЕИ. Л., т. 94, 1962.

Елисеев Н. А. Гранитоиды Рудного Алтая и Калбы. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. В кн.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Каюпов А. К. Основные черты геологии и металлогении Зыряновского района и некоторых его рудных полей. Автореферат докторской диссертации. Алма-Ата, 1964.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, № 4.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 552.113(584.4)

В. А. КОКШАРОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДУНГАЛИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

Дунгалинский гранитный массив располагается в пределах Калбинского хребта, в 10—12 км к юго-западу от места впадения в Иртыш р. Курук. Это один из массивов Дунгалинско-Себинской серии, сложенных гранитами монастырского типа, контролируемых общим доинтрузивным глубинным разломом и образующих пояс интрузивов в осевой части Калбинского синклиниория (Шавло, 1958).

Массив прорывает сложно дислоцированные осадочно-метаморфические породы такырской свиты, представленные глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, алевропелитами и песчаниками, а также граниты калбинского типа, которые развиты в северо-западном, северном и восточном экзоконтактах. На юго-востоке граница Дунгалинского массива условна и проводится по пережиму шириною около 6 км, отделяющему этот массив от Монастырского гранитного массива. Приводим данные, полученные коллективом геологов при детальных работах.

Дунгалинский гранитный массив имеет в плане форму овала, вытянутого в северо-западном направлении на 32 км при поперечнике 19 км (рис. 1). Существует мнение (Шавло, 1958), что рассматриваемый массив, как и другие подобные массивы Калбы, уплощен по вертикали и принадлежит к интрузиям лакколитообразного типа. На контакте с массивом вмещающие его сланцы переходят в биотитовые, андалузито-биотитовые и кордиерито-биотитовые роговики. Ширина зоны ороговикования пород около 500 м и возрастает до 2,5 км в северо-западном экзоконтакте массива. Наличие здесь таких пород и останцев вмещающих пород свидетельствует о пологом погружении гранитов под ними. На основании особенностей вещественного состава, структуры и контактов пород в массиве выделены граниты главной интрузивной фазы, две генерации гранитов дополнительной интрузии и породы дайково-жильной серии. Во всех гранитах преобладает калиевый полевой шпат над плагиоклазом, представленным в основном олигоклазом.

Породы главной интрузивной фазы массива представлены крупнозернистыми слабопорфировидными гранитами. Результаты силикатных анализов и вычисленные числовые характеристики (табл. 1) указывают на принадлежность их к классу пород, пересыщенных кремнекислотой, и к группам богатых, реже — умеренно богатых щелочами (Четвериков, 1956).

Петрохимические профили через Дунгалинский массив (рис. 2) говорят о признаках контаминации, обусловленной влиянием пород,

вмещающих граниты. Наблюдается тенденция к увеличению таких числовых характеристик, как a' и f' , при приближении к kontaktам массива. Они дополняют друг друга. Рост одной сочетается с убыва-

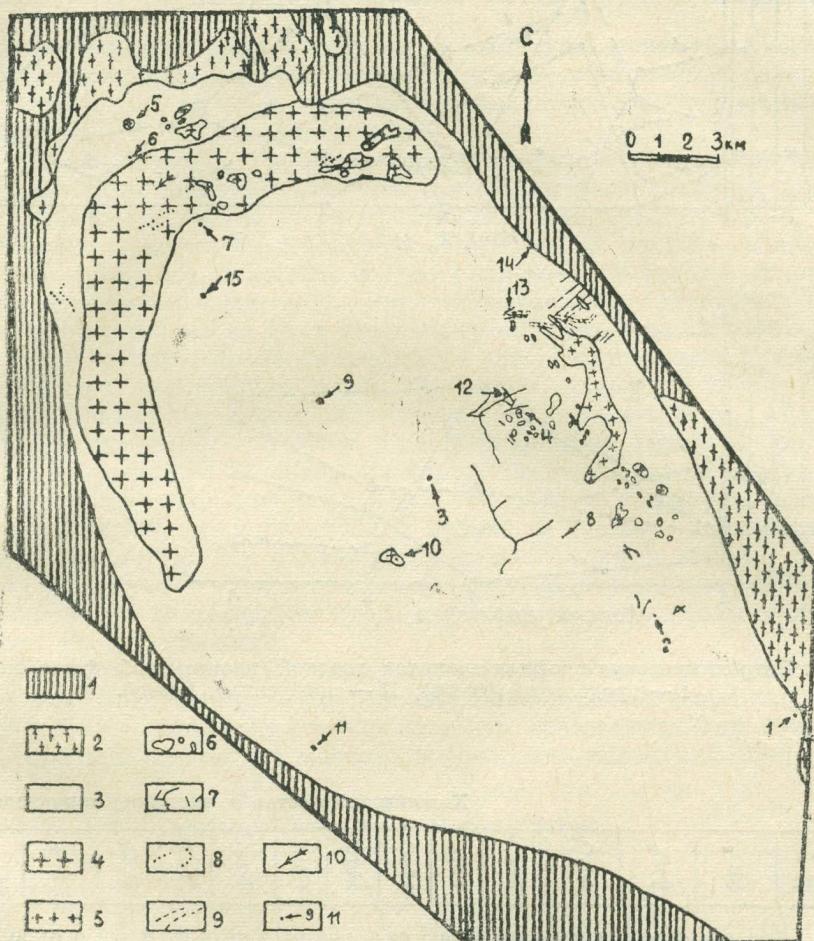


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Дунгалинского гранитного массива (по З. М. Баевой и Е. И. Черниченко): 1—сланцы, песчаники и алевролиты; 2—граничины калбинской серии; 3—крупнозернистые слабопорфировидные биотитовые граниты; 4—мелко- среднезернистые, резко порфировидные биотитовые граниты; 5—мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; 6—среднезернистые лейко-кристаллические граниты; 7—мелкозернистые биотитовые и двуслюдянные граниты; 8—мелкозернистые аплитовидные граниты; 9—гранит-порфиры; 10—спессартит; 11—пункты отбора проб на силикатный анализ и их номера в таблице.

нием другой, и наоборот. Такое несовпадение характеристик объясняется возможностью взаимного изоморфного замещения в биотите окисного железа и алюминия. Отношение $\frac{b}{a+b+c+Q}$ указывает на молекулярную долю в породе фемического минерала — биотита. В целом ее изменение совпадает с изменением a' (анализы 6, 7, 15, 9, 3, 12, 14). Рост этих величин, по-видимому, соответствует увеличению степени контаминации гранитов. Судя по значительной пересыщенности гранитов глиноземом (анализы 15 и 9) и по высокому значению в них молекулярной доли биотита, можно заключить, что в дан-

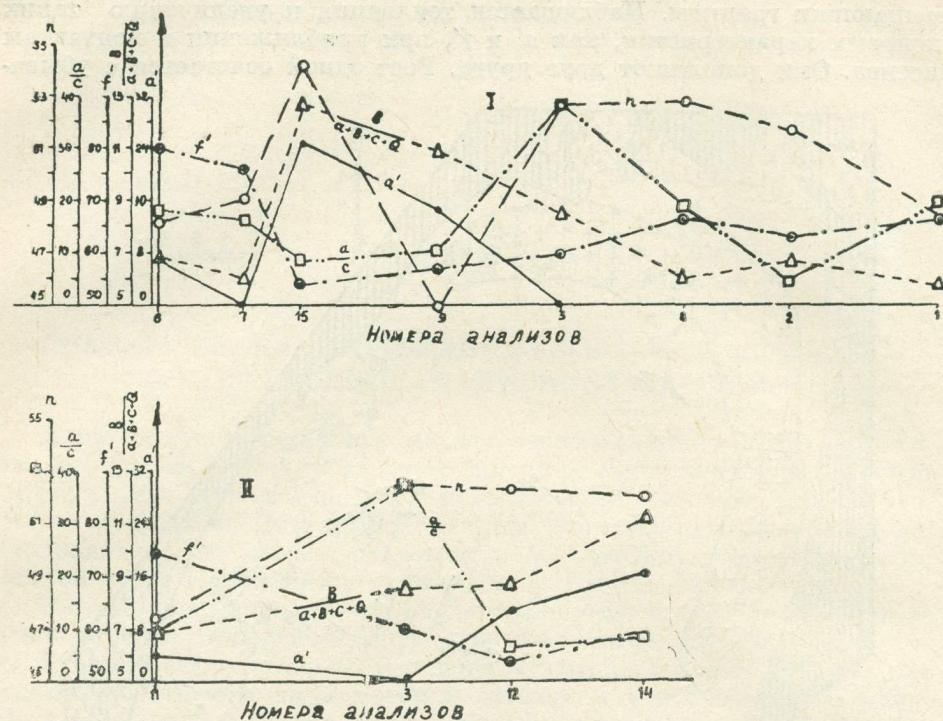


Рис. 2. Петрохимические профили гранитов главной интрузивной фазы массива:
I — продольный (сз-юв); II — поперечный (юз-св).

Химический состав и числовые характеристики

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ZrO ₂	F ₂	H ₂ O
1	74,85	10,46	11,75	0,60	1,86	0,07	0,48	0,86	3,12	5,07	0,11	0,01	0,07	0,22
2	73,76	0,42	11,93	1,93	0,80	0,05	0,43	0,80	3,65	5,20	0,09	0,01	0,04	0,18
3	73,56	0,34	12,07	0,49	2,29	0,05	0,45	1,14	3,65	5,00	0,08	0,008	0,11	0,35
4	76,21	0,27	10,80	1,93	1,25	0,05	0,30	0,80	3,00	5,00	1,19	Сл.	0,10	0,13
5	66,71	0,84	14,21	0,75	4,38	0,06	1,70	2,78	3,15	4,00	0,15	>	0,05	0,22
6	73,78	0,49	12,39	0,74	2,44	0,06	0,30	0,83	3,15	5,20	0,13	>	0,09	0,14
7	74,61	0,37	12,07	0,63	1,86	0,04	0,32	1,17	3,15	5,00	0,12	0,01	0,05	0,04
8	73,14	0,45	12,23	0,39	1,86	0,04	0,63	0,84	3,54	4,78	0,12	Сл.	0,09	0,63
9	72,93	0,30	12,23	2,07	1,72	0,05	1,04	1,05	2,66	4,95	0,11	0,01	0,09	0,14
10	71,17	0,65	13,53	1,73	2,51	0,06	0,75	1,47	2,78	4,29	0,09	0,01	0,10	0,27
11	72,52	0,43	13,29	0,81	2,08	0,09	0,50	1,36	2,90	4,90	0,10	Сл.	0,13	0,54
12	71,50	0,65	13,37	1,00	2,51	0,09	1,04	1,57	2,80	3,91	0,14	0,01	0,09	0,63
13	76,30	0,40	11,82	0,75	1,00	0,09	0,64	0,95	3,42	3,66	0,13	Сл.	0,07	0,18
14	70,22	0,55	14,09	0,97	2,51	0,09	0,83	1,36	3,23	4,50	0,18	0,01	0,14	0,28
15	70,23	0,45	14,17	1,41	2,08	0,05	0,58	1,40	3,60	4,50	0,07	0,01	0,09	0,21

Примечание. 1, 2, 3, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 14, 15 — крупнозернистый слабопорфировый гранит; 5 — среднезернистый меланократовый гранит калбинского типа из останца; 13 — мелкозернистый двуслюдянный гранит. Анализы выполнены в лаборатории А. П. Ажилы.

ном случае они подверглись сильной контаминацией, что вызвано, вероятно, низким положением кровли массива по отношению к уровню среза на всей его северо-западной трети. Щелочность полевых шпатов $\frac{a}{c}$ вблизи контактов массива уменьшается, очевидно, благодаря возрастанию роли аортитовой молекулы (извести). Рост основности плагиоклазов, в свою очередь, влечет уменьшение содержания альбитовой молекулы, т. е. убывание числового значения n (анализы 6, 7, 3, 8, 2, 1, 11, 12, 14).

Наблюдаемые в гранитах главной интрузивной фазы явления контаминации следует связывать с высокой растворяющей способностью гранитной магмы до ее кристаллизации. Действительно, случаи выявления ксенолитов в массиве единичны. В хорошо обнаженном участке северного контакта его со сланцами отчетливо видно, что ксенолиты сланцев растворяются с образованием биотитовых шлиров уже на расстоянии до двух метров от контакта, еще через 2—3 м исчезают и шлиры. Общее направление ассимиляционных процессов — усвоение из вмещающих пород глинозема, извести и железа. Иначе говоря, существует алюмосиликатный тип ассимиляции (Абдуллаев, 1954). Естественно, что этим не исчерпывается перечень элементов, заимствованных из вмещающих пород. То, что в тонне рассматриваемых гранитов содержится до 340 г ильменита, свидетельствует о получении из вмещающих пород и титана, а также, по-видимому, и других элементов. Не исключается и ассимиляция магмой вещества пород во время ее движения в верхние структурные горизонты. Направление же и масштабы этого процесса не улавливаются из-за фонового его проявления.

Породы I генерации дополнительной интрузии представлены мелко- и среднезернистыми резкопорфировидными (вкрашенниками до трех и более сантиметров) биотитовыми гранитами. Они слагают в северо-западном секторе массива дугообразную изогнутую интрузивную

гранитов Дунгалинского массива по А. Н. Заварецкому

П.п.	Сумма	S	a	b	c	f'	m'	c'	a'	n	a/c	Q	b	a+b+c+Q
0,29	99,82	82,5	13,7	3,1	0,7	66,0	25,7	8,3	—	48,3	19	36,7	5,7	
0,24	99,53	81,2	15,0	3,7	0,1	63,2	17,5	19,3	—	51,7	4,8	25,5	6,6	
0,44	100,02	80,6	14,7	4,3	0,4	60,0	18,4	21,6	—	52,7	36,7	31,4	8,5	
0,10	100,13	82,8	13,2	3,8	0,2	72,8	12,0	15,2	—	47,5	66	42	6,4	
0,70	99,70	76,30	12,6	8,0	3,1	60,6	35	0,4	—	51,8	4,1	24,4	16,7	
0,22	99,96	81,5	14,0	3,6	0,9	70,7	12,9	—	7,4	48,2	15,6	34,1	6,8	
0,19	99,63	82,1	13,8	3,2	0,9	70,8	14,6	14,6	—	49,5	15,3	35,8	6,0	
0,50	99,24	81,7	14,2	3,2	0,9	66,6	31,3	2,1	—	52,8	15,8	34,1	6,1	
0,46	99,81	80,3	12,6	5,9	1,2	57,3	28,1	—	14,6	45,0	10,5	34,3	10,9	
0,44	99,85	78,9	12,1	7,2	1,8	54,7	18,9	—	26,4	49,4	6,7	31,8	13,6	
0,11	99,78	81,4	13,3	3,6	1,7	74,2	22,2	—	3,6	47,4	7,8	34,5	6,8	
0,27	99,72	81,5	11,7	4,8	2,0	53,5	35,2	—	11,3	52,3	5,9	37,6	8,6	
0,24	99,70	83,0	12,2	3,3	1,5	48,0	30	—	22	58,7	8,1	40,1	5,1	
0,75	99,70	79,3	13,5	5,5	1,7	59,2	24,7	—	16,1	52,0	7,9	28,9	11,1	
0,64	99,50	79,1	14,3	4,9	1,7	54,2	20,8	—	25	54,2	8,4	17,8	12,7	

видный биотитовый гранит; 4 — мелкозернистый порфировидный биотитовый гранит массива; 10 — мелко-среднезернистый резкопорфировидный биотитовый гранит экспедиции № 111 Всесоюзн. объединения при МГ СССР, аналитик —

залежь площадью 75 км^2 и значительно более мелкую интрузию в центре. Эти граниты пересыщены глиноземом ($a' = 20,4$) и известью ($c = 1,8$), но мало содержат щелочей ($\frac{a}{c} = 6,6$) и натрия ($n = 49,4$). Сопоставление их характеристик с такими же показателями гранитов главной фазы указывает на образование гранитов I генерации дополнительной интрузии из контаминированной магмы.

Мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты (вкрапленники 1—2 см), относимые ко II генерации дополнительной интрузии, составляют залежь площадью около 5 км^2 и ряд более мелких залежей и штоков в северо-восточном и северном секторах массива. В гранитах II генерации самое низкое содержание глинозема (10,80%), максимальная щелочность полевых шпатов ($\frac{a}{c} = 6,6$) и очень высокая кислотность ($S = 82,8$, $Q = 42$). В магме этих гранитов не только не обнаруживается ассилированное вещество, но даже имеются признаки дифференцированности (Колтев-Дворников, 1952).

Дайково-жильная серия массива представлена породами, разделяемыми по времени образования на два этапа.

К первому этапу относятся четыре генерации жильных гранитов: среднезернистые лейкократовые (I), мелкозернистые биотитовые (II) и мелкозернистые двуслюдянные (III), мелкозернистые аплитовидные (IV), а также пегматиты и силекситы. Жильные граниты пространственно тяготеют к полю развития гранитов II генерации дополнительной интрузии. Особенностью состава всех перечисленных гранитов, кроме двуслюдянных, является уменьшение содержания биотита по мере их развития в направлении от ранних к поздним и увеличение содержания калиевого полевого шпата, что может расцениваться как признак дифференциации магмы в магматическом очаге (Колтев-Дворников, 1952). В двуслюдяных гранитах содержание слюд (биотита и мусковита) приблизительно в полтора-два раза больше, чем биотита в гранитах главной фазы или дополнительной интрузии, и в два-три раза больше, чем в остальных жильных гранитах. Сопоставление результатов химического анализа двуслюдянного гранита и его числовых характеристик с данными анализов других гранитов указывает на следующие его особенности: кислотность породы достигает максимума ($S = 83$, $Q = 40$), глинозема очень мало (11,82%), но порода им пересыщена ($a' = 22$), содержание щелочей низкое ($a = 12,2$), а аортитовой молекулы — высокое ($c = 1,5$), железистость породы наименьшая ($f' = 48$), магнезиальность — самая большая ($m' = 30$). По одним приведенным признакам магма гранитов относится к контаминированной, по другим — к дифференцированной.

Ко второму этапу образования пород дайково-жильной серии относятся гранит-порфиры, спессартиты и кварцевые жилы. Гранит-порфиры по вещественному составу и простирианию близки к биотитовым гранитам и отличаются от них лишь структурой. Из спессартитов состоит крупная дайка в северо-западном секторе массива. Присутствие в породе биотита свидетельствует о намечающейся щелочности этого представителя лампрофиров. Кварцевые жилы в большом количестве распространены в северо-восточном секторе и в меньшей степени — в северо-западном экзоконтакте. Широко проявленные процессы кварцевого метасоматоза гранитов подтверждают их высокотемпературный характер.

По приведенному фазовому составу Дунгалинский гранитный массив — образование многоактное, сходное с большинством верхне-

палеозойских гранитных массивов Центрального Казахстана (Коптев-Дворников, 1952). Абсолютный возраст гранитов главной интрузивной фазы 232 млн. лет, что указывает на его верхнепермский возраст (Филиппов, 1965). Несмотря на то, что перечисленные граниты представляют собой единый возрастной ряд, их генетические связи и признаки контаминации указывают на две петрохимические линии развития из двух магматических источников, деятельность которых началась до дополнительной интрузии, но, по-видимому, после становления гранитов главной интрузивной фазы.



Дифференциация магмы выражалась в обеих генерациях гранитов, хотя и в разное время и на разной глубине. Это нашло свое отражение и в пегматитообразовании, в ходе которого возникли редкометальные и обыкновенные пегматиты с различными генерациями гранитов дополнительной интрузии.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, вып. 4.
- Филиппов В. А. Абсолютный возраст гранитоидов Центральной Калбы. «Вестник АН КазССР», 1965, № 2.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

1970

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Том 29

УДК 552.113(584.4)

V. A. КОКШАРОВ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ПЕГМАТИТОВ И СИЛЕКСИТОВ ДУНГАЛИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ

Пегматиты и силекситы Дунгалинского гранитного массива наряду с жильными гранитами являются членами I этапа становления его дайково-жильной серии.

Пегматиты представляют собой кварц-полевошпатовые зональные тела, в которых развиты аплитоидная, графическая, полевошпатовая, кварц-полевошпатовая (блоковая) и кварцевая зоны. В некоторых из них полевошпатовая и кварцевая зоны отсутствуют. Размеры пегматитов в эрозионном срезе не превышают 10—12 м по длине, и большинство их имеет по вертикали тот же порядок величин, но в ряде случаев достигают десятков метров. В зависимости от соотношения размеров в плане и по вертикали различаются изометрическая, столбообразная и линзовидная формы пегматитов.

По минеральному составу и общим геохимическим особенностям процессов образования пегматиты массива разделяют на две группы: редкометальные (20 тел) и обычновенные (70 тел).

В редкометальных пегматитах выявлены в различных количествах следующие минералы: берилл, шерл, мусковит, лепидолит, флюорит, редкие — ортит и рубеллит. Берилл содержится иногда в виде кристаллов до 15 см по длиной оси. Шерл образует турмалиновые солнца. Мусковит слагает розетки и пластинчатые индивиды до $6 \times 4 \times 2$ см. Лепидолит почковидно обрастает кристаллы берилла (барботов глаз). Флюорит в некоторых случаях образует гнезда до $1 \times 1,5$ м. Биотита в пегматитах мало, он встречается около границы раздела графической и блоковой зон в виде саблевидных индивидов до 20 см по удлинению. В пегматитах широко развиты процессы альбитизации микроклина. Граниты, вмещающие пегматиты, подвержены мусковитизации, окварцеванию и альбитизации. Наиболее характерными формами редкометальных пегматитов являются столбообразная (40 %) и линзовидная (35 %).

Основные акцессорные элементы редкометальных пегматитов: литий, бериллий, бор и фтор. Предполагается наличие малых количеств цезия (рубеллит) и церия (ортит).

Широкое развитие процессов альбитизации и ряд элементов-акцессориев позволяют параллелизовать рассматриваемые пегматиты с пегматитами натролитиевого типа и частично — с берилловым подтипов фторо-бериллиевого типа по классификации А. Е. Ферсмана (1960).

По минералого-геохимическим особенностям пегматиты относятся к редкометальной формации, соответствующей средним глубинам (4—6 км) пегматитообразования (Родионов, 1964).

В обычных пегматитах минеральный парагенезис существенно отличается от того, который описан выше. Шерл в них встречается редко и в незначительных количествах приурочен к трещинам в кварце. Ортит наблюдается часто в виде кристаллов до 4 см в ассоциации с биотитом, который образует изометричные пачки до 30 см, тяготеющие к границам кварцевых зон. Процессы альбитизации в пегматитах почти всегда проявлены, но масштабы их сравнительно невелики. Граниты, вмещающие пегматиты, подвержены значительной биотитизации, иногда окварцеванию. Наиболее распространенные формы таких пегматитов линзовидные (65%) и изометричные (25%). Аксессорным элементом, который определяет геохимическую направленность их возникновения, является церий, содержащийся в ортите. По минералогическим особенностям рассматриваемые пегматиты соответствуют типу обычных и церовых пегматитов по классификации А. Е. Ферсмана.

Силекситы Дунгалинского массива (16 тел) внешне представляют собою существенноварцевые образования, сложенные кварцем — блоковым, крупноблоковым и гигантблоковым, в большинстве случаев розовым. Полевой шпат в них встречается в виде единичных индивидов до 2—3 см. Редки также биотит и шерл, последний иногда прорастает кварц около контактов тел с вмещающими гранитами. Аллитоидная зона силекситов, как правило, выявляется лишь в их «донных» частях, полевые шпаты здесь перекристаллизованы и пелитизированы. Кварц и значительная часть микроклина замещены альбитом. Часто встречается мелкочешуйчатый мусковит. Форма силекситов линзовидная, редко — изометрическая. Размеры в плане — до 12×14 м, по вертикали — 5—7 м и в одном случае — до 18 м. Вмещающие граниты окварцованны и нередко серицитизированы.

Подавляющая масса пегматитов и все силекситы залегают в гранитах монастырского типа. Те же пегматиты, которые находятся в породах рамы (граниты Калбинского типа), ничем не отличаются от первых и также генетически связаны с Дунгалинским массивом (см. рис.).

Обыкновенные пегматиты интрузируют граниты II генерации дополнительной интрузии и пересекаются жильными гранитами I генерации. Силекситы пересекают жильные граниты IV генерации и являются, по-видимому, завершающими среди образований I этапа. Возрастное положение редкометальных пегматитов точно не установлено, если не считать того, что они рассекают граниты главной интрузивной фазы массива. По аналогии с обычными такими пегматитами могут считаться образованиями более поздними, чем граниты I генерации дополнительной интрузии, и предшествующими жильным гранитам. Все силекситы и подавляющее большинство редкометальных пегматитов концентрируются вдоль северного и северо-западного контактов массива. Пространственная связь их с гранитами I генерации дополнительной интрузии весьма отчетлива. В размещении обычных пегматитов наблюдается пространственная связь с гранитами II генерации дополнительной интрузии. По-видимому, в пространственном положении пегматитов и силекситов проявляются генетические связи с гранитами дополнительной интрузии той или иной генерации (см. рис.), что подкрепляется поведением лития в гранитах и пегматитах. Например, гранитам I генерации дополнительной

интрузии свойственно содержание лития (0,006 %), в два раза превышающее его количество в гранитах II генерации (0,003 %). В редкometальных пегматитах он выступает в роли минералообразующего элемента (лепидолит), а в обычновенных пегматитах может быть лишь

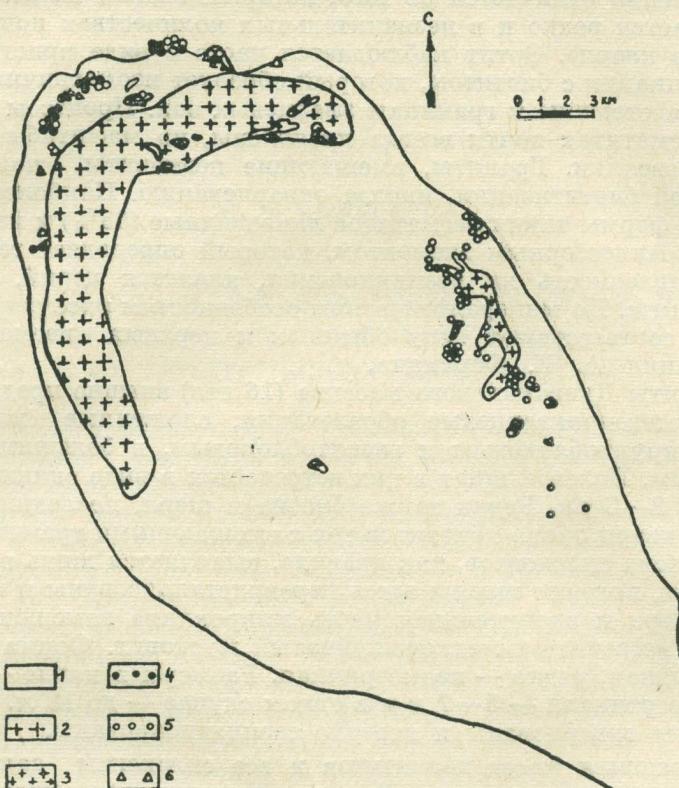


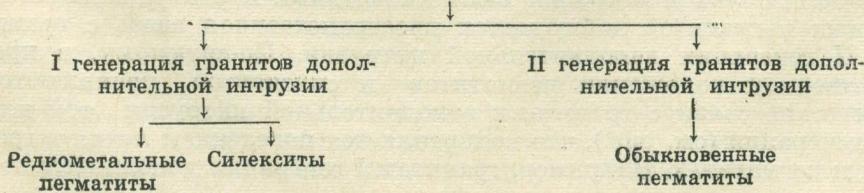
Схема размещения пегматитов и силекситов Дунгалинского гранитного массива. 1 — граниты главной интрузивной фазы; 2 — граниты I генерации дополнительной интрузии; 3 — граниты II генерации дополнительной интрузии; 4 — редкometальные пегматиты; 5 — обычновенные пегматиты; 6 — силекситы.

изоморфной примесью в биотите. Получается, что различия между группами пегматитов по содержанию лития совпадают с различиями между гранитами, с которыми устанавливаются их генетические связи.

В основе тесных пространственных связей между редкometальными пегматитами и силекситами, вероятно, также лежит общность источника вещества. Об этом свидетельствует наличие в аплитоидной зоне силекситов мусковита и альбитизации, сближающих силекситы с пегматитами редкметальной группы.

Таким образом, в Дунгалинском гранитном массиве существуют определенные генетические связи гранитов, пегматитов и силекситов.

Граниты главной интрузивной фазы



Геохимические различия пегматитов массива обусловлены различиями двух магматических очагов, поставлявших вещество для формирования гранитов дополнительной интрузии, жильных гранитов, пегматитов и силекситов.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В. В., Гинзбург А. М., Давиденко И. В., Родионов Г. Г. Вопросы геологии и генезиса пегматитов. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 22. М., «Недра», 1964.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Избр. труды, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1960.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

1970

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Том 29

УДК 552.331.1(584.4)

Е. А. СУЩИХ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ МАССИВОВ ГОР МАЛОЙ И БОЛЬШОЙ ГОЛУХИ

(Лениногорский район)

Тела щелочных гранитов гор Малой и Большой Голухи (северо-восточная часть Синюшинского массива) размещаются в районе глубинного разлома Северо-Восточной зоны смятия. Они имеют форму, близкую к изометричной, и размеры $2,5 \times 2,5$ и 5×7 км. Тело горы Малой Голухи осложнено разломом субширотного направления.

Щелочные граниты привлекали внимание многих исследователей. Н. А. Елисеев (1938) и Н. Н. Курек (1938), изучавшие гранитоиды Лениногорского района, рассматривали их в составе Синюшинского массива (Змеиногорский комплекс). В. Н. Гаврилова (1956), К. Г. Богданова (1963) и М. А. Осипов (1962) на основании повышенной щелочности этих пород и отсутствия жильных образований выделяют их в самостоятельные массивы и относят к более молодому лениногорскому комплексу.

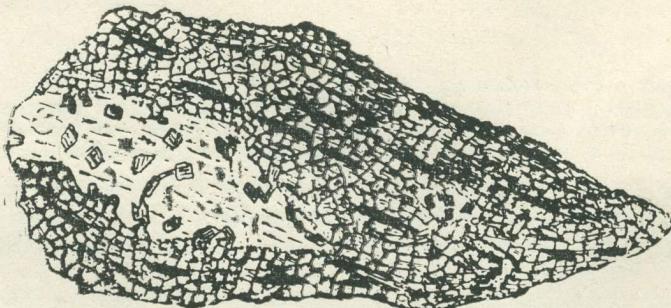


Рис. 1. Взаимоотношения щелочных гранитов массива горы Большой Голухи с габброидами.

Внутреннее строение массивов неоднородное. Массив горы Малой Голухи сложен плотными мелко- среднезернистыми гранитами лейко-кратового облика, содержащими в небольшом количестве щелочной амфибол. Структура породы равномернозернистая, в краевых зонах — порфировидная (порфиробластовая). Граниты массива горы Большой Голухи обогащены темноцветными минералами (эпидот, биотит, щелочная роговая обманка) гнейсовидного облика. Часто в них наблюдаются ксенолиты габброидных пород, в которых развиваются порфиробласты полевого шпата (рис. 1). Границы ксенолитов нерезкие, расплывчатые, что связано с гранитизацией основных пород под влиянием гранитоидов Синюшинского массива.

Визуально щелочные граниты характеризуются желтой, розово-серой или зеленовато-серой окраской и мелко-среднезернистым сложением. Под микроскопом в гранитах горы Малой Голухи установлены плахиоклаз (5—10%), калиевый полевой шпат (60—65%), кварц (30—35%), эпидот и пумпеллиит (5—10%), роговая обманка (1—3%), биотит (0—1%) и реликты пироксена. Структура пород порфиробластовая, переходящая в гранитовую с сохранением гранобластового агрегата, состоящего из кварца, эпидота, пумпеллиита и реликтов пироксена. Минеральный состав щелочных гранитов горы Большой Голухи непостоянный. Содержание темноцветных минералов (эпидот, биотит и роговая обманка) достигает 10—15%. Распространены порфиробластовые структуры.

В строении щелочных гранитов участвуют четыре структурные группы минералов. Первая представлена пироксеном и плахиоклазом I, вторая — эпидотом, пумпеллиитом, кварцем, третья — плахиоклазом II, кварцем II, роговой обманкой, биотитом и калиевым полевым шпатом ранних генераций, четвертая — плахиоклазом III, роговой обманкой II, кварцем III, калиевым полевым шпатом II и биотитом II. Аксессорные минералы — магнетит, апатит, рутил, циркон, сфен, ортит, флюорит, монацит. Приводим краткую характеристику минералов, входящих в различные структурные группы, а также их взаимоотношений.

Плахиоклаз I типичен для гранитов горы Большой Голухи, его удлиненные зональные кристаллы достигают 0,2—1,5 мм. Ядра кристаллов отвечают лабрадор-битовниту № 63, интенсивно деанортанизированному и соссюритизированному, краевые зоны — олигоклазу № 11—15. Плахиоклаз II проявляется в гранитах Большой Голухи и краевых зонах массива Малой Голухи. Он образует редкие зерна от 0,3 до 0,9 мм и слагает каемки вокруг зерен плахиоклаза I. По составу это олигоклаз № 11—13 ($DNm=15^\circ$, $DNg=82^\circ$, $DNp=80^\circ$, $2V=80^\circ$), полисинтетически сдвойникованный по альбит-эстерельскому закону. В гранитах центральной части массива горы Малой Голухи этот минерал встречается в виде реликтов в калиевом полевом шпата I. Плахиоклаз III имеет форму редких слабоудлиненных табличек и неправильных зерен, проникающих по трещинкам в калиевый полевой шпат I. Угол угасания в зоне $Np \perp 010=15^\circ$, что соответствует альбиту № 5. Характерны полисинтетические двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам.

Калиевый полевой шпат I образует порфиробласти более или менее изометричной формы размером $0,5 \times 0,8$ мм, содержит включения мелкозернистого, гранобластового агрегата эпидота, биотита I, роговой обманки I, плахиоклаза I-II, кварца I и резорбируется плахиоклазом III, калишпатом, роговой обманкой и кварцем вторых генераций (рис. 2 a, b, г). Минерал интенсивно катаклизирован, часто развалиован. По трещинкам катаклаза в него проникает мелкозернистый агрегат, состоящий из кварца, эпидота, альбита и роговой обманки II (рис. 2 б, е). Калиевый полевой шпат II выполняет интерстиции между ранее выделившимися минералами и резорбирует калиевый полевой шпат I (рис. 2 г). Он представлен микроклином (угол угасания $Nm \perp 100=16^\circ$, $2V=85^\circ$).

Кварц I проявляется в виде мелких зерен с иззубренными ограничениями и имеет роговиковый облик. Кварц II образует крупные зерна — порфиробласти — размером 5—6 мм. Он интенсивно катаклизирован, резорбируется калиевым полевым шпатом II, роговой обманкой II и содержит включения эпидота, кварца I. Тонкие прожил-

ки кварца III есть в калиевом полевом шпате I—II.

Единичные зерна пироксена имеют вид мелких реликтов в эпидоте и пумпеллиите. Минерал моноклинный с $CNg = 43^\circ$, $Ng - Np = 0,030$, $2V = 43 - 45^\circ$.

Роговая обманка I встречается спорадически как включения в калиевом полевом шпате I. По оптическим свойствам она соответствует обыкновенной роговой обманке: $CNg = 14 - 23^\circ$, удлинение положительное, $Ng - Np = 0,015 - 0,020$; $2V = -85^\circ$. Роговая обманка II развивается вокруг зерен эпидота и пумпеллиита в форме мелких игольчатых и более крупных неправильных зерен, вытянутых субпараллельно. По трещинам катаклаза минерал проникает в порфиробласти калиевого полевого шпата I и кварца II (рис. 2 д). Выделяются две разновидности — глаукофан и кроссит. Глаукофан характеризуется резким плеохроизмом: по Ng — темно-синий, фиолетовый, по Nm — темно-синий, голубовато-синий, по Np — желтовато-зеленоватый; $Ng - Np = 0,014 - 0,020$, $Ng > Nm > Np$, $CNg = 0 - 6^\circ$, удлинение положительное, $2V = -65^\circ$. Кроссит отличается меньшей величиной двупреломления ($Ng - Np = 0,010$) и сильной дисперсией оптических осей индикаторы. М. А. Осипов (1962) и другие исследователи отмечали в щелочных гранитах рибекит. По-видимому, существуют переходы между глаукофаном и рибекитом через кроссит.

Биотит I характерен для гранитов Большой Голухи и проявляется в краевых зонах массива Малая Голуха. Он развивается вокруг зерен эпидота, подвергается перекристаллизации с образованием щелочной роговой обманки. В гранитах центральных частей массивов редкие включения минерала отмечаются в калиевом полевом шпате I. Окраска его по Ng коричневая, по Np соломенно-желтая. $Ng - Np = 0,036$. Биотит II является самым поздним минералом — выполняет трещинки катаклаза.

Эпидот и пумпеллиит состоят из зерен размером 0,1—0,3 мм и вместе с кварцем слагают субпараллельные вытянутые полосы, придающие породе гнейсовидный облик. Окраска эпидота слабожелтовато-зеленая, плеохроизм также слабый, угасание прямое, удлинение отрицательное, $Ng - Np = 0,030$. Пумпеллиит выделяется ярко-зеленой окраской, в краях кристаллов с синеватым оттенком. Плеохроизм резкий: по Ng — зеленый с желтым оттенком, по Np — желтый с зеленоватым оттенком, по Nm — ярко-зеленый с синеватым оттенком; $Nm > Ng > Np$, $Ng - Np = 0,016$. Угасание $CNp = 14^\circ$. Характерна сильная дисперсия оптических осей. Пумпеллиит, по данным Д. С. Коржинского (1944), показателен для неполнотью метаморфизованных пород основного состава, формировавшихся на небольшой глубине.

Приведенные геолого-петрографические данные указывают на метаморфическую природу изученных щелочных гранитов. Эти породы образуются, по-видимому, при гранитизации и последующем щелочном замещении габброидных пород в зоне глубинного разлома под влиянием гранитоидов Синюшинского массива. Воздействие гранитоидов в начальные стадии выразилось в деанортитизации плагиоклаза, ороговиковании, эпидотизации и окварцевании габброидов (вторая структурная группа минералов). Минералы габброидов — основной плагиоклаз и пироксен (первая структурная группа) — остаются в виде реликтов. Впоследствии при гранитизации габброидов в них возникали порфиробласти плагиоклаза II, калиевого полевого шпата I, кварца II, новообразования биотита I и роговой обманки I (третья структурная группа минералов). Минералы четвертой генерации формировались в заключительную стадию изменения габброидов под

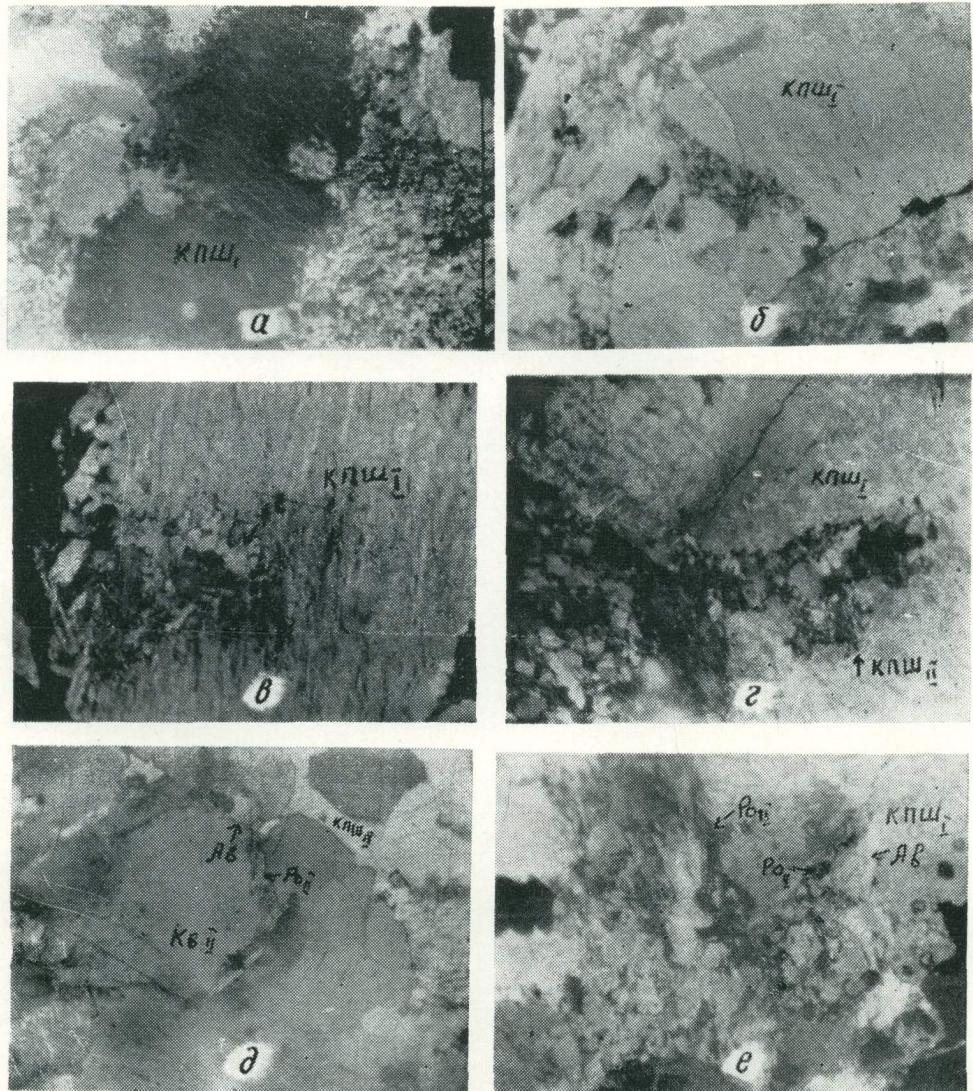


Рис. 2. Микроструктурные взаимоотношения минералов щелочных гранитов: а—развитие порфиробласт калиевого полевого шпата (КПШ-I) по ороговикованной габроидной породе; б—мелкозернистый гранобластовый агрегат полевого шпата и кварца рассекает порфироблсты калиевого полевого шпата I; в—развитие плагиоклаза III (Ab) в калишпате I (КПШ-I); г—замещение калишпатом II (КПШ-II) порфиробласт калишпата I (КПШ-I); д—роговая обманка II (Ро-II), плагиоклаз III (Ab) и калишпат II (КПШ-II) резорбируют кварц II (Кв-II); е—развитие роговой обманки II (Ро-II) и плагиоклаза III (Ab) в калиевом полевом шпате I (КПШ-I) и в основной массе щелочных гранитов.

действием сквозьмагматических растворов повышенной щелочности, образующихся в зонах интенсивного дробления и милонитизации пород, на контакте гранитоидов с основными породами (Литвиновский, 1967). В эту стадию происходило щелочное замещение ороговикованных и гранитизированных габброидов с развитием альбита, щелочной роговой обманки и значительного количества калиевого полевого шпата II.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданова К. Г. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая. В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана». Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 94, 1963.
- Гаврилова В. Н. Геология и петрография интрузивных комплексов Лениногорского района на Рудном Алтае. «Бюлл. МОИП», 1956, № 4.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Курек Н. Н. Геологическая карта Рудного Алтая. Планшеты XI-2 и XI-1 (Риддер). Материалы по геологии Рудного Алтая и Калбы. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Коржинский Д. С. Абиссофобный минерал пумпеллит в породах горы Благодати и реки Турый и о факторе энергии превращения. «Изв. АН СССР», 1944, № 5.
- Литвиновский Б. А. К вопросу о роли глубинных разломов в формировании щелочных пород, генетически связанных с гранитной магмой. «Геология и геофизика», 1967, № 3.
- Осипов М. А. Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае. М., Изд-во АН СССР, 1962.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 571.55

В. А. ЛУКИН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНИТОИДАХ КАЛБИНСКОГО КОМПЛЕКСА

На территории Юго-Западного Алтая широко распространены позднегерцинские гранитоиды батолитовой формации, относимые большинством исследователей к калбинскому комплексу пермского возраста (Елисеев, 1938; Нехорошев, 1958; Кузнецов, 1960). Наиболее типичные представители гранитоидов калбинского типа развиты вдоль глубинных разломов — Северо-Восточного и Иртышского — и образуют два протяженных интрузивных пояса — Тигирекско-Черневинский и Калба-Нарымский. В первом поясе гранитоиды слагают разобщенные массивы, залегающие среди песчано-сланцевых отложений кембрия и ордовика и осадочно-вулканогенных образований девона. В составе этих массивов преобладают биотитовые порфировидные граниты, среди которых в виде штоков и дайкообразных тел наблюдаются граниты второй фазы. Жильные породы — аплиты и пегматиты — встречаются гораздо реже. В Калба-Нарымском поясе гранитоиды создают громадный по своим размерам plutон, объединяющий сложные многофазные интрузивы. Вмещающими породами гранитов являются песчано-сланцевые породы верхнего девона и нижнего карбона. В строении интрузивов принимают участие порфировидные граниты первой фазы внедрения, а также равномернозернистые двуслюдянные и биотитовые граниты второй и крупнозернистые микроклиновые граниты третьей фаз. В гранитоидах широко развиты жильные породы, в особенности пегматиты и аплиты.

Для исследования акцессорных минералов в типичных гранитоидных массивах интрузивных поясов было отобрано 48 минералогических проб весом 5—10 кг, каждая из них состояла из осколков пород размером 2—3 см, взятых на площади выхода гранитов, равной 100—150 м². После дробления и отквартования материал отмучивали и промывали до получения серого шлиха. В бромоформе шлих разделяли на тяжелую и легкую фракции. Количественному шлиховому анализу подвергали только тяжелую фракцию, что приводило к неизбежным потерям части акцессорных минералов (Бутина, Литвинович, 1967).

Как видно в таблице, видовой состав акцессорных минералов в изучаемых гранитоидах характеризуется значительным постоянством, что выражается в повсеместном развитии ильменито-моанцитовой ассоциации с цирконом, апатитом и моанцитом. Но по количеству акцессориев гранитоиды заметно отличаются друг от друга, особенно

Средние содержания и видовой состав акцессорных минералов в массивах позднегерцинских гранитоидов юго-западного Алтая, г/т

Минерал	Тигирекско-Черневинский пояс						Калба-Нарымский пояс									
	Черневинский, Туруксунский массивы			Ивановский массив	Тигирекский массив	Калбинский массив		Себинский массив	Нарымский массив						Кемир-Каинский массив	
	гра- нит I	гра- нит II	ап- лит			гранит I	гра- нит I	аплит- пегматит	гранит III	гра- но- диорит	гра- нит II	гра- нит III	пег- матит	гнейзенизи- рованный гранит	гра- нит I	гра- нит II
Магнетит	1633	311	415	656	7670,0	0,7	Знаки	22,4	1,5	25,6	Знаки	—	—	—	—	—
Ильменит	724	305	—	—	1378	Знаки	—	—	1435	21,5	»	—	—	25	4,7	—
Гематит	Знаки	Знаки	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лимонит	125	38	121	218	Знаки	—	—	—	—	—	Знаки	Знаки	—	—	—	—
Мартит	Знаки	—	—	Знаки	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфен	»	—	—	0,4	49,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Анатаз	123	Знаки	Знаки	—	—	Знаки	—	—	Знаки	Знаки	—	Знаки	—	715	Знаки	Знаки
Рутил	14	0,3	»	4,2	—	—	—	—	»	Знаки	»	Знаки	—	Знаки	»	—
Брукит	0,4	Знаки	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лейкоксен	12	»	Знаки	0,3	—	3,0	—	—	Знаки	—	—	—	—	—	—	—
Нигрин	—	»	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	145	26	82	16	Знаки	283,5	28,3	12,7	39,9	192	21,4	228	550	100	367	—
Монацит	0,5	0,1	—	Знаки	31,8	2,9	0,76	5,9	3,7	3,4	Знаки	Знаки	47	37	—	—
Ксенотим	Знаки	—	Знаки	—	—	—	—	—	Знаки	Знаки	—	—	—	—	—	—
Циркон	23	1,1	8,1	7	162,2	7,1	Знаки	7,8	3,9	7,5	—	172	7	62	Знаки	—
Гранат	—	508	Знаки	—	Знаки	569	—	—	0,36	Знаки	181	425	—	—	—	—
Корунд	Знаки	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	»
Барит	0,4	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	Знаки	6,3	Знаки	29	630,0	—	—	—	Знаки	—	—	—	Знаки	109	Знаки	—
Турмалин	—	Знаки	—	—	—	Знаки	89,5	—	—	»	Знаки	59,8	844	—	»	—
Ильменорутил	Знаки	—	Знаки	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тантало-ниобаты	»	Знаки	—	—	—	Знаки	—	—	Знаки	Знаки	—	538	—	—	—	—
Шеелит	»	2,1	Знаки	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Молибденит	—	—	—	Знаки	—	Знаки	—	Знаки	Знаки	—	—	—	—	—	—	—
Базовисмутит	—	—	—	Знаки	—	—	—	—	»	—	—	—	—	—	—	—
Кассiterит	—	—	—	—	—	Знаки	—	—	»	—	—	—	—	0,5	Знаки	—
Сфалерит	—	—	—	—	—	—	—	—	»	—	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	Знаки	Знаки	—	—	—	—	—	—	»	Знаки	—	—	—	—	—	—
Арсенопирит	—	Знаки	—	—	—	—	—	—	»	—	—	Знаки	—	—	—	—
Пирит	0,3	3,1	0,1	38	—	—	—	—	»	Знаки	—	Знаки	Знаки	12,5	Знаки	—

Примечание. Прочерк означает отсутствие минерала в пробе. Данные по Тигирекскому массиву заимствованы у В. В. Ляховича (1967).

по содержанию минералов железа, титана, бора, фтора и редких элементов.

В массивах Тигирекско-Черневинского пояса наблюдается большое количество магнетита, лимонита, пирита, лейкоксена, рутила, анатаза. Магнетитом здесь особенно обогащены биотитовые граниты I. В среднезернистых гранитах второй фазы содержание его заметно снижается. Пирит и лимонит наиболее типичны для метасоматически измененных гранитоидов. Минерал фтора — флюорит — в гранитах этого пояса встречается довольно часто, в Калбе и Нарыме он в заметных концентрациях присутствует только в грейзенизованных гранитах. В противоположность флюориту почти нет турмалина в гранитах Тигирекско-Черневинской зоны, но этот минерал широко развит в породах Калба-Нарымского пояса.

Типоморфные минералы гранитоидов — циркон, апатит и монацит — в значительных количествах имеются в гранитоидах обоих интрузивных поясов. Но содержание апатита и монацита обычно несколько больше в гранитах Калбы и Нарыма, а циркона — в гранитах Тигирекско-Черневинской зоны. Из рудных акцессорных минералов в гранитоидах этой зоны распространены шеелит, молибденит, базовисмутин, tantalо-ниобаты, халькопирит, сфалерит, а в гранитах Калба-Нарымского пояса — кассiterит, tantalлит, колумбит, арсенопирит и пирит.

В изученных массивах акцессорными минералами, как правило, более обогащены породы первой фазы внедрения. Видовой состав акцессориев особенно разнообразен в породах краевой и апикальной зон, где наряду с минералами, характерными для магматической стадии (апатит, циркон, магнетит, ильменит, сфен, монацит), широко распространены минералы, относящиеся, по С. Д. Туровскому (1960), к пегматитово-пневматолитовой и гидротермалитовой стадиям (турмалин, флюорит, гранат, пирит, шеелит, халькопирит).

Таким образом, полученные данные позволяют утверждать, что гранитоиды калбинского комплекса разных интрузивных поясов довольно сходны по акцессорным минералам. Характерно, что в них сравнительно широко распространены рудные акцессорные минералы (шеелит, tantalо-ниобаты, молибденит, сфалерит и др.) и низкотемпературные модификации титановых минералов — анатаза и рутила. Распределение в породах рудных минералов хорошо согласуется с металлогеническими особенностями интрузивных поясов и может служить дополнительным поисковым критерием.

ЛИТЕРАТУРА

- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Бутина Л. К., Литвинович А. Н. Акцессорные минералы интрузивных пород Лениногорского района. Труды ИГН АН КазССР, т. 20, 1967.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Ляхович В. Е. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967.
- Некорощев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Туровский С. Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов в изверженных горных породах. Фрунзе, Изд-во АН КирССР, 1960.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 552.113(574.41)

М. С. КОЗЛОВ

ПЕТРОЛОГИЯ БОКАЛЫКСКОГО ГРАНИТ-ГРАНОДИОРИТОВОГО МАССИВА

(Аягузский район)

Бокалыкский массив расположен в Северо-Восточном Предчинизье, в верховьях правых притоков р. Аягуз (к югу от Иртыш-Балхашского водораздела). Геоструктурная позиция района определяется положением его в краевой зоне Чингиз-Тарбагатайского мегантиклиниория, вблизи границы с герцинской Иртыш-Зайсанской геосинклиналью.

Собственно геосинклинальный этап развития Чингиз-Тарбагатайского региона закончился в девоне (Борукаев, 1962). Из образований каледонского тектоно-магматического цикла в районе Бокалыкского массива известны флишоидная формация среднеордовикового возраста (ангренсорская свита), андезито-базальтовая формация верхнеордовикового возраста (жарсорская свита) и известково-терригенная формация нижнего силура (доненжальская свита).

В течение герцинского тектоно-магматического цикла Чингиз-Тарбагатайский мегантиклиниорий представлял собой антиклинальное поднятие между Иртыш-Зайсанской и Северо-Балхашской геосинклиналями. Осадконакопление в эту эпоху происходило лишь в узких грабенах, однако интенсивность тектонических движений и магматизма, по крайней мере в краевых частях поднятия, не уступала районам геосинклиналей: во время инверсии соседних геосинклиналей в конце нижнего карбона на описываемой территории произошло внедрение габброидов, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов; позднеорогенный этап характеризуется формированием гранит-гранодиоритовых массивов, а период перехода региона к режиму субплатформы — интрузией аляскитовых и лейкократовых гранитов.

Бокалыкский массив — типичный представитель позднеорогенной гранит-транодиоритовой формации региона. В состав его входят тоналиты, гранодиориты, сиенито-диориты, граниты и близкие им породы. Возраст пород массива на основании определений абсолютного возраста датируется как верхнекаменноугольный.

В распределении пород массива наблюдается отчетливая зональность. Внешняя зона представлена ороговикованными породами, которые в направлении к массиву сменяются зоной пироксенолитов и пироксенитизированных пород (шириной 500—800 м), а затем зоной диоритизированных пород. Далее, по периферии массива, расположена зона сиенито-диоритов и гранодиоритов, а в центре — зона тоналитов. Переходы между зонами обычно постепенные, но быстрые. В случае

резкой смены литологии вмещающих толщ происходит не менее резкая смена состава кристаллических пород. Карттирование показало, что если среди осадочных пород встречаются мелкие тела сиенито-диоритов, а эти породы и плагиоклазовые порфириты замещаются в соответствии с описанной зональностью, то в плагиогранит-порфирах развиваются многочисленные тела серых мелкозернистых биотитовых гранитов и порфиры подвергаются биотитизации и микроклинизации.

Породы зоны роговиков и пироксенизации почти на всех стадиях замещения сохраняют первичные текстурные и структурные признаки (слоистость в ритмично построенных пачках пород, форму галек при замещении конгломератов и т. д.). Сам же процесс метасоматоза, начинаясь с порфиробластеза, быстро захватывает всю породу, превращая ее в панидиоморфнозернистый агрегат пироксена (диопсида) и вторичного актинолита. Граница зон диоритизации и пироксенизации более или менее резкая (смена их происходит на протяжении первых метров), однако влияние состава зоны пироксенизации сказывается на значительно большем протяжении и выражается присутствием реликтов диопсида в диоритизированных породах. Минеральный состав этих (диоритизированных) пород более разнообразен и представлен плагиоклазом, роговой обманкой и реликтовым пироксеном. Но и для них характерно наследование структурно-текстурных признаков замещаемых пород. Например, при замещении тела плагиоклазовых порфиритов перекристаллизация и образование нового пагенезиса захватывают основную массу порфирита. Вкрапленники же плагиоклаза сохранились не менее чем на 150 м.

С приближением к зоне сиенито-диоритов и гранодиоритов происходит очень постепенное изменение минерального состава породы: появляются кварц, биотит и микроклин, в связи с чем структура породы переходит в гипидиоморфнозернистую. Однако внешне смена энсовершается резко на протяжении 1—2 м. Для этой и последующей зоны характерно полное отсутствие реликтовых структур и обилие останцев вмещающих пород. Внешняя часть зоны сиенито-диоритов обычно очень меланократовая: породы состоят из роговой обманки (4—6 %), биотита (до 30—40 %), калишпата (до 40 %) и плагиоклаза. Очень медленно, в интервале 300—500 м, сиенито-диориты сменяются нормальными тоналитами и гранодиоритами, что минералогически выражается в смене от периферии к центру биотита роговой обманкой, а микроклина — плагиоклазом. В зоне тоналитов останцы вмещающих пород отсутствуют. Главные особенности пород разных зон представлены в таблице.

Как отмечалось выше, описанная зональность нарушается в случаях резкого изменения состава вмещающих пород. Так, интрузия порфиров, расположенная на водоразделе р. Карасу, в зоне пироксенизации и диоритизации вмещающих ордовикских отложений, подверглась ороговикованию и перекристаллизации. Структура породы в этих участках приняла роговиковский облик, появилось большое (до 10 % объема) количество мелких линз тонкочешуйчатого биотита. В зоне граносиенитов порфиры гранитизированы: структура породы аллотриоморфнозернистая, равномерно мелкозернистая, реже — гранофировая; биотит равномерно рассеян и образует сравнительно крупные чешуи.

Контакты серых гранитов с порфирами нечеткие, хотя сам переход быстрый (от первых сантиметров до 20—30 см). Характерна приуроченность серых гранитов исключительно к полю развития порфиров.

Характеристика главных петрографических типов массива Бокалы

Порода	Количественно-минералогический состав, %	Особенности минералов	Последовательность образования минералов	Структура пород
Тоналит	Плагиоклаз — 60, калишпат — 7, кварц — 18—19, биотит — 7, роговая обманка — 5, рудный — 1,60, акцессории — 0,52 (сфен, апатит, циркон, арсенопирит и пирит, магнетит и ильменит)	Плагиоклаз № 38—32, иногда зональный (№ 32—18). Калишпат: I — микроклин решетчатый ($2V = -80 - 88^\circ$), II — пертит ($2V = -72 - 74^\circ$). Зеленая роговая обманка ($fm = 52\%$; $2V = -78^\circ$; $c:Ng = 16$; $Ng = 1,683$; $Ng - Np = 0,025$ — $-0,024$). Бурый биотит ($fm = 51\%$, $F = 0,63\%$, $Ng = 1,654$; $Np = 1,600$)	Плагиоклаз, роговая обманка \rightarrow биотит, микроклин I \rightarrow кварц, пертит II	Среднезернистая, равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая
Гранодиорит	Плагиоклаз — 40, калишпат — 20—25, биотит — 13, роговая обманка — 5, кварц — 17, рудный — 2,1, акцессории — 0,25 (циркон, сфен, апатит, магнетит, ильменит)	Плагиоклаз I — № 41, II — № 80. Калишпат: микроклин ($2V = -72 - 74^\circ$). Роговая обманка ($c : Ng = 26$; $2V = -66^\circ$; $Ng - Np = 0,024$). Биотит бурый	Плагиоклаз, роговая обманка \rightarrow биотит, микроклин \rightarrow кварц	Равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая
Сиенито-диорит	Калишпат — 30—40, плагиоклаз — 40—50, кварц — 4, амфибол — 3, биотит — 6,7, рудный — 1; сфен, апатит, циркон — 0,88	Плагиоклаз № 22—34 (краевые зоны № 19—20). Калишпат: микроклин ($2V = -74^\circ$). Биотит темно-бурый. Роговая обманка ярко-зеленая ($c:Ng = 8^\circ$)	Роговая обманка, плагиоклаз \rightarrow биотит \rightarrow кварц, калишпат	Гипидиоморфнозернистая, часто порфировидная
Гранит	Плагиоклаз — 20—40, калишпат — 40—45, кварц — 2, биотит — 5—10; магнетит, циркон, апатит, сфен, андалузит — 0,1	Плагиоклаз I — № 35—27, II — № 21, III — № 18; IV — № 6. Калишпат: микроклин ($2V = -78 - 74^\circ$). Биотит бурый	Плагиоклаз \rightarrow биотит \rightarrow микроклин, кварц	Мелкозернистая гипидиоморфнозернистая; гранофировая, гранулитовая
Пироксенит	Новообразованные пироксен и амфибол	Пироксен: диопсид ($c:Ng = 45^\circ$) Амфибол ярко-зеленый ($2V_{Np} = -76^\circ$, $c:Ng = 27^\circ$)	Диопсид \rightarrow амфибол	Гранобластовая, порфиробластовая

В Бокалыкском массиве и окружающих его мелких телах сиенито-диоритов присутствуют реликтовые дайки порфиритов и порфиров, являющиеся важнейшими показателями механизма формирования пород описываемого комплекса.

Дайки диабазовых порфиритов встречены в центральной части Бокалыкского массива (где исключительно развиты ксенолиты граувакков). Они являются апофизами сравнительно крупного тела и имеют мощность 5—10 м при протяженности до 500—600 м. Судя по наименее измененным участкам даек, можно заключить, что до метаморфизма они были сложены порфировидными породами с офитовой структурой основной массы. Вкрашенники представлены плагиоклазом (№ 55), размер их 5—7 мм. В состав основной массы входят плагиоклаз и пироксен (замещенный обычновенной роговой обманкой), величина зерен — 2—3 мм. У контактов в порфириатах наблюдается зона закалки мощностью 0,2—0,5 м. Здесь размер вкрашенников уменьшается до 3—4 мм, а минералов основной массы — до 0,1—0,2 мм. Дайки имеют резкие прямолинейные контакты с вмещающими их тоналитами и гранодиоритами. Падение контактов крутое (70—75°), как и в телах за пределами массива, близких дайкам по составу и форме.

Описываемые дайки выглядят как обычные секущие интрузивы, однако наблюдения свидетельствуют о реликтовой природе таких тел. Это, в частности, подтверждает пересечение даек диабазовых порфиритов жилами тоналитов и гранодиоритов и замещение их (даек).

Внутри даек замещение проявляется наиболее полно, в результате чего образуется гранолепидобластовый агрегат олигоклаза, микроклина и биотита; в подчиненном количестве присутствуют кварц и роговая обманка (обычно в виде реликтов среди биотита). К особенностям структуры вновь образованной породы относятся: ее порфировидный облик (за счет сохранения формы вкрашенников плагиоклаза замещенной породы); обособление биотита в виде тонкочешуйчатых скоплений, связанное с вторичной природой этого минерала; аллотриоморфизм минералов основной массы. По валовому химическому составу такая порода близка к сиениту.

В зонах эндоконтактовой закалки замещение порфиритов выражено слабее. Порода здесь пронизана жилками, направленными от вмещающих тоналитов, а также линзочками и нечеткими полосами тонкозернистого агрегата кварца и плагиоклаза (количество микроклина в этом агрегате не превышает 10%). Во внешних зонах лейкохратовых участков накапливается в виде крупных кристаллов обычновенная роговая обманка.

Вторая петрографическая разновидность реликтовых даек — дайки кварцевых порфиров. Они встречены на участке северо-западного окончания Бокалыкского массива. Вмещающие породы здесь представлены, как указывалось выше, полимиктовыми песчаниками ангренсорской свиты среднего ордовика. Песчаники состоят из обломков плагиоклаза и терригенных пород; встречаются также в небольшом количестве порфириты и кварц. Размер зерен 0,5—1 мм. Небольшие (до 200—300 м) в поперечнике тела сиенито-диоритов густо насыщают вмещающие их диоритизированные песчаники.

Дайки порфиров прослеживаются по простиранию на 150—200 м и имеют мощность 1—3 м. Наименее измененные порфиры встречены за пределами тел сиенито-диоритов. Они состоят из гранобластового агрегата кварца, кислого плагиоклаза, микроклина и неравномерно рассеянных тонкочешуйчатых линзовидных скоплений биотита. Мак-

симальный размер зерен в таких участках 0,3—0,5 мм. Зоны закалки в эндоконтактах даек сложены значительно более тонким (не крупнее 0,1 мм) материалом такого же состава.

При переходе в тело сиенито-диоритов порфиры преобразуются в граниты. Порода приобретает аплитовую, местами — гранофировую структуру. В состав ее входят олигоклаз, микроклин, кварц, крупночешуйчатый биотит и мелкие зерна рудного минерала. Размер кристаллов 2—3 мм. Сиенито-диориты вблизи контакта с дайками обогащаются кварцем, а в порфиры проникают меланократовые прожилки с нечеткими очертаниями. Зоны закалки даек порфиров, как и в порфиритах, менее способны к преобразованиям и в большинстве случаев сохраняют роговиковую структуру. Гранитизации подвергаются не только дайки порфиров, но и кварцевые жилы, располагающиеся на контакте их с вмещающими сиенито-диоритами. В этом случае вдоль трещин в кварце развивается кварц-микроклиновый агрегат, в котором сохраняются более или менее остроугольные блоки кварца.

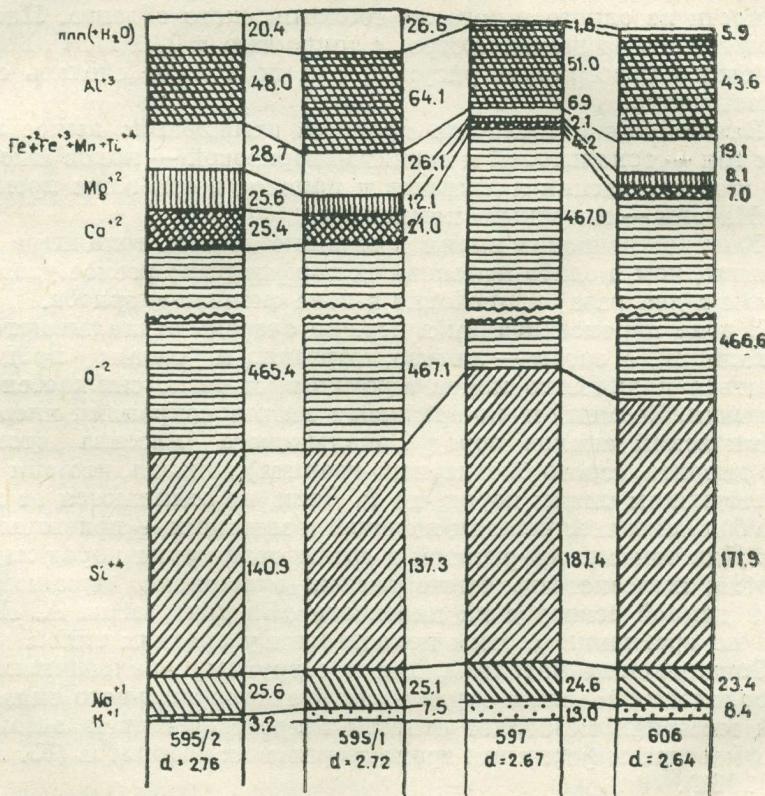


Диаграмма миграции вещества (в ионной форме) из расчета на объем в 10 000 к.Х³ при образовании пород Бокалыкского тоналит-диоритового массива: 595/1—слабо измененный порфирит; 595/2—пироксенизированный порфирит; 597—сиенито-диорит по порfirиту; 606—тоналит.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Не вызывает сомнения, что описанные дайки, которые на первый взгляд выглядят более поздними, чем гранитоиды, сформировались до образования последних. Выдержанность же формы этих тел и отсутствие признаков механического воздействия на них вмещаю-

ших магматических пород свидетельствуют о том, что формирование гранитоидов происходило путем магматического замещения.

2. Процессы замещения проходили с неодинаковой интенсивностью не только в таких разных геологических объектах, как вулканогенно-осадочная толща и прорывающие ее дайки, но и в разных частях одной и той же дайки, отличающихся величиной зерен. Таким образом, избирательность процесса магматического замещения в данном случае объясняется различием физических свойств замещаемых пород. Различия же в химическом составе этих пород отразились на составе продуктов замещения: вулканогенно-осадочные толщи ордовика заместились тоналитами, сиенито-диоритами и т. д., а дайки диабазовых порфиритов в зоне тоналитов — сиенитами, дайки порфиров в зоне сиенито-диоритов — гранитами.

Результаты изучения механизма формирования гранитоидов Бокалыкского массива позволили изучить химизм процесса магматического замещения. Исследование велось по методу В. А. Рудника (1962). Для сравнения отбирались образцы и пробы разных зон по возможности из одного и того же геологического объекта. Плотность их определялась на денситометре с точностью $\pm 0,01 \text{ г}/\text{см}^3$. Результаты расчетов иллюстрирует рисунок, они позволяют сделать следующее заключение.

1. Важнейшая особенность процесса замещения: вынос из внутренних зон — тоналитовой и сиенито-диоритовой — ионов алюминия, титана, железа, магния и кальция и привнос в эти зоны кремния.

2. Натрий — инертный компонент.

3. Количество ионов калия в единице объема тоналитов не намного выше, чем в слабо измененных порфиритах; резкое увеличение его (почти в два раза) происходит в зоне сиенито-диоритов.

4. В зоне пироксенизации в первую очередь откладывается магний и кальций, а затем — железо, марганец и титан; продолжает уменьшаться количество ионов алюминия и резко снижается содержание калия. Кремний и, по-прежнему, натрий сохраняют инертность.

Химический анализ пород Бокалыкского массива (тоналита, сиенито-диорита, серого биотитового гранита) показал, что они близки соответствующим типам пород, по Р. Дэли, но отличаются от них несколько большим количеством щелочей и меньшим — полевошпатовой извести. Для тоналит-диоритовой и гранитовой групп пород характерна высокая железистость темноцветных минералов, выражющаяся меньшей длиной векторов на плоскости aSb диаграммы А. Н. Заварецкого по сравнению с этим показателем у средних типов.

С Бокалыкским массивом, как и с другими аналогичными, связанны проявления золотого оруденения кварцево-жильного типа. Изложенный материал позволяет отнести петрографическую ассоциацию данного массива к формации гранодиоритовых батолитов (Ю. А. Кузнецов, 1964).

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Р. А. и др. Геология Чингизской геоантеклиниорной зоны. Алматы, 1962
 Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 551.243(584.4)

М. И. ДРОБЫШЕВСКИЙ, Д. Н. ГАДЖИ, Е. А. ГАНЖА,
В. П. БОРОНИН

О СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ НИКОЛАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА АЛТАЕ

Рудное поле Николаевского месторождения приурочено к юго-западному крылу Алейского антиклиниория. Его структурные особенности рассматривались многими исследователями. После ранних высказываний П. П. Пилипенко (1915), полагавшего, что оруденение локализовалось вдоль узких «тектонических щелей» в порфировых породах, о структуре Николаевского месторождения на протяжении последующих лет высказаны различные точки зрения.

По мнению Л. Г. Харчевниковой (1939—1940), Николаевское месторождение располагается в крыле крупной антиклинальной складки северо-западного простирания. Ф. И. Вьюнов (1946) считал, что оруденение находится в крыльях небольшой брахиантиклинальной структуры, названной им «Крещенской» антиклиналью. С. Г. Анкинович и Е. А. Анкинович, позднее Б. М. Ким, В. Ф. Масленников, В. А. Цой и некоторые другие геологи (1938—1956) отмечали, что участок месторождения приурочен к крылу синклинальной структуры, погружающейся в юго-восточном направлении и осложненной более мелкими складками и разрывными нарушениями.

Несмотря на то, что развитие складчатых структур на месторождении признавалось многими геологами, общим во взглядах большинства исследователей являлось представление о ведущем значении разрывных нарушений в распределении и локализации руд; складчатым структурам отводилась второстепенная роль.

Более тесную пространственно-структурную связь оруденения со складчатостью признавал Ф. И. Вьюнов. Однако его уверенность в приуроченности оруденения к брахиантиклинальной складке в достаточной степени не подтвердилась последующими работами.

В последнее время у некоторых геологов сложилось представление о господствующем значении блоковой и разрывной тектоники и формировании структур месторождения и рудного поля в целом. Свое крайнее выражение концепция каркасно-блокового строения района, на наш взгляд, получила в работах П. Ф. Иванкина (1957, 1965). На геологических картах и в разрезах структуру месторождения и рудного поля эти авторы отображали в виде серии тектонических блоков с моноклинальным пологим залеганием пород под углами 20° — 30° к горизонту. Основными тектоническими единицами, согласно данной точке зрения, считались два субмеридиональных разлома — Карьерный и Долинный, которые якобы сочленяются на глубине, а также на своем продолжении, примерно в 1,5 км к северу от Николаевского

месторождения. Клинообразный тектонический блок, заключенный между разломами и вмещающий рудные залежи месторождения, получил название Центрального. Кроме него были выделены Западный и Восточный блоки. В рудном поле и на месторождении отмечалась серия более мелких блоков, ограниченных разрывными нарушениями различной пространственной ориентировки. Рудоподводящим каналом принималась зона Карьерного разлома, а рудораспределяющей системой — каркас многочисленных сопряженных разрывных нарушений. Рудоотложение происходило как в самих нарушениях, так и в сочленяющихся с ними межслоевых полостях.

Обобщение фактического материала по некоторым работам указанного периода сделано В. С. Кузебным, Б. П. Бедаревым, П. И. Полторыхиным, проводившими геологическую съемку района и тематические исследования в 1957—1962 гг.

В течение последних пяти-семи лет геологами Шемонаихинской геологоразведочной партии Восточно-Казахстанского геологического управления Н. М. Бондаренко, С. А. Леоновым, В. А. Наумовым, В. А. Пашкевичем, А. И. Утробиным, Д. А. Титовым, И. К. Феклистовым и другими проведены поисково-разведочные работы, позволившие уточнить геологическое строение и перспективность Шемонаихинского района в целом.

Николаевское рудное поле, аналогично другим полям Прииртышия, располагается в границах северо-западного локального полиметаллического пояса (Дробышевский, Дробышевская, 1967).

М. И. и Р. Я. Дробышевские, изучавшие геолого-структурные особенности рудных районов Золотоушинского и Белоусовского полиметаллических месторождений (1946—1967), установили, что рудные залежи на этих месторождениях локализуются преимущественно в складчатых структурах, а не в крупных секущих разрывах, ограничивающих отдельные блоки. Приуроченность рудных тел к складчатым структурам была установлена ранее на многих детально изученных месторождениях, в том числе и на таких, как Зыряновское и Лениногорское, являющихся типичными полиметаллическими месторождениями Алтая.

Исследования Николаевского месторождения, выполненные сотрудниками Алтайского отдела института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР (Гаджи и др., 1965—1968) под руководством М. И. Дробышевского, подтвердили решающее значение складчатой тектоники в его строении.

Интересные данные о структуре установлены в Николаевском карьере, систематическим изучением которого в настоящее время занимаются геологи рудника В. П. Боронин, Е. А. Ганжа, М. А. Тойбазаров и др.

Геологической основой наших исследований служили графические материалы рудного поля Николаевского месторождения, составленные С. Г. Анкиновичем, В. Ф. Масленниковым, С. А. Наумовым, Д. А. Титовым, А. И. Утробиным, И. К. Феклистовым и др., а также геологические разрезы и погоризонтальные планы карьера (Н. М. Бондаренко, В. П. Боронин, Е. А. Ганжа и др.), пополнившиеся данными личных наблюдений. В процессе работ мы применяли методику комплексного геолого-структурного анализа, предусматривающую использование результатов различных видов исследований.

Главное внимание уделялось изучению фациально-литологических, метаморфических, статиграфических и структурно-тектонических особенностей месторождения. Кроме того, при геологических

построениях использовались результаты спорово-пыльцевого анализа «немых» толщ, элементы залегания слоистости, полосчатости, расчленцовки и трещиноватости пород, замеренные в обнажениях и горных выработках или же фиксированные в кернах по отношению к оси скважин.

При проведении исследований мы столкнулись с фактами, свидетельствующими о том, что концепция каркасно-блочного строения не объясняет многообразия тектонических структур, развитых в пределах рудного поля, а подчас находится в резком противоречии с ними. Наблюдения в карьере показали, что по Карьерному разлому произошли относительно небольшие смещения пород. Структурные элементы пород (более 500 замеров) подтверждают, что в пределах рудного поля преобладают крутые (под углами порядка 50—70°) за-

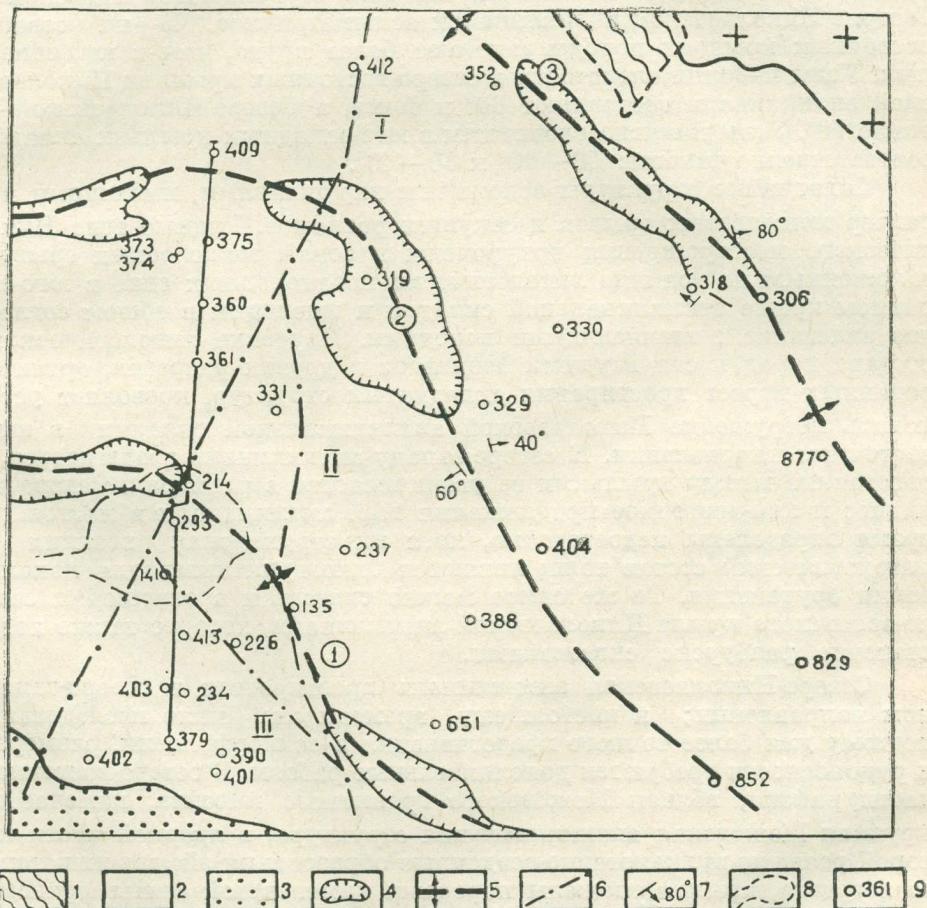


Рис. 1. 1—ордовикские отложения; 2—вулканогенно-осадочные образования среднего и верхнего девона; 3—терригенные отложения малоульбинской свиты (средний карбон); 4—продуктивные зоны; 5—оси антиклинальных структур (1—Николаевской, 2—Северо-Николаевской, 3—Межевской); 6—разрывные нарушения (I—Карьерный разлом; II—Долинный разлом); 7—элементы залегания слоистости; 8—контуры карьера Николаевского рудника; 9—расположение и номера скважин.

легания толщ северо-западного простирания. В обнажениях коренных пород выявляется, что направление падения слоистости неоднократно меняется от юго-западных до северо-восточных азимутов.

Анализ литологического состава толщ, возрастной датировки отложений, пространственной ориентировки структурных элементов и другие геологические данные позволили подтвердить складчатое строение Николаевского месторождения и его рудного поля (рис. 1). На геологическом разрезе 3, составленном Д. Н. Гаджи, Р. Я. Дробышевской и М. И. Дробышевским (1965), отчетливо выделяются две антиклинальные складки: Николаевская, в юго-западном крыле которой локализованы рудные залежи месторождения, и Северо-Николаевская антиклиналь, которая находится севернее Николаевского месторождения. Эти антиклинали разделены синклинальной складкой, ядерная часть которой располагается примерно в 180 м к югу от скважины 361 (рис. 2). Помимо указанных структур установлено несколько более мелких дополнительных складок. Строение Николаевской и Северо-Николаевской антиклиналей асимметричное. В их северо-восточных крыльях породы залегают более круто, чем в юго-западных. Углы падения слоистости в северо-восточных крыльях Николаевской антиклинали составляют 60° и более, а Северо-Николаевской — около 70° . Углы наклона слоистости в юго-западных крыльях складок соответственно таковы: $50-60^{\circ}$ и $30-40^{\circ}$.

Складчатые структуры осложнены нарушениями, имеющими характер межслоевых срывов и секущих разломов. Рудные тела Николаевского месторождения приурочены к зонам межслоевых срывов, заложенным на границе литологически неоднородных свит в юго-западном крыле антиклинальной складки и имеющим в общем согласное залегание с вмещающими породами. Изучение литологического состава пород и структурных элементов в других разрезах, ориентированных вкрест простирации складчатых структур, позволяет установить погружение Николаевской антиклинальной складки в юго-восточном направлении. К северо-западу антиклиналь вздымается, и расстояние между крыльями ее увеличивается в размерах. Северо-западное и юго-восточное продолжения этой антиклинали в настоящее время определены недостаточно, хотя их структурная позиция и литологический состав толщ являются благоприятными для локализации оруденения. То же самое можно сказать и в отношении северо-восточного крыла Николаевской антиклинали, которое также недостаточно разбурено скважинами.

Северо-Николаевская антиклиналь простирается в северо-западном направлении; к настоящему времени она мало исследована, поэтому для более точного представления о ее морфологии, размерах и рудоносности требуются дополнительные работы. В северо-восточной части района, вблизи Межовского гранитного массива, намечается крупная Межовская антиклинальная структура, в ядерной части которой развиты вулканогенно-осадочные образования эйфель-живетского возраста, крылья сложены породами каменевской свиты франского возраста, имеющими, как правило, крутое залегание под углами $70-80^{\circ}$.

Описываемые антиклинали разделены сложно построеннымми синклинальными складками северо-западного простирания. Складчатые структуры осложнены разрывными нарушениями. Наблюдения в карьере показывают, что по разломам происходили малоамплитудные подвижки, существенно не влиявшие на структуру месторождения.

Таким образом, можно заключить, что складки и сопряженные с ними разрывные нарушения северо-западного простирания являются

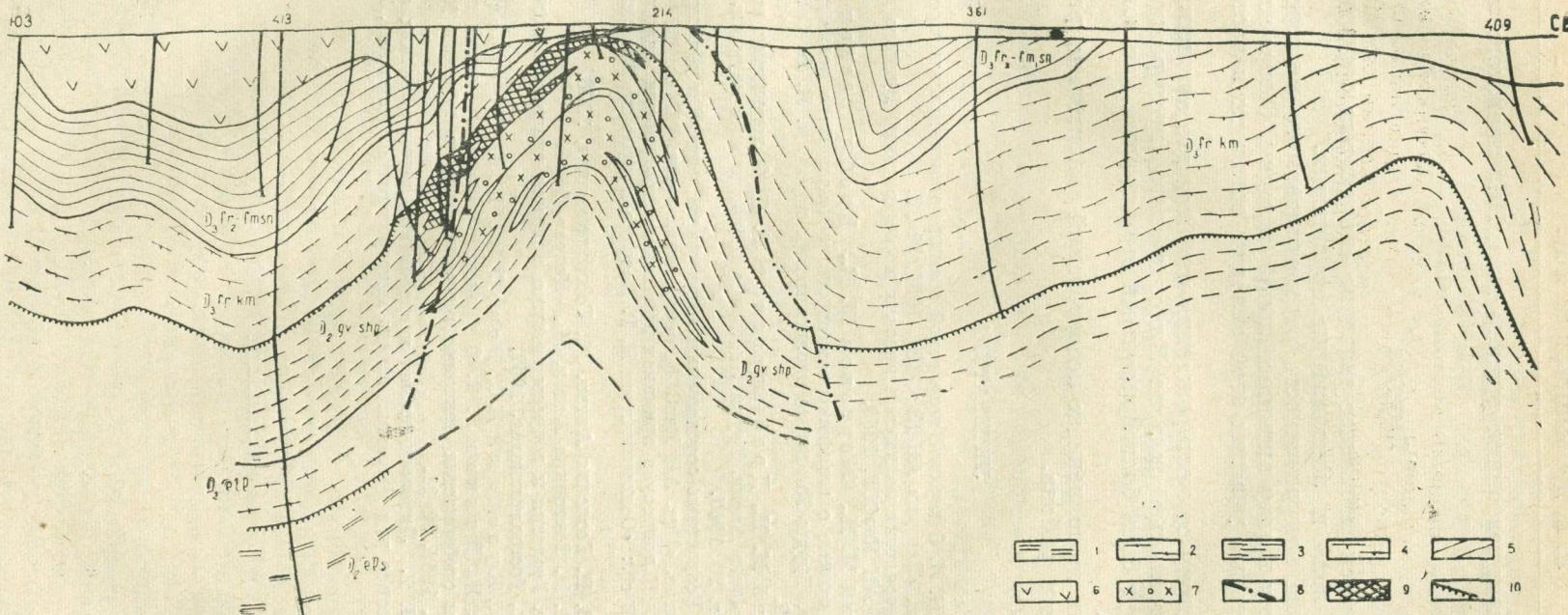


Рис. 2. 1—лосинская подсвита бересовской свиты (эйфель)—известняки, алевролиты, алевропелиты, реже—лавы и туфы кислого и среднего состава; 2—таловская свита (верхний эйфель)—кварцевые альбитофиры и их туфы, лавобрекчи, туфоловы с подчиненным количеством осадочных образований алевролитов, алевропелитов, туфопесчаников, известняков; 3—шипулинская свита (живет)—чередование эфузивных образований кислого, реже—среднего состава с известковистыми алевролитами, алевропелитами, конгломератами и известняками; 4—каменевская свита (нижний и средний фран)—туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, алевропелиты, алевролиты и лавы кислого состава; 5—снегиревская свита (верхний фран—фамен)—туфогенные кремнисто-глинистые алевролиты и алевропелиты зеленовато-серого цвета, туфопесчаники, эфузивы и туфы кислого состава; 6—диабазовые порфириты (субвулканические образования предположительно фаменского возраста); 7—девонские субвулканические образования кислого состава; 8—разрывные нарушения; 9—рудное тело; 10—продуктивные зоны.

главными элементами тектоники рудного поля Николаевского месторождения.

Выходы

1. Устанавливается решающее значение складчатых структур в строении рудного поля и локализации оруденения.
2. Подтверждена приуроченность рассматриваемого месторождения к юго-западному крылу антиклинальной складки. Северо-восточное крыло и фланговые участки этой складки остаются недостаточно изученными.
3. К северо-востоку от месторождения имеются две антиклинальные складки, аналогичные складке Николаевского месторождения, которые также могут быть благоприятными структурами для локализации оруденения.
4. В результате выполненных исследований значительно расширяются перспективы района.

ЛИТЕРАТУРА

- Бубличенко Н. Л. О верхней возрастной границе полиметаллического оруденения Рудного Алтая. «Вестник АН КазССР», 1956, № 10.
- Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. 3. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Дробышевский М. И., Мергенов Ш. К., Дробышевская Р. Я., Белый В. Ф. Новые данные о геологическом строении Иртышского полиметаллического месторождения. Труды Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР, т. 17, 1966.
- Дробышевский М. И., Дробышевская Р. Я. О локальных полиметаллических поясах Рудного Алтая. Труды Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР, т. 20, 1967.
- Каюпов А. К. Возрастные соотношения полиметаллического и редкометального оруденения на Алтае. «Изв. АН КазССР, серия геол.», вып. 1(34), 1959.
- Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, 1960.
- Некоршев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Некоршев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.
- Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Иванкин П. Ф., Кузебай Е. С., Воробьев Ю. Ю., Бедарев Б. П., Абдулменин Ж. И., Волков Я. С. О блоковом строении северо-западной части Рудного Алтая и особенностях тектонического положения главных рудных узлов. «Сов. геология», 1966, № 11.
- Тажибаева П. Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 553.061.11:553.439(584.4)

Э. С. ПОНОМАРЕВ, И. Д. ВЕЛИГУРА

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ЗОНАЛЬНОСТИ РУД КАМЫШИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(Рудный Алтай)

Камышинское месторождение находится в Северо-Западном Прииртышье Рудного Алтая. В период разведки изучалось геологами И. Д. Велигурой, В. А. Наумовым, В. А. Шевцовым, М. С. Шнейдером и др.

Исследования последних лет позволили выяснить положение интрузивных пород, уточнить стратиграфию вмещающих толщ, структуру месторождения, закономерности пространственного распределения рудного вещества и формы рудных тел.

В геологическом строении месторождения принимают участие отложения березовской и таловской свит среднего девона и каменевской — верхнего девона. Метаморфические сланцы условно ордовикского возраста, слагающие нижний структурный ярус, обнажаются северо-восточнее месторождения. Значительно развиты интрузивные и жильные породы.

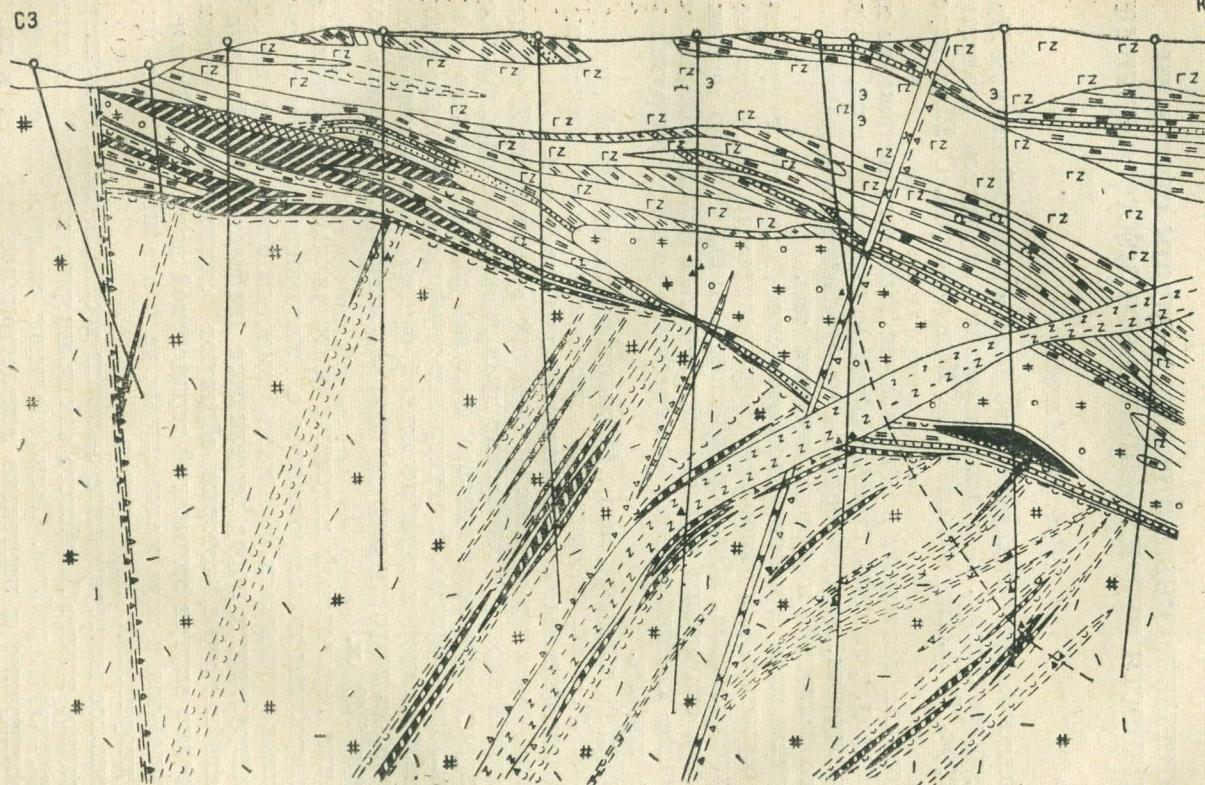
Отложения березовской свиты (лосишинской подсвиты мощностью не менее 380 м) — мелкозернистые песчаники, известковистые и кремнистые алевролиты с линзами известняков.

Таловская свита представлена сложной вулканогенной толщей, в составе которой наряду с собственно вулканогенными породами (лавы, лавобрекции, туфоловы кислого состава) развиты мелкие тела кварцевых альбит-порфиров, плагиогранит-порфиров и кварцевых порфиров субэкструзивной и гипабиссальной фаций, близких по составу и, вероятно, по возрасту вмещающим отложениям. Мощность толщи достигает 700 м.

Отложения гериховской подсвиты (нижняя часть каменевской свиты) — алевролиты и алевропелиты с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность немногим более 100 м (рис. 1).

Среди интрузивных пород выделяются диабазовые порфиры и кварцевые альбитафиры, которые образуют силловидные залежи преимущественно внутри отложений гериховской подсвиты. Жильные породы встречаются в виде маломощных даек альбит-порфиров, диабазовых и диоритовых порфиритов.

Камышинское месторождение залегает в синклинали, осложняющей юго-западное крыло Алейского антиклиниория, который является основной структурой района. Синклинальная складка имеет северо-западное простирание и несколько асимметричное строение в попечерном разрезе: углы падения на северном крыле колеблются от 5 до 20—30°, на южном — до 50°. Крылья структуры осложнены более



1	/ -	2
3	rz rz	4
5	= =	6
7	# /	8
9	~ u	10
11	cross-hatch	12
13	AV	14
15	a) b)	16

Рис. 1. Продольный разрез Камышинского месторождения (по Э. С. Пономареву): 1—дайки диабазовых порфиритов; 2—дайки альбит-порфи-ров; 3—силлы кварцевых альбитофоров; 4—силлы диабазовых порфиритов; 5—песчаники; 6—алевролиты и алевропелиты; 7—кварцевые альбитофоры таловской свиты; 8—эпидотизация, карбонатизация; 9—серicitизация, хлоритизация; 10—сплошные сульфидные руды; 11—свинцово-цинковые и полиметаллические руды межпластовых залежей; 12—медноколчеданные руды межпластовых залежей; 13—жильные рудные тела; 14—рудная вкрапленность; 15—зона разлома Холодного ключа; 16—зонки дробления (a) и трещиноватости (b).

мелкими пологими складками высшего порядка, амплитуды которых не превышают первых десятков метров.

Трещинные структуры на Камышинском месторождении, различные по генетическим типам. Нарушения, связанные со складчатостью,— наиболее ярко выраженные тектонические элементы месторождения. Они представлены межпластовыми срывами, пологими зонами расслаивания и дробления, развитыми большей частью в местах переслаивания пород, различающихся по физико-механическим свойствам. В западной части месторождения отчетливо фиксируется субмеридиональный разлом Холодный ключ, который сопоставляется с нарушениями, связанными с разломами глубинного заложения, подновлявшимися в позднее время. Зоны трещиноватости группируются в две основные системы. Особенно распространена система субширотного простирания с падением на север под углами 50—70°. Трещины более интенсивно развиты и отчетливее выражены в кварцевых альбитофирах, чем в осадочных породах гериховской подсвиты. В последнем случае они фиксируются только как дайки диабазовых и диоритовых порфиритов. Менее развиты трещины северо-восточного направления, падение их крутное (до 80°) на юго-восток. Одна из таких трещин в восточной части месторождения вмещает дайку альбит-порфиров. Вероятно, приоткрывания трещин северо-восточного простирания и незначительные перемещения по ним происходили неоднократно, о чем свидетельствуют раздробленность альбит-порфиров и зонка рассланцевания в лежачем зальбанде. Ширина полосы раздробленных и грубо рассланцованных альбит-порфиров — от первых сантиметров до 10—20 см.

Рудные тела месторождения разделяются на два морфологических типа: межпластовые и жильные. Среди межпластовых выявлены два основных и ряд мелких тел, группирующихся в области контакта таловской и каменевской свит. Это не что иное, как линзы, залегающие почти согласно с вмещающими породами. Руды прожилковово-вкрашенные с редкими маломощными интервалами сплошных сульфидов.

Главные минералы межпластовых рудных тел — пирит и халькопирит, второстепенные — сфалерит и галенит. В очень незначительных количествах встречаются блеклые руды, борнит и др. Наряду с медноколчеданными рудами в верхнем рудном теле и в мелких линзах наблюдаются полиметаллические.

Жильные рудные тела сосредоточены в кварцевых альбитофирах. Оруденение в них локализовано в секущих зонах субширотного простирания, выделяющихся трещиноватостью, рассланцеванием и гидротермальными изменениями пород, что выражено преимущественно в хлоритизации. Массивные альбитофиры хлоритизированы довольно равномерно; в туфоловах и лавобрекчиях хлоритизация проявлена в виде пятен и гнезд различной величины. К таким измененным участкам и приурочено оруденение, также имеющее форму гнезд и прожилков сульфидов, причем последние преобладают. Интенсивность оруденения неравномерна, нечеткость контактов оруднелых зон позволяет выделять границы промышленных рудных тел только по данным опробования. Рудные тела в зонах не выдержаны по падению и простиранию, небольшие. По вещественному составу руды медноколчеданные, сложены пиритом и халькопиритом.

В локализации руд заметную роль играют стратиграфо-литологические факторы: наиболее интересные в промышленном отношении рудные тела находятся в области контакта свит (верхний рудоносный

горизонт). Наблюдается пространственная связь оруденения и с альбитофирами таловской свиты (нижний рудоносный горизонт). Однако в этих горизонтах руды встречаются не повсеместно, а в определенных участках, что связано в первую очередь со структурными факторами. Литологический состав свит определял лишь развитие элементов структуры месторождения. Эта взаимосвязь литологических и структурных факторов иллюстрируется прежде всего развитием межслоевых зон расслаивания и дробления, возникших в верхнем рудоносном горизонте при образовании складок. Между тем секущие зоны более интенсивно развиты и отчетливее выражены в породах нижнего рудоносного горизонта, что можно объяснить пластичностью алевролитов и хрупкостью порфировых пород. Зоны трещиноватости были благоприятными структурами для локализации жильного оруденения и явились рудоподводящими каналами межпластиового. Отложению руд в межслоевых зонах способствовали ранее внедрившиеся здесь силловидные тела диабазовых порfirитов и кварцевых альбитофирам — «экраны».

В распределении руд на Камышинском месторождении отчетливо заметна зональность. Наличие пологозалегающих межпластиовых рудных тел верхнего рудоносного горизонта и крутопадающих жильных — нижнего обуславливает зональность формы рудных тел, что является одной из характерных особенностей месторождений Рудного Алтая.

Свиты:	Колонка	Рудные тела	Соотношение металлов МЕДЬ: СВИНЕЦ : ЦИНК	Типы руд
Свите Каменевская	= = = ===== =====		1:8 : 22	Свинцово-цинковые
	=====	ЛИНЗЫ	1:3 : 11	Полиметаллические
	=====		1:1,5 : 2,7	Колчеданно-полиметаллические
Каменевская	===== =====	I РУДНОЕ ТЕЛО	1:0,1:1	Медно-цинковые
	===== + +	II РУДНОЕ ТЕЛО	1:0,004 : 0,02	Медно-колчеданные
Талловская	+ + ○ ○ ○ + ○ +	ЖИЛЬНЫЕ РУДНЫЕ ТЕЛА	1:0,004 : 0,02	Медно-колчеданные

Рис. 2. Схема зональности Камышинского месторождения.

Соотношение рудных компонентов иллюстрирует первичную зональность оруденения. Так, в нижнем рудоносном горизонте сосредоточены медноколчеданные руды, в подошве верхнего горизонта (область контакта свит) залегает межпластовое рудное тело также медноколчеданного состава; рудное тело, находящееся в осадочных породах, значительно выше по отношению контакта свит, сложено несколькими типами руд, где наряду с медноколчеданными присутствуют медно-цинковые и полиметаллические; еще выше расположены мелкие линзы полиметаллических и свинцово-цинковых руд (рис. 2). Локальная зональность проявляется в первом рудном теле: в висячем боку имеются существенно полиметаллические руды, посте-

пенно сменяющиеся медно-цинковыми и медноколчеданными, последние слагают нижнюю часть этого рудного тела. В наиболее типичной скважине, иллюстрирующей смену минерального и химического состава по мощности залежи, выделяются свинцово-цинковые руды (медь : свинец : цинк = 1 : 8 : 34), медно-цинковые (медь : свинец : цинк = 1 : 0,05 : 1) и медноколчеданные (медь : свинец : цинк = 1 : 0,02 : 0,1). Интересно проследить изменение коэффициента корреляции пар металлов в различных типах руд первого рудного тела. В медноколчеданных рудах, например, связь между медью и цинком обратная, а в медно-цинковых она меняется на прямую, тогда как в верхней части рудного тела в свинцово-цинковых рудах связь между всеми металлами прямая.

В целом для месторождения характер связи между парами медь — свинец и медь — цинк случайный, величина коэффициента корреляции мало отлична от нуля, а между свинцом и цинком связь прямая и довольно высокая (см. табл.).

Коэффициенты корреляции между компонентами в рудах Камышинского месторождения

Вид выборки	К-во проб	Коэффициент корреляции пар		
		медь—свинец	медь—цинк	свинец—цинк
Линзы	26	+0,02 ± 0,20	+0,22 ± 0,20	+0,84 ± 0,06
Первое рудное тело	112	-0,04 ± 0,09	-0,07 ± 0,09	+0,81 ± 0,03
Все руды месторождения	454	-0,06 ± 0,05	-0,04 ± 0,05	+0,87 ± 0,01

На основании выделенных минеральных парагенезисов процесс рудообразования на Камышинском месторождении М. С. Шнейдер (1963) разделяет на четыре стадии: серноколчеданную, медную, полиметаллическую и позднюю серноколчеданную медную. Вместе с тем результаты статистической обработки (распределение металлов в пробах по классам содержаний, коэффициенты корреляции) и неконтрастные переходы между отдельными типами руд позволяют выделять зональность отложения в рудных телах (Билибин, 1951; Смирнов, 1957), которая была ведущей в последовательности минералоотложения.

Формирование Камышинского месторождения происходило в неспокойной тектонической обстановке. Максимум тектонической активности приходился на дорудный этап, когда возникали крутопадающие зоны трещиноватости, сочетающиеся с межпластовыми срывами и пологими зонами расслаивания. Дорудной тектонической деятельностью были подготовлены подводящие каналы и области локализации. Рудоносные растворы поступали по крутопадающим зонам, в которых формировались жильные рудные тела медноколчеданного состава. Структурно-тектоническая зональность (по Крейтеру, 1956) влияла не только на форму рудных тел, но и на их состав. В верхней части месторождения в межслоевых зонах при падении температуры и давления в первую очередь выпадал халькопирит (влияние фактора относительной концентрации по Радкевич, 1959). Свинец и цинк, находившиеся в рудоносном растворе в значительно меньших количествах, отлагались позже, обогащая верхнюю часть рудного тела. Этот порядок отложения согласуется с минералогическими данными (Шнейдер, 1963).

Таким образом, Камышинское месторождение в отношении контроля оруденения не составляет исключения среди других типичных алтайских месторождений. Его геологическая позиция и особенности внутреннего строения обусловлены сочетанием дизъюнктивных и пликативных структур. К числу главных факторов, обуславливающих зональность рудных тел, несомненно относятся физико-химические — температура, давление и относительная концентрация элементов в растворе.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. «Зап. Всес. мин. об-ва», 1951, вып. 2.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. «Советская геология», 1959, № 9.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1957, № 3.
- Шнайдер М. С., Шнайдер А. А. Текстурно-структурные особенности и минеральные парагенезисы руд Камышинского месторождения. Труды АГМНИИ АН КазССР, т. XVI, 1963.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 553.44(584.4)

A. С. ТАРАНТОВ, В. А. АНТОНОВ, К. Ф. ЕРМОЛАЕВ

СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СПЛОШНЫХ МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ РУД ЗЫРЯНОВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопрос о механизме переноса и способе отложения минеральных веществ при формировании руд алтайских полиметаллических месторождений неоднократно освещался в литературе. Господствующим в настоящее время является представление о гидротермально-метасоматическом способе отложения руд из длительно циркулировавших рудообразующих растворов. Однако на некоторых месторождениях встречаются руды, характеризующиеся сплошным сложением, образование которых трудно объяснить с такой позиции. Н. Н. Курек, впервые обративший на это внимание, указывал, что сливные мелкозернистые руды («сульфидолиты») Риддерского месторождения могли возникнуть путем одноактного выполнения густыми высококонцентрированными растворами зияющих трещин. Позднее такая точка зрения была поддержана и другими алтайскими геологами, изучавшими руды Белоусовского, Иртышского и других месторождений (Дробышевский, 1961; Воробьев, 1963). При исследовании Зыряновского полиметаллического месторождения мы также получали аналогичные данные.

Общие сведения о месторождении

Зыряновское месторождение, согласно данным А. К. Каюпова и других (1957), сложено осадочными и вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего девона, смятыми в антиклинальную складку субширотного простирания и прорванными серией даек основного и кислого состава. Здесь довольно широко проявлены процессы динамометаморфизма, kontaktового метаморфизма, предрудного и околодрудного метаморфизма, под влиянием которых породы были интенсивно рассланцованны и превращены в кварц-серийцитовые, хлорит-серийцитовые сланцы и микрекварциты (Хисамутдинов, 1956; Каюпов и др., 1957).

Оруденение приурочено к полосе гидротермально-измененных пород среднего девона. Оно представлено широкими зонами вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд. Среди вкрапленных руд, а также на некотором удалении от них обособляются линзы сплошных мелкозернистых руд, приуроченные главным образом к надвиговым зонам и межформационным срывам.

Большинство исследователей, изучавших месторождение, считают, что сплошные и вкрапленные полиметаллические руды* возникли в одну стадию минерализации гидротермально-метасоматическим путем. Но все же вопрос о времени образования этих руд и отношении их к динамометаморфизму остается дискуссионным. Б. И. Вейц (1959) указывает, что динамометаморфизм на месторождении проявился после формирования руд и выразился в перекристаллизации минеральных агрегатов вмещающих пород и руд, а также в их пластической деформации, катаклазе с растворением и переотложением части сульфидов. А. К. Каупов (1957), М. Г. Хисамутдинов (1956), Н. И. Шумская (1961) приводят целый ряд убедительных данных, позволивших считать, что складчатость и динамометаморфизм на месторождении предшествовали оруденению. Однако, несмотря на это, Т. Н. Шадлун (Бетехтин и др., 1964) в одной из обобщающих работ вынуждена была признать, что в настоящее время нет конкретных доказательств перегруппировки вещества или полной перекристаллизации минеральных агрегатов, вызванных динамометаморфизмом, поскольку явно выраженных проявлений локального послерудного метаморфизма на месторождении не установлено.

Следовательно, вопрос о формировании руд месторождения не имеет однозначного решения и нуждается в дальнейшем дополнительном изучении.

Морфология тел сплошных мелкозернистых руд и их взаимоотношение с вмещающими породами

Рудные тела, сложенные сплошными мелкозернистыми рудами, залегают в рассланцеванных вулканогенно-осадочных породах, интенсивно измененных в процессе предрудного гидротермального метаморфизма. Значительно реже они локализованы в дайках диабазовых порфиритов, превращенных в порфиритоиды. Морфологически эти тела представляют собой межпластовые залежи, залегающие в апикальной части основной антиклинальной структуры и в шарнирах усложняющих ее складок более малого порядка. На нижних горизонтах месторождения, по мере погружения крыльев складок, межпластовые залежи переходят в секущие крутопадающие тела линзовидной формы, приуроченные к крутопадающим зонам разломов. Линзы кулисообразно заходят друг за друга или вытягиваются цепочкой, сосредоточиваясь в пределах одного тектонического шва. Размеры рудных тел варьируют в широких пределах — от мелких линз до протяженных рудных залежей, разобщенных участками почти безрудных пород.

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы месторождения интенсивно рассланцеваны. Зоны рассланцевания ориентированы в направлении простирания рудных тел и плавно огибают их раздувы (рис. 1). В участках пережима рассланцовки рудные тела уменьшаются по мощности и постепенно выклиниваются.

Апофизы, ответвляющиеся от линз сплошных мелкозернистых руд, секут зоны рассланцевания под различными углами. В замковой части основной антиклинали сплошные мелкозернистые рудные тела,

* Кроме сплошных и вкрапленных руд встречаются кварцевые и кварц-карбонатные жилы с крупнокристаллическими сульфидами, которые в настоящей статье не рассматриваются.

по данным А. К. Каюпова и др. (1957), секут эти зоны под острым углом, причем отчетливо выраженная сланцеватость в боковых породах не продолжается по простиранию в рудное тело, а обрывается у контакта или обтекает его.

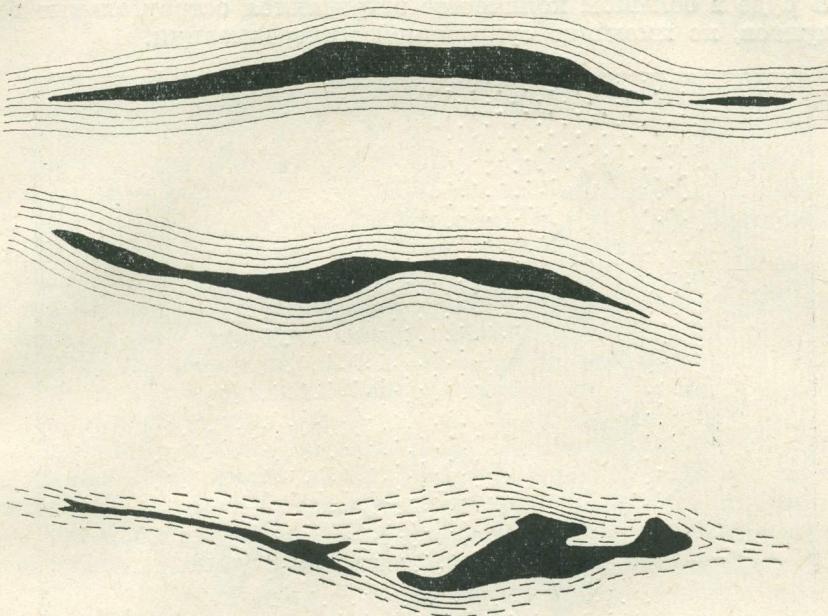


Рис. 1. Морфология рудных тел в зонах рассланцевания.

Контакты рудных тел с вмещающими породами, как правило, резкие. Лишь иногда в породах лежачего бока появляется незначительный ореол вкрапленной сульфидной минерализации, постепенно затухающий при удалении от сплошных мелкозернистых руд. Вдоль контактов рудных тел часто прослеживаются зоны скольжения, выполненные глиной трения, лишенной сульфидной минерализации. Возникновение этих зон, по всей вероятности, связано с рассланцеванием пород, предшествующим процессу рудоотложения, и действием внешних сжимающих сил, направленных параллельно сланцеватости пород.

Среди сплошных мелкозернистых руд довольно часто встречаются «плавающие», «неподдерживаемые» обломки вмещающих пород (микрокварцитов, кварц-серicitовых и кварц-серicit-хлоритовых сланцев, мраморизованных известняков и порфиритов), без сульфидной минерализации или содержащие редкую вкрапленность пирита. Размеры таких включений достигают нескольких метров, они сильно деформированы, а иногда повернуты, изогнуты, закручены, в результате чего направление их рассланцевания и первичной слоистости не совпадает с направлением общего рассланцевания и слоистости вмещающих пород (рис. 2). В местах, где рудные тела включают обломки мраморизованных известняков, как правило, отсутствуют первично залегающие карбонатные породы, именно поэтому создается впечатление о значительной транспортировке блоков вмещающих пород рудообразующими растворами из нижних горизонтов месторождения.

Рудные тела, локализованные в диабазовых порфиритах, имеют более сложную морфологию. Для них характерны многочисленные раздувы и разветвления на множество апофиз, простирание которых совпадает с общим простиранием рудолокализующих структур. Контакты рудных тел и диабазовых порфиритов очень резкие, приваренные. В руде в большом количестве встречаются остроугольные блоки порфириров, не имеющие сульфидной минерализации.

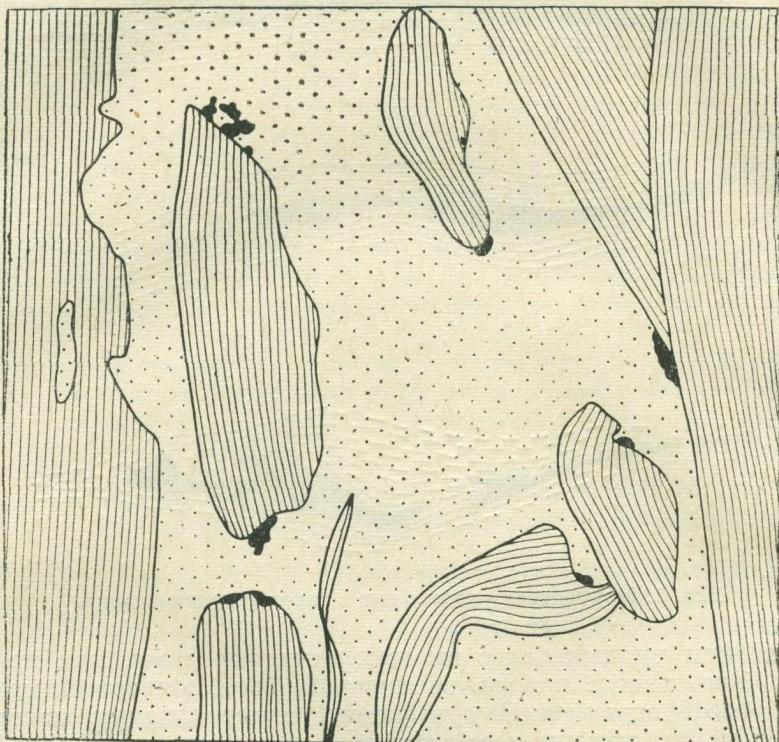


Рис. 2. Включения вмещающих пород в сплошных мелкозернистых рудах.

Таким образом, резкие контакты рудных тел с вмещающими породами, локализация руд в диабазовых порфиритах, являющихся неблагоприятными для замещения сульфидами, включения карбонатных и других пород среди сплошных мелкозернистых руд указывают на отсутствие или очень слабую степень проявления процессов рудного метасоматоза при формировании рассматриваемого типа руд.

Околорудный гидротермальный метаморфизм вблизи сплошных мелкозернистых руд выражен в очень слабой степени, главным образом в термальном преобразовании пород, сопровождающемся перекристаллизацией вмещающих пород с укрупнением размеров зерен и чешуек пордообразующих минералов. Многочисленными наблюдениями авторов установлено, что вблизи мелкозернистых руд происходит перекристаллизация микрокварцита в более крупнозернистый агрегат, а серицита и отчасти хлорита — в крупночешуйчатый мусковит; глинистые сланцы подвергаются окремнению, ороговикованные известково-глинистые сланцы — частичной хлоритизации (аналогичные факты приводились М. Г. Хисамутдиновым, 1956). Кварцевые

порфиры вблизи мелкозернистых руд испытывают серицитизацию, диабазовые порфириты — хлоритизацию, пиритизацию, карбонатизацию и эпидотизацию. Мощность околоврудноизмененных зон не превышает 1—2 м.

Характер околоврудного изменения вмещающих пород свидетельствует об отсутствии привноса или выноса компонентов экзоконтактовых зон рудных тел. Происходящая перекристаллизация минеральных агрегатов обусловлена, по всей вероятности, перегруппировкой вещества в процессе термального метаморфизма, наиболее сильно проявившегося вблизи рудных тел и затухающего при удалении их от контактов.

Морфологию и взаимоотношения рудных тел с вмещающими породами, наблюдаемые на Зыряновском месторождении, трудно объяснить с позиций гидротермального метасоматоза литологически благоприятных пород. Более вероятно предположить, что сплошные мелкозернистые руды образовались из густых высококонцентрированных растворов путем их одноактного внедрения в течение относительно короткого времени. При подобной инъекции рудная масса раздвигала ранее рассланцеванные породы и, внедряясь в зияющие зоны отслоений и дизъюнктивных нарушений, перемещала обрушенные блоки вмещающих пород в более высокие горизонты.

Отсутствие хорошо выраженных зон околоврудного изменения и какой-либо зависимости минерального состава рудных тел от состава вмещающих пород обусловлено, по-видимому, значительным переоклаждением и пересыщением рудообразующей сульфидной системы в момент внедрения и последующей кристаллизации и т. д.

Структурные взаимоотношения рудообразующих минералов

Сплошные мелкозернистые руды месторождения представлены тесно сросшимися агрегатами сульфидов. Текстуры массивные, иногда пятнистые, реже полосчатые. Установлена следующая последовательность кристаллизации основных рудообразующих минералов: пирит, сфалерит, хлорит, галенит, халькопирит, блеклые руды, кварц, кальцит, барит. Их выделение из гидротермальных растворов происходило не одновременно, а было растянуто во времени, в результате чего ранее выделившиеся минералы коррозировались и даже пересекались капиллярными прожилками более поздних минералов.

Иногда отмечается брекчирование ранее выделившихся минералов. Чаще всего брекчированию подвергались зерна пирита, обломки которого в дальнейшем испытывали коррозию сфалеритом, халькопиритом и галенитом. Подобное явление дало основание Н. И. Шумской (1961) выделить кристаллизацию пирита в самостоятельную стадию минерализации, отделенную от кристаллизации других минералов периодом внутристадийных тектонических подвижек. Однако дискретность процесса формирования сплошных мелкозернистых руд не находит подтверждения, на что неоднократно указывали другие исследователи руд месторождения.

Коррозия одних минералов другими, как было показано А. Г. Бетехтиным (1958), не является надежным критерием выделения стадий минерализации. Кристаллы пирита, несмотря на замещение их другими минералами, в большинстве случаев сохранены хорошо, что не характерно для замещения поздними рудоносными растворами с иным химизмом. Брекчированность же минералов может возникать в процессе образования руд одной стадии минерализации и поэтому

также не служит критерием характера образования руд. Примечательно, что обломки пирита в сплошных мелкозернистых рудах сохраняют остроугольную форму и представляют собой отдельные обломки крупных кристаллов. Они заключены в массу более мелкозернистого пирита, сцементированную сфалеритом, халькопиритом и галенитом. Дробление пирита не связано с внешними тектоническими воздействиями, а обусловлено локальным брекчированием руд при их кристаллизации. Такие брекчевые структуры возникают, вероятно, за счет пленочной деформации, экспериментально установленной Г. Л. Поспеловым и другими (1961), или в результате сил тяжести, когда ранее отложившийся вдоль стенок рудный минерал подвергается локальному дроблению с последующей цементацией обломков рудной массой из той же самой порции гидротермальных растворов. Об этом говорят перекрытие во времени моментов выделения основных рудообразующих минералов и отсутствие следов четко выраженных внутристадийных тектонических подвижек.

В строении зерна пирита отчетливо выражены две зоны роста — внутренняя и внешняя. Внутренняя зона, легко затравливающаяся стандартными травителями, представлена или одним интенсивно резортированным кристаллом, или несколькими тесно сросшимися кристаллами неправильной формы. Внешняя зона имеет однородное строение и затравливается с большим трудом. Она выравнивает дефекты внутренней зоны, достраивая зерна пирита до правильных кубических кристаллов (рис. 3).

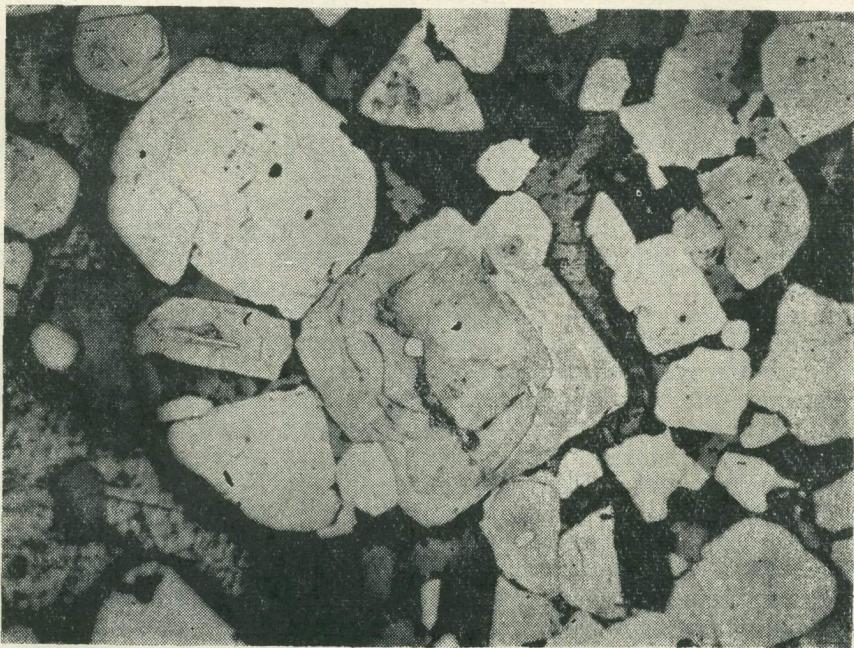


Рис. 3. Пирит зонального строения (увел. 270^х).

Различие внутренних и внешних зон роста кристаллов пирита обусловлено, по-видимому, изменением условий его кристаллизации. В начальный момент, когда гидротермальный рудообразующий раствор был пересыщен, выделялось большое количество мелких кристаллов пирита, которые, слипаясь, образовывали обособленные

агрегаты. В дальнейшем, по мере снижения концентрации раствора, эти агрегаты зарастали новыми зонами роста до возникновения правильных кристаллографических форм.

При образовании зерен пирита, в которых внутренняя зона представлена одним резорбированным кристаллом, важную роль, очевидно, играли процессы их гравитационного перемещения. Зародыши кристаллов в начальный момент находились во взвешенном состоянии в гидротермальном растворе. По мере увеличения размеров кристаллов (за счет большего удельного веса кристаллического вещества по сравнению с раствором) происходило гравитационное перемещение пирита в нижние, менее охлажденные части камеры рудоотложения. Это сопровождалось полным растворением мелких зерен пирита и частично крупных, а также последующим зарастанием резорбированных кристаллов новыми, более правильными зонами роста. Так же можно объяснить незначительное обогащение пиритом нижних горизонтов месторождения.

Пириты сплошных мелкозернистых руд содержат большое количество округлых включений сфалерита, галенита, халькопирита и других минералов. Распределены включения беспорядочно, однако довольно отчетливо устанавливаются их скопления во внутренних зонах пирита и на границе с внешними зонами. Образование подобных включений, как показали специальные исследования, может быть вызвано различными причинами. А. Г. Бетехтин (1958, 1964) в одной из своих работ указывал, что округлые инородные включения появляются в результате захвата растущими кристаллами пирита жидких капелек сфалеритовой, халькопиритовой, галенитовой и другой массы. А. И. Феногенов (1963) описал случаи образования включений путем механического захвата кристаллом пирита зародышей сфалерита, халькопирита и галенита, которые возникли одновременно с ростом кристаллов пирита и находились в твердом состоянии. По мнению Р. Л. Стантона (Stanton, 1960), включения инородных минералов возможны после распада сложных сульфидных смесей, что сопровождалось образованием сегрегационных структур, развивающихся по типу твердых растворов. От нормальных структур распада твердых растворов они отличаются тем, что содержат минеральные пары, не одинаковые по кристаллическому составу. Согласно Стантону, в процессе сегрегации сульфидных смесей развиваются правильные кристаллы пирита, в то время как другие минералы не образуют их. Б. И. Вейц и другие (1957), Т. Н. Шадлун (Бетехтин и др., 1964) считают, что пирит, содержащий включения посторонних минералов, является более поздним образованием, возникшим метасоматическим путем за счет сфалерита, халькопирита и других минералов, находившихся в твердом состоянии.

Наши исследования руд Зыряновского месторождения подтвердили позицию А. Г. Бетехтина: образование округлых обособлений сфалерита, галенита, халькопирита и других минералов в пирите вполне можно объяснить тем, что растущие кристаллы пирита захватывают жидкие капли сульфидной массы. С этой же точки зрения легко представить их морфологические очертания, состав, размеры, пространственное обособление в кристаллах, структурные особенности строения пирита и другие явления. Очевидно, кристаллизация пирита происходила в гетерогенной сульфидной массе, находившейся в жидком состоянии. По мере роста кристаллы пирита захватывали отдельные капли мономинеральных сульфидов или сульфидных сме-

сей сложного состава. Особенно интенсивный захват каплевидных обособлений сульфидов происходил в начальный момент кристаллизации пирита при формировании его внутренней зоны, когда концентрация всех компонентов в растворе была повышенной. Капли инородных сульфидов в силу поверхностного натяжения приобретали округлую или эллиптическую форму и постепенно заастали новыми зонами роста пирита. Внешняя зона первоначально огибалась включениями, а при дальнейшем ее развитии слаживала дефекты роста кристаллов вблизи инородных обособлений, и они становились ровными в соответствии с правильной кристаллографической формой пирита.

Таким образом, каплевидные обособления инородных минералов в пирите служат показателем его кристаллизации в среде, насыщенной жидкими сульфидами свинца, меди и цинка. Это еще раз подтверждает одноактное внедрение сульфидных растворов в рудолокализующую структуру и последующую их раскристаллизацию.

При изучении анишлифов, отобранных вкрест простирания рудных тел, выявлены интересные структурные взаимоотношения между сфалеритом, с одной стороны, халькопиритом и галенитом — с другой. В частности, установлено, что в эндоконтактах и в участках выклинивания рудных тел развиты субграфические структуры, характеризующиеся тонкозернистым прорастанием халькопиритом и галенитом зерен сфалерита (рис. 4). Халькопирит и галенит имеют

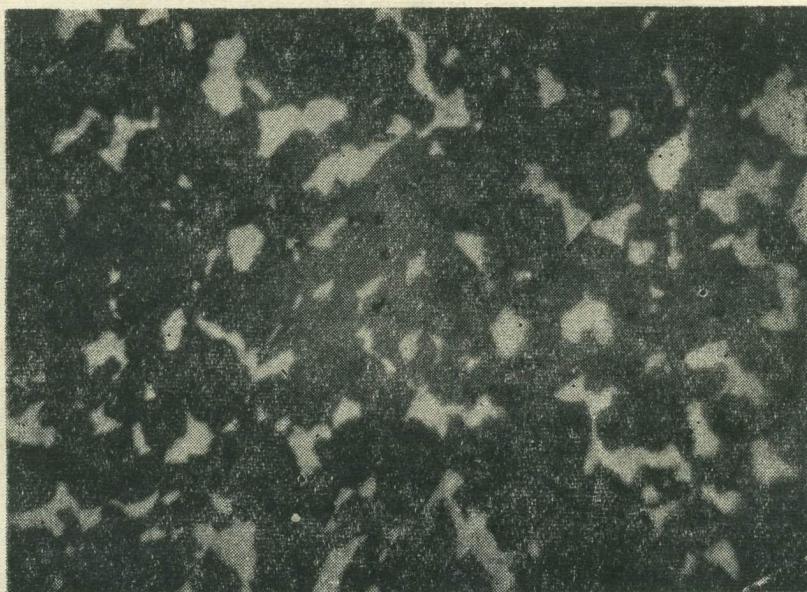


Рис. 4. Субграфическая структура выделений галенита в сфалерите (серое — сфалерит, белое — галенит, увел. 270^х).

неправильные серповидные выделения, обособленные между округлыми, плотно соприкасающимися зернами ранее выделившегося сфалерита. По направлению к центру рудных тел увеличиваются зерна сфалерита и соответственно расположенные между ними субграфические обособления халькопирита и галенита. Резко ксеноморфные обособления халькопирита и галенита сливаются в более крупные агрегаты, в результате чего субграфическая структура руды сменяет-

ся петельчатой, которая затем переходит в гипидиоморфнозернистую при явном подчинении выделений халькопирита и галенита ранее сформировавшимся зернам пирита и сфалерита (рис. 5).



Рис. 5. Гипидиоморфнозернистая структура выделений галенита и сфалерита (серое — сфалерит, белое — галенит, увел. 180^х).

На рисунке 6 показано изменение размеров зерен сфалерита по поперечному сечению рудного тела. Вблизи контакта линейные параметры их минимальные и не превышают $0,20 \times 0,15$ мм, постепенно увеличиваются к центру и достигают тем больших размеров, чем больше мощность рудного тела. Например, в линзе мощностью 2,5 м зерна сфалерита порядка $0,47 \times 0,25$ мм. Аналогичная картина наблюдается и в других линзах. Закономерное возрастание зерен минералов к центру рудных тел, а также отсутствие деформации кристаллов, трансформации их двойников и других механических воздействий дают основание полагать, что механизм формирования выявленных структурных взаимоотношений не является следствием процесса динамометаморфизма, как считалось ранее Б. И. Вейц (1959). Наиболее вероятной причиной этого является, по-видимому, последовательная кристаллизация минералов из высококонцентрированных растворов.

Сначала из гидротермальных сильно пересыщенных растворов кристаллизовался пирит (механизм его формирования рассмотрен выше). Затем, по мере охлаждения рудообразующей системы, из тех же самых растворов началась самопроизвольная кристаллизация сфалерита. Больше центров кристаллизации сфалерита возникало в единицу времени в местах максимального переохлаждения раствора. В таких условиях находились эндоконтакты рудных тел и участки их выклинивания, где теплообмен с вмещающими породами был особенно интенсивным. Здесь появлялось большое число мелких, тесно соприкасающихся зерен сфалерита, промежутки между которыми за-

полнялись остаточной жидкостью с растворенными компонентами. С дальнейшим понижением температуры и после окончательной кристаллизации остальных сульфидов (халькопирита, галенита и др.) возникали своеобразные субграфические структуры. Охлаждение

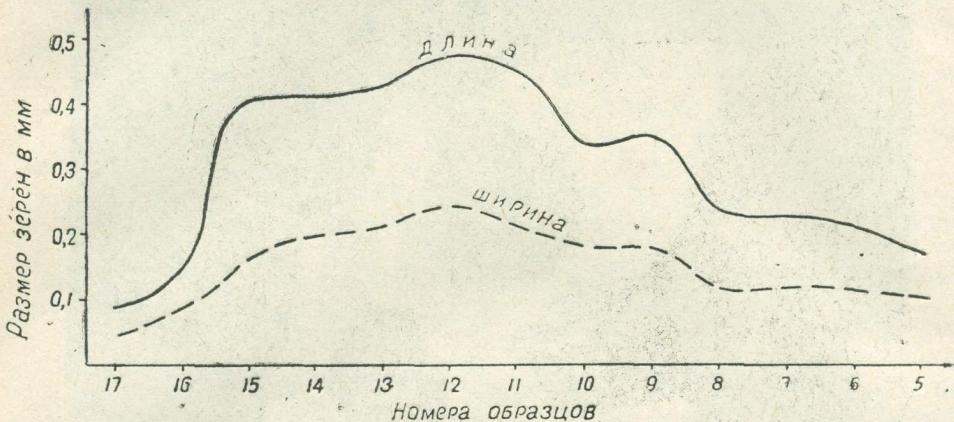


Рис. 6. Характер изменения размеров зерен сфалерита в поперечном сечении рудного тела.

центральных частей рудных тел происходило значительно медленнее, в результате чего здесь было меньше центров кристаллизации и вырастали более крупные кристаллические зерна сфалерита.

Зональность рудных тел как проявление кристаллизационной дифференциации вещества

На основании ряда химических анализов проб, а также путем подсчета количества основных рудообразующих минералов в аштилях установлено, что в эндоконтактах содержание пирита и сфалерита значительно выше, чем в центральных частях. Халькопирита, наоборот, больше в центре рудных тел и меньше в краевых зонах (рис. 7). Эта закономерность особенно четко выражена в рудных телах большой мощности и в раздувах. В маломощных рудных телах она мало или совсем не проявляется. Подобное распределение рудообразующих компонентов обусловлено, очевидно, дифференциацией вещества при кристаллизации сульфидов.

Кристаллизационная дифференциация вещества при формировании сплошных мелкозернистых руд происходила в горизонтальном направлении, т. е. по простирианию кругопадающих рудных тел. Особенно отчетливо это заметно в распределении сфалерита и халькопирита, чем и предопределяется зональное строение рудных тел. Основной причиной такого явления следует считать неодинаковую скорость кристаллизации главных рудообразующих минералов в различных частях рудных тел. Раствор испытывал активное воздействие более холодной вмещающей среды, в результате чего области контактовых зон охлаждались значительно быстрее по сравнению с центральными зонами. В связи с этим кристаллизация основных рудообразующих минералов начиналась со стороны контактов и постепенно распространялась в центральные зоны, где этот процесс протекал уже значительно медленнее, чем в краевых частях. Первым из гидротермальных растворов выделялся пирит. Снижение их температуры вызывало

кристаллизацию сфалерита. Поскольку скорость охлаждения растворов в эндоконтактах была наиболее высокой, то и кристаллизация сфалерита здесь протекала значительно быстрее, чем в центральных частях рудных тел, это приводило к неравномерной концентрации рудообразующих компонентов в растворах. В центральных участках рудных тел, где скорость кристаллизации сфалерита была меньше, концентрация его молекул в остаточном гидротермальном растворе в определенный момент времени оказывалась более повышенной, чем в растворах в краевых зонах. Такое нарушение степени концентрации влекло за собой диффузивное перемещение молекул сфалерита из центра в приконтактовые зоны, а молекул халькопирита, как наиболее подвижного компонента остаточных растворов, — в противоположном направлении.

Прогрессирующий рост кристаллов сфалерита в приконтактовых участках рудных тел сопровождался заполнением твердой фазой значительного пространства и вытеснением в центральной части остаточных растворов, обогащенных рудообразующими компонентами, кристаллизация которых наступала значительно позднее. После полной раскристаллизации всех компонентов возникала минеральная зональность, выраженная в существенном обогащении приконтактовых участков рудных тел сфалеритом, а центральных — компонентами позднее кристаллизующихся минералов. К ним относятся медь, серебро, сурьма, мышьяк и другие, имеющие повышенную растворимость и выпадающие из растворов одними из последних. При кристаллизации они иногда образуют сложные неравновесные системы, которые по мере снижения температуры распадаются на самостоятельные компоненты. С этих позиций находят вполне определенное объяснение такие явления, как разложение блеклых руд на арсенопирит, халькопирит, сфалерит и самородное серебро, а также распад твердого раствора сфалерит-халькопиритового состава, который наблюдается исключительно в центральных частях рудных тел.

Незначительные ламинарные движения кристаллизующейся рудной массы или слабые тектонические подвижки вдоль жил в момент ее раскристаллизации приводили к образованию линейных обособлений халькопирита с возникновением полосчатых текстур, которые широко распространены в сплошных мелкозернистых рудах. Остаточные растворы, обогащенные халькопиритом, при определенных условиях могли выжиматься в раскристаллизованную внешнюю часть рудного тела или вообще во вмещающие породы, приводя к возникновению существенно халькопиритовых секущих прожилков. Эти прожилки иногда ошибочно принимались за проявление более поздних

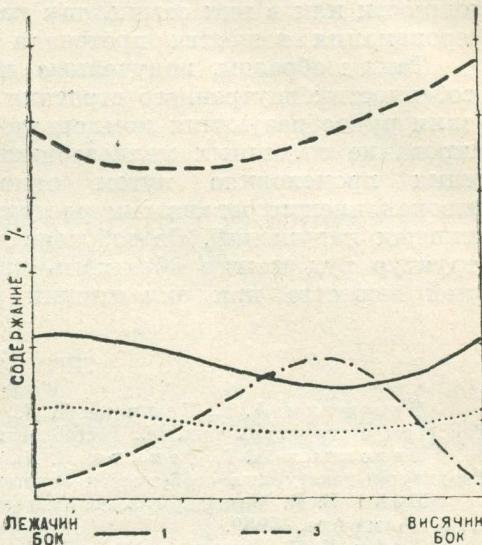


Рис. 7. Распределение основных рудообразующих компонентов в поперечном сечении рудного тела: 1 — сфалерит; 2 — пирит; 3 — халькопирит; 4 — галенит.

медных стадий минерализации, что вызывало неоправданное упрощение процесса формирования руд (Шумская, 1961). Чаще всего подобные образования наблюдаются вблизи рудных тел значительной мощности или в них самих, так как здесь кристаллизационная дифференциация вещества протекала наиболее полно.

Таким образом, полученные данные о морфологии рудных тел, особенностях внутреннего строения руд и закономерностях распределения рудообразующих компонентов позволяют заключить, что формирование сплошных мелкозернистых руд Зыряновского месторождения происходило путем одноактного заполнения сложными высококонцентрированными растворами открытых полостей дизьюнктивных нарушений. Свообразие минерального состава, текстур и структур руд можно объяснить кристаллизационной дифференциацией вещества при охлаждении рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964.
- Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. 3. Алма-Ата, 1959.
- Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов Г. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. I. Алма-Ата, 1957.
- Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А., Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. В сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Поспелов Г. Л., Каушанская П. И., Лапин С. С. Об образовании жилоподобных и брекчииевидных форм минерализации вне трещин. «Геол. рудн. месторождений», 1961, № 2.
- Феногенов А. Н. О включениях халькопирита, сфалерита и других минералов в пирите некоторых колчеданных месторождений Среднего Урала. «Изв. вузов, серия геол. и разв.», 1963, № 12.
- Хисамутдинов М. Г. Этапы изменения вмещающих пород Зыряновского месторождения. Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, вып. 19, 1956.
- Хисамутдинов М. Г. О влиянии вмещающих пород и температуры рудоносных растворов на состав и место образования руд на примере Алтайских месторождений. «Советская геология», 1956, № 50.
- Шумская Н. И. Стадии минерализации и химизм рудообразующего процесса Зыряновского месторождения. «Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр.», 1961, № 6, вып. 2.
- Stanton R. L. General feature of the conformable pirite orebodies. The Canadian mininig and metallurgical bulletin, VI, № 572; VII, № 574.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 553.442(584.4)

Э. А. ЦВИНЕВ

О СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ РЕВНЮШИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА НА АЛТАЕ С МАГМАТИЗМОМ

(*по данным изотопного состава свинца*)

Методы абсолютной геохронологии важны при выяснении закономерностей развития земной коры, так как дают возможность количественно и качественно изучать геологические процессы далекого прошлого. С их помощью можно устанавливать время и скорость течения таких разнообразных геологических явлений, как осадконакопление в древних геологических эпохах, или же интервалы между отдельными фазами складчатости, с которыми так или иначе связана магматическая деятельность и образование месторождений полезных ископаемых. Особое значение имеют способы изучения изотопного состава свинца для определения абсолютного времени его образования, а также формирования отложений, вмещающих свинец. В последнем случае особенно перспективен свинцово-изохронный метод датирования геологических формаций.

Систематизировав определения изотопного состава так называемого «обыкновенного» свинца месторождений района, остановимся на следующем.

1. На площади Ревнюшинского рудного узла, как на Рудном Алтае в целом, выделяются две структурно-морфологические группы рудных тел (Виноградов и др., 1957; Шипулин, 1963). Первая — широко распространенные (выполняющие трещины и зоны дробления) небольшие тела с незначительным содержанием компонентов. К ним можно отнести Богатыревское и Парыгинское месторождения. Вторая группа представлена сочетанием жильных тел с разнообразными по форме метасоматическими залежами. Такими залежами являются все основные промышленные концентрации полиметаллических руд на Рудном Алтае. Рудные тела чаще всего выполняют подводящие каналы, а главные концентрации оруденения располагаются в стороне — во вмещающих породах в виде пластовых, линзообразных и неправильных по форме залежей сплошных и вкрапленных руд. Месторождения этой группы — Зыряновское, Путинцевское и, возможно, Греховское.

2. Известно, что свинец галенита, отделенный от магматического источника, сохраняет изотопный состав, который соответствовал моменту рудообразования.

3. М. Креди (1952), вычисляя возраст свинца галенита от момента выделения его из магмы, составил таблицу возрастов месторождений, по которым имелись определения изотопного состава. Свинец большинства современных месторождений оказывается древнее их геологического возраста, то есть между моментом отделения его от магмы

и формированием рудной залежи проходит длительный период (иногда до 1000 млн. лет), в течение которого он находится в стадии миграции, а значит возраст ряда месторождений на этом основании завышается. Отделение свинца может продолжаться в течение длительного периода и осуществляться в несколько актов, во время которых образуются рудные скопления. На это обратил внимание М. Кеглс (1948), подчеркнувший влияние стадийности процесса рудогенеза на изотопные отношения.

4. А. П. Виноградов (1957), рассматривая результаты изотопного состава свинца различных месторождений, абсолютный возраст которого более или менее геологически обоснован, составил таблицу изменения изотопного состава свинца земной коры в зависимости от его возраста (по экспериментальным данным).

Изменение изотопного состава свинца земной коры во времени

Эпоха складчатости	Интервал времени, 10^6 лет	Распространенность изотопов свинца		
		Pb $\frac{206}{204}$	Pb $\frac{207}{204}$	Pb $\frac{208}{204}$
Альпийская	25—180	18,45	15,64	38,37
Варисская	200—260	18,11	15,75	38,24
Каледонская	280—400	17,17	15,46	37,00
Протерозой-ская	600—1200	16,48	15,39	36,00
Верхнеархей-ская	1400—2000	15,36	15,25	34,77
Нижнеархей-ская	2000—3000	14,10	14,19	34,05

5. Изотопный состав рудного свинца, генетически связанного с конкретной породой, и свинца этой породы должны быть идентичны, но имеются случаи, когда такого совпадения нет. Подобные отклонения могут быть связаны, например, с изменением содержаний урана, тория и свинца в процессе эволюции магмы до превращения ее в горную породу. По этому поводу А. П. Виноградов и другие (1957) высказываются, что изотопный состав «дает указание не только на возраст этого свинца, но, что более важно, несет на себе отпечаток тех процессов рудообразования и процессов, их сопровождавших, которые привели к изменению изотопного состава свинца, то есть говорит о его генезисе».

Результаты анализов изотопного состава свинца из галенитов различных разновидностей руд Ревньюшинского рудного узла опубликованы в работах А. П. Виноградова (1955, 1957, 1958), К. К. Жиррова и С. И. Зыкова (1956), А. И. Тугаринова (1955), М. С. Безсмертной и Т. Я. Гончаровой (1958). На основании этих анализов построена диаграмма (рис. 1), отображающая изотопные соотношения в рудном свинце из различных месторождений. Точки A, Г, K соответствуют средним изотопным соотношениям (см. табл.). Точка 41, окаймленная незаштрихованным квадратом, выражает соотношение величин изотопов, т. е. координаты изохроны современного свинца пород, полученные Э. В. Соботовичем и С. М. Гращенко (1965). Для сравнения на диаграмме помещены результаты изотопных соотношений свинца из Лениногорского (точки 31—35) и Заводинского (точки 36—39) месторождений, а также один анализ гранитов из района Лениногорска (точка 40).

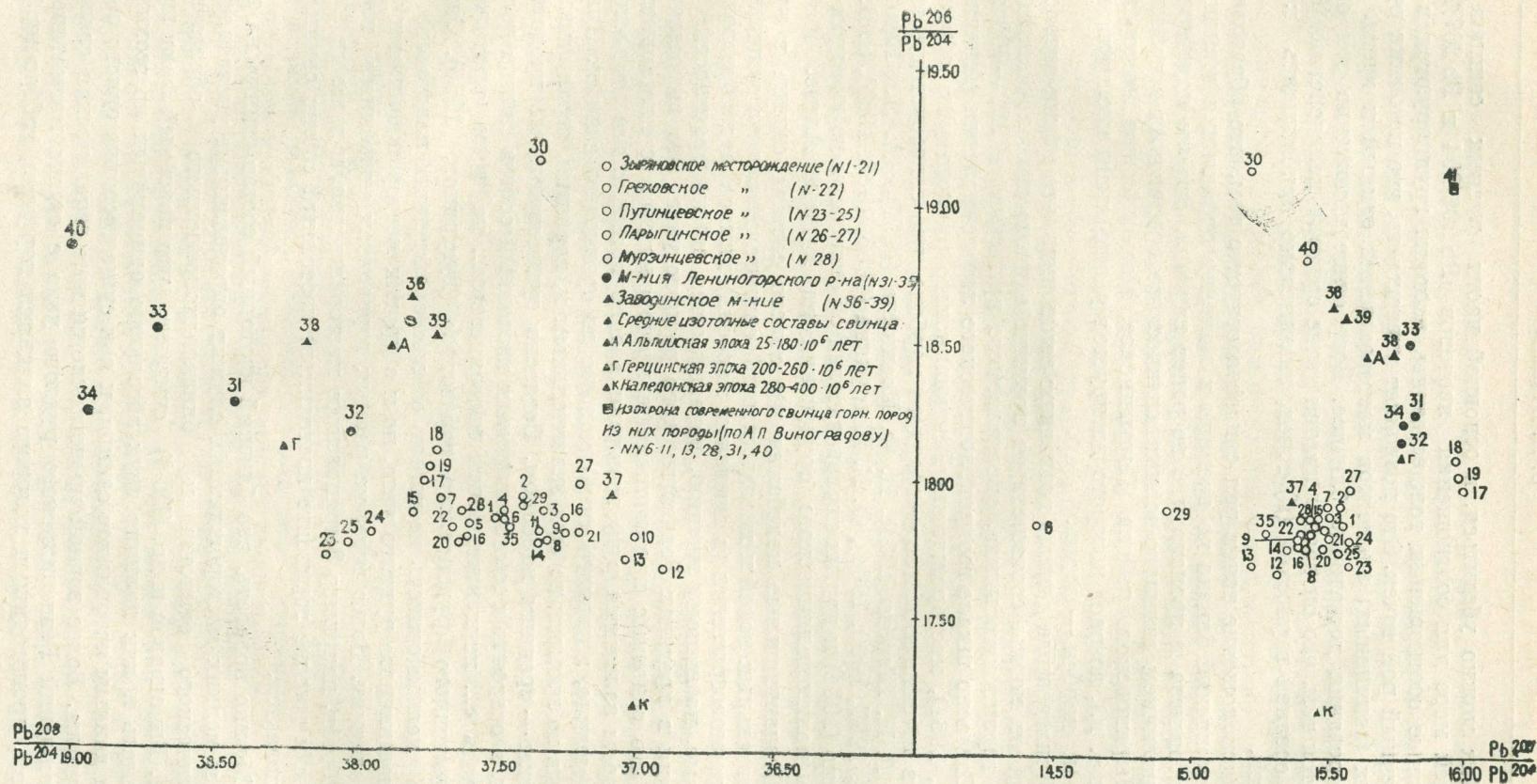


Рис. 1. Диаграмма изотопных соотношений свинцов Ревньюшинского рудного узла.

Как можно убедиться, в основной части рудных свинцов (по крайней мере для соотношения изотопов Pb 206/204 и Pb 207/204) изотопные соотношения тождественны, изотопы группируются в определенный рой точек. Это позволяет утверждать, что источник рудоносных (свинцовых) элементов месторождений единый и время их формирования достаточно близкое. Возрастное положение роя определяется тем, что он располагается выше средней каледонской (K) и ниже средней варисской (Γ) точек, значительно приближаясь к последней.

Расположение точек роя свидетельствует о том, что образование месторождений близко по времени к моменту проявления герцинского тектогенеза и происходило не ранее карбона. Это же подтверждается наличием свинцово-полиметаллического оруденения в гранитоидах Зыряновского района (Парыгинское, Мамонтовское месторождения и т. д.), возраст которого датируется различными исследователями как карбон — пермь.

Приведенные данные позволяют заключить, что время отделения свинца от магмы соответствует времени единого тектономагматического герцинского цикла, определяемого примерно в 280—300 млн. лет. Согласно шкале геохронологического летоисчисления (Афанасьев и др., 1964), месторождения Ревньюшинского рудного узла образовались в течение нижнего — среднего карбона, что согласуется с выводами Г. Н. Щербы (1954), П. Ф. Иванкина (1957), А. К. Каюпова (1956, 1957, 1960, 1964), Ф. К. Шипулина (1958, 1963, 1965), З. В. Сидоренко (1964) и других исследователей об относительно молодом возрасте полиметаллического оруденения на Рудном Алтае.

Незначительные колебания изотопного состава свинца в пределах отдельных полей и месторождений свидетельствуют о существовании разновозрастных (в пределах карбона) циклов рудообразования, которые, по нашему мнению, доказываются разновозрастностью оруденения в пределах Ревньюшинского рудного узла. Это выражается в том, что основные промышленные месторождения (с пластовым характером залегания руд) возникли в одно время, а все второстепенные (мелкие, жильного типа) моложе по сравнению с ними. Правда, разрыв во времени не был значительным и, вероятно, ограничивается нижним — средним карбоном. Согласно существующим представлениям, в осадочных месторождениях изотопный состав свинца должен обладать «... исключительным постоянством... на всем протяжении продуктивного рудоносного горизонта» (Тугаринов, 1955). Однако этого нельзя сказать не только о месторождениях пластового типа Ревньюшинского рудного узла, но и о других месторождениях и рудопроявлениях. Более того, на разных горизонтах подземных горных выработок, например Зыряновского месторождения, и даже на любом одном и том же горизонте постоянный изотопный состав свинца не наблюдается.

Можно полагать, что близкий изотопный состав свинца на крупных и мелких месторождениях служит определенным указателем их генетического единства и близкоодновременного образования. А. П. Виноградов и др. (1958) считают, что подобный факт можно понимать и как наличие двух абсолютно одинаковых по геохимическим данным источников свинца, и как существование одного общего источника. Более верной представляется нам генетическая связь месторождений Ревньюшинского рудного узла с одним магматическим очагом, производными которого являются порфиры, габбро-порфири-

ты и гранитоиды змеиногорского комплекса. Это подтверждает мнение А. К. Каюрова (1956, стр. 87), полагающего, что «создается впечатление об едином тектоно-магматическом цикле, который привел к образованию всего свинца Алтая». Такой же точки зрения придерживается Ф. К. Шипулина (1958).

Изотопы Pb 207 являются следствием генетической связи их с магмами гранитоидного ряда, обладающими довольно высокими U/Pb и Th/Pb отношениями. В этом, вероятно, должна сказываться геохимическая специфика рудного узла, которую нужно учитывать при сопоставлении данных изотопных анализов свинца. На рисунке 1 видно, что изотопный состав свинца гранитоидных пород и пород, вмещающих оруденение Зыряновского месторождения, близок к составу свинца его руд и гидротермально-измененных пород. Парыгинский гранодиорит (точка 29) имеет, по А. П. Виноградову (1955), «... возраст галенитового оруденения», а свинцовые руды Парыгинского месторождения моложе гранодиоритов, порfirитовых даек и гидротермально-измененных пород и накладываются на них. К. К. Жирров и С. И. Зыков (1956), изучая рудный свинец горных пород, показали, что изотопный состав в них изменяется с течением геологического времени и что период формирования гранодиоритов месторождения Парыгино и кварцевых альбитофиров горы Ревнюхи, вероятно, очень близок к их геологическому возрасту.

По накоплению радиогенного свинца альбитофирсы древнее гранодиоритов, что определенно доказывается и прямыми геологическими соотношениями. Около 280—300 млн. лет назад альбитофирсы имели изотопный состав свинца, отвечающий изотопному составу свинца галенитов Ревнюшинского рудного узла. Все эти данные убеждают в том, что происхождение руд изученных месторождений нельзя считать зависимым от девонского вулканизма на Рудном Алтае.

А. П. Виноградов и другие (1957, стр. 9) полагают, что изотопный состав свинца опровергает возможную связь образования рудного свинца Алтая с девонским вулканизмом. «Можно думать, что внедрение герцинских интрузий на несколько более высокий уровень и отсутствие в связи с этим гидротермальной переработки (или ассимиляции) древних толщ (протерозойских и каледонских) привело к сохранению большей «чистоты» первичного магматического свинца. Если это так, то какая-либо связь оруденения непосредственно с первичной эфузивной девонской деятельностью отвергается». В равной степени эти слова авторов относятся и к Ревнюшинскому рудному узлу.

Конечно, естественной чистоты свинца ожидать нельзя, ибо специфика гранитоидной магмы состоит в обязательных для нее процессах контаминации и ассимиляции, и поэтому рудный свинец, оставшийся в глубинном очаге, будет отличаться по изотопному составу от свинца, отторгнутого из магмы. Рисунок 2 иллюстрирует, что это различие невелико. Небольшое отклонение изотопного состава свинца в том и другом случае объясняется зависимостью его от вмещающих или подстилающих пород на месторождениях второй группы, где оруденению предшествовала гидротермальная проработка больших масс пород. А. П. Виноградов и другие считают, что изотопный состав свинца гранитоидных пород приблизительно отвечает составу свинца крупных метасоматических месторождений и не соответствует свинцу мелких жильных месторождений. Они пишут: «Поэтому можно предполагать, что отделение свинца происходило с разных уровней магматического очага (бассейна). Сильно контаминированные верхние участки очага, в которых, очевидно, скоплялись

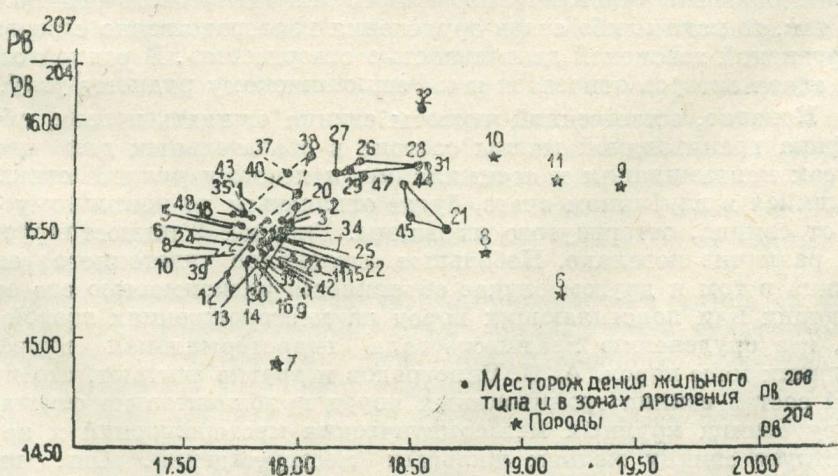
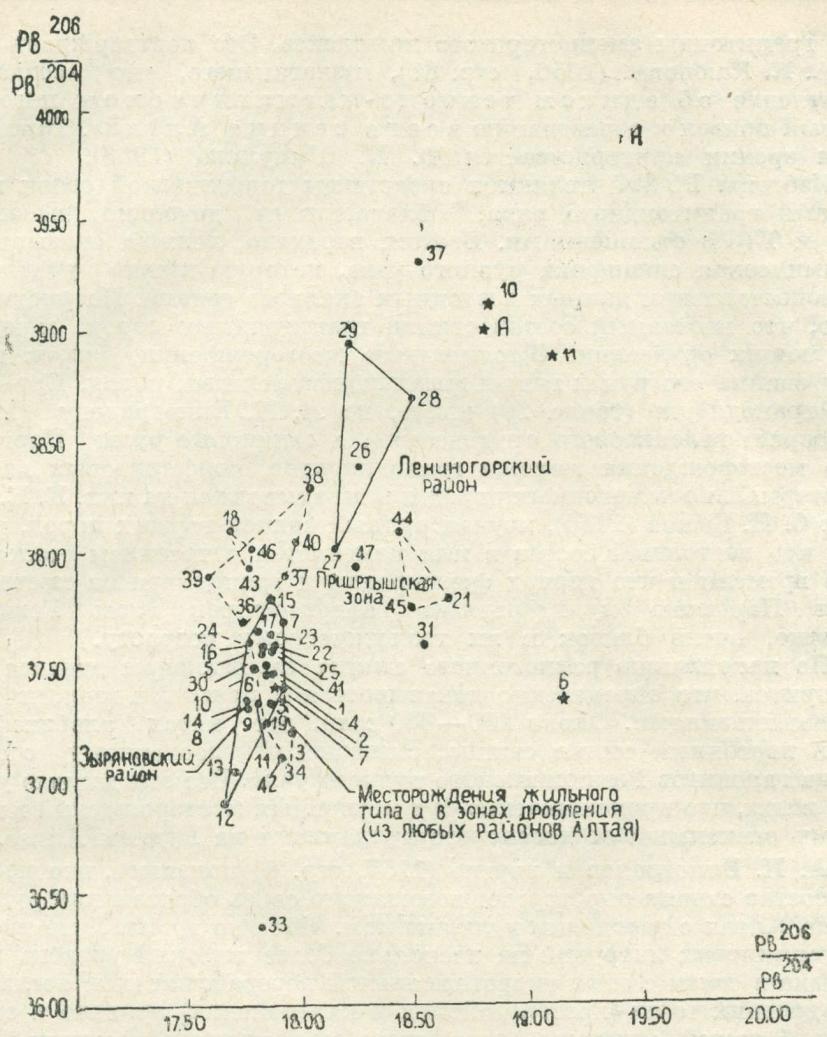


Рис. 2. Диаграмма изотопных контуров для Алтая (по А. П. Биноградову и др.).

большие массы рудных компонентов, отделяли их совместно с большими количествами «флюидов» и гидротерм (чем и обусловливается предварительная проработка вмещающих пород), в то время как свинец жильных месторождений происходит с более глубоких уровней регионального магматического слоя (бассейна), где влияние поверхностей (очевидно, в пределах первых километров) ассилияции не сказалось и где свинец имеет более или менее одинаковый изотопный состав для всего магматического бассейна (1957, стр. 9)».

Такие выводы вполне обоснованы, но их следует уточнить. По нашему мнению, дайки порfirитового состава (вторая группа габбро-порfirитового комплекса, — В. П. Иншин, Э. А. Цвинев, 1964) в результате предшествующих тектоно-магматических движений проникали из глубинного дифференцированного очага через более близкий (близкие) очаг к поверхности, а затем получали свободный выход в верхние структурные этажи. Этим же путем следовали и руды, слагающие основные месторождения. Естественно, что свинец, находившийся в промежуточном очаге, под влиянием различных процессов (контаминации, ассилияции и т. д.) несколько изменил свой первоначальный состав. В то же время движение дайко-рудных масс в более верхние горизонты создало некоторое разряжение в глубинном очаге, из которого в ходе процесса были истощены остаточные рудные растворы (расплавы), давшие свинец мелких месторождений. Практически изотопный состав свинца тех и других месторождений в этом случае должен быть очень близок, что подтверждается на самом деле. А небольшие различия изотопного состава вполне объяснимы причинами, высказанными ранее.

Таким образом, имеется ряд определенных положений, каждое из которых однозначно свидетельствует о возможной связи оруденения с теми или иными породами и процессами или отвергает такую связь. Эти положения следующие:

1. Отрицание связи свинцового оруденения Ревнюшинского рудного узла с процессами осадконакопления и диагенезиса.
2. Отрицание связи оруденения с девонским вулканализмом.
3. Возможность связи с магматическим очагом, производными которого являются змеиногорские гранитоиды.
4. Возможность связи с порfirитовыми дайками второй группы габбро-порfirитового комплекса или поздними дайками.

Связь промышленного оруденения Ревнюшинского рудного узла с магматическим очагом, давшим всю гамму порfirовых, габбро-порfirовых и гранитоидных пород, нами понимается как прямая генетическая, что доказывается изложенным материалом. Полагаем, что вопрос о возрасте полиметаллического оруденения и его отношении к магматизму решается (на уровне имеющихся данных) в пользу близкой связи с заключительным (дайковым) этапом единого, дифференцировавшего во времени, магматического очага.

Ассоциацию описываемого оруденения с дайковыми породами следует, по нашему мнению, понимать двояко. Наложение (и совместное размещение) рудных залежей на порfirовые (и часто порfirитовые) породы, которое обычно считают парагенетической связью, мы предлагаем называть пространственно-парагенетической (структурно-парагенетической), понимая под этим термином сопнахождение руд и предшествующих им магматических пород, более ранних по возрасту. На площади Ревнюшинского рудного узла к магматическим породам этой группы будут относиться породы порfirового и габбро-порfirитового комплексов. Связь поздних дайко-

вых интрузий, непосредственно предшествующих рудоотложению, и руд следует называть прямой парагенетической. В данном случае это будет означать возможность происхождения даек и руд из единого глубинного очага на поздних этапах его дифференциации.

Приведенные данные являются, с одной стороны, дополнительным подтверждением геологического возраста оруденения Ревнушинского рудного узла, а с другой — доказательством достаточной чувствительности изотопно-свинцового метода для выяснения и уточнения возрастных соотношений магматических и рудных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964.

Безсмертная М. С., Гончарова Т. Я. Особенности парагенезисов минералов в полиметаллическом месторождении в гранитоидах на Рудном Алтае. В сб.: «Геология и горное дело», вып. 28. М., 1958.

Ван Лян-Гуй. Основные черты геологии и генезиса Зыряновского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. Канд. дисс. М., 1960.

Виноградов А. П., Зыков С. И. Новые данные по изотопному составу свинцов. ДАН СССР, 1955, т. 105, № 1.

Виноградов А. П. Изотопы свинца и их геохимическое значение. Труды сессии ОХН АН СССР по широкому использованию атомной энергии. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Виноградов А. П., Тараков Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав свинца Алтая и Казахстана. «Геохимия», 1957, № 1.

Виноградов А. П., Зыков С. И., Тараков Л. С. Изотопный состав свинца-примеси в рудах и минералах как показатель их генезиса и времени образования. «Геохимия», 1958, № 6.

Жиров К. К., Зыков С. И. О метаморфизме и времени образования гранитов по данным изотопных анализов свинца. «Геохимия», 1956, № 7.

Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Каюпов А. К. О возрасте полиметаллического оруденения на Алтае. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1956, вып. 24.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. В сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, 1960.

Каюпов А. К. Основные черты геологии и металлогенеза Зыряновского района и некоторых его рудных полей (Рудноалтайский полиметаллический пояс). Алма-Ата, 1964.

Сидоренко З. В. Влияние фактора глубинности на формирование алтайских полиметаллических месторождений и распределение их в стратиграфическом разрезе. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1965, № 5.

Собатович Э. В., Гращенко С. М., Ловциус А. В. Изотопный состав свинца древнейших пород. «Радиогеология», 1963, т. V, вып. 2.

Собатович Э. В., Гращенко С. М. Изотопный состав современного свинца как критерий возраста единичных образцов изверженных пород. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 4.

Тугаринов А. И. О геохимическом значении различий изотопного состава свинца в свинцово-рудных месторождениях. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1955, № 4.

Шипулин Ф. К. Соотношения интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае. «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 3.

Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. «Геол. рудн. месторожд.», 1963, № 2.

Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В сб.: «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., «Недра», 1965.

Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1954, № 5.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 553.21:553.499(584.4)

Ю. Б. ГЕНКИН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РТУТНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Одной из примечательных особенностей в размещении эндогенного оруденения в Восточном Казахстане является поясовая зональность (Борукаев, 1965; Горжевский, 1956; Иванкин, 1961; Каюпов, 1960; Некорошев, 1966). Структурно-формационные зоны этой территории характеризуются определенным набором эндогенных рудных формаций. Однако, несмотря на отчетливую специализацию в пределах почти каждой металлогенической зоны, устанавливаются проявления практически всех последовательных этапов рудного процесса. До недавнего времени исключением из такого правила была ртуть. Существовавшая концепция «не разрешала» ртутному оруденению появляться в пределах других металлогенических зон. Исследованиями А. А. Саукова (1946), В. Э. Пояркова (1955), Н. А. Озеровой (1962), В. П. Федорчука (1964) убедительно доказано, что ртуть — закономерный член гидротермального рудного процесса и что все гидротермальные рудные области потенциально перспективны в отношении этого элемента. Последующие работы советских и зарубежных геологов показали справедливость подобных выводов: ртуть была установлена «в содружестве» с широким спектром металлов, на разном геохимическом фоне, характеризующем специализацию различных металлогенических зон (Генкин, 1968; Кузнецов, 1966; Поярков, 1967).

В настоящее время в Восточном Казахстане проявления ртутного оруденения известны во всех структурно-формационных зонах. Наряду с собственно ртутно-рудным поясом (в Западной Калбе) ртуть установлена в месторождениях и рудопроявлениях большинства рудных формаций Рудного и Южного Алтая, Калбы, Жармы и Саура, Тарбагатая и Чингиза (рис. 1).

Ртутно-рудный пояс приурочен к активному участку земной коры — к зоне Чарского глубинного разлома, развитому в краевой части Калба-Нарымского прогиба в области его перехода к Терс-Айрыкскому поднятию. Глубинный разлом фиксируется поясом гипербазитов (верхневизейского возраста), мощной зоной дробления и гидротермальной переработки пород. Ртутное оруденение сосредоточено на участках локальных попечных перегибов (в связи с широтными глубинными разломами), отличающихся высокой мобильностью, обеспечившей повышенную проникаемость для рудных эманаций. Ртутные проявления расположены, как правило, в зонах лиственизации на контактах (или вблизи контактов) гипербазитов с вулканогенно-осадочными породами нижнего карбона (визе), реже — девона, причем оруденение не обнаруживает генетической связи ни с гипербази-

РАЗМЕЩЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ РТУТИ В РУДНЫХ
ФОРМАЦИЯХ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОНАХ
ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

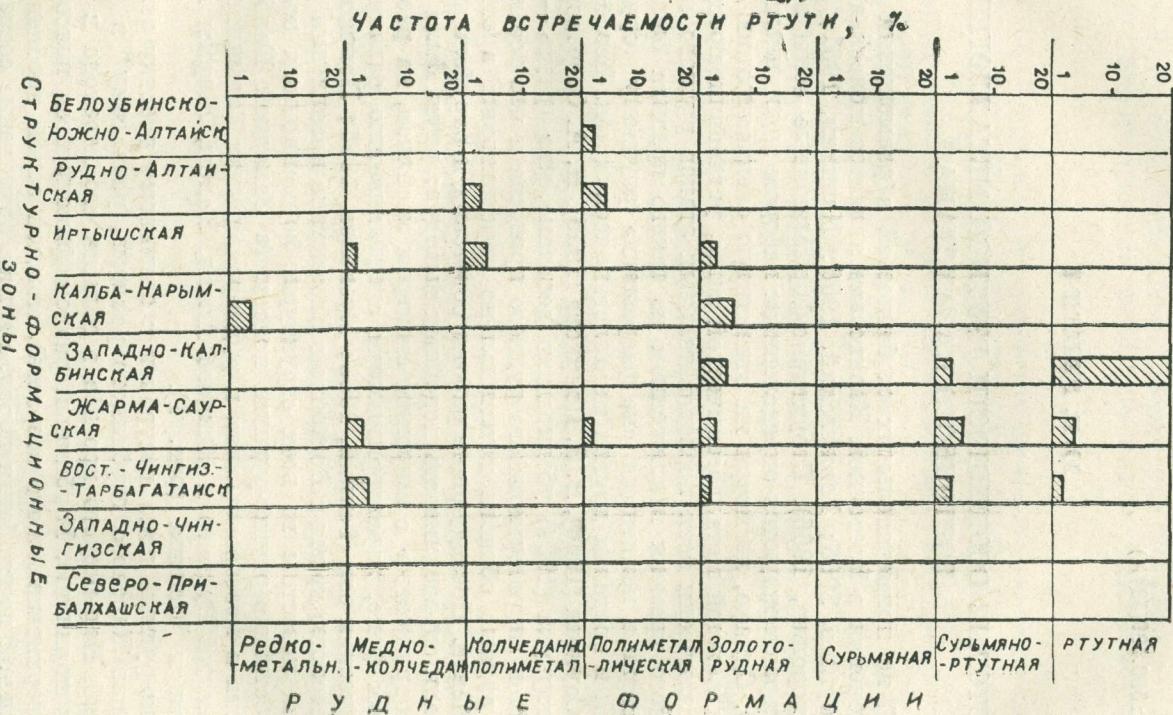


Рис. 1.

тами, ни с лиственитами (Кузнецов, 1958; Генкин, 1967; Поярков, 1967). Рудопроявления ртути представлены сложноветвящимися прерывистыми жилами, морфология которых определяется характером рудовмещающих трещин и зон лиственитизации. Руды практически монорутные (киноварные). В качестве второстепенных минералов встречаются цирил, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, антимонит.

В составе элементов-примесей в руде (и в киновари) ведущее место занимают мышьяк и сурьма. Однако обычны также свинец, цинк, олово, медь. Примечательно, что между этими элементами и ртутью устанавливается существенная положительная корреляция (рис. 1).

В Западной Калбе ртутное оруденение на разных участках имеет различный возраст (что, видимо, связано с неоднократным переотложением ртути) и первоначально было в завершающую стадию раннего этапа развития геосинклинали, вслед за Саурской фазой тектогенеза. Переотложение ртути в одних случаях вызывалось гипергенным преобразованием лиственитов (в мезозое), в других — воздействием более позднего проявления магматизма в посткалинское время (см. ниже).

В пределах «нертутных» структурно-формационных зон ртуть, как правило, утрачивает свою самостоятельность, локализуясь в качестве спутника в месторождениях господствующих (для данной зоны) рудных формаций, которые, естественно, неодинаковы в разных структурно-формационных зонах. Так, в Белоубинско-Южно-Алтайской зоне ртуть установлена в месторождениях и рудопроявлениях полиметаллической формации. В Рудно-Алтайской зоне ртутное оруденение наблюдается в связи с полиметаллической и колчеданно-полиметаллической рудными формациями. Иртышская зона выделяется ртутеносностью ведущих рудных формаций: медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и золоторудной. Основное количество проявлений ртути в Калба-Нарымской зоне ассоциируется с золоторудными месторождениями, но единичные встречаются и в пределах редкометальных месторождений, хотя и не обнаруживают корреляционной связи с редкими металлами.

В Жарма-Саурской зоне, характеризующейся совмещением разнообразных рудных формаций, ртуть является частым спутником в месторождениях и рудопроявлениях медно-колчеданной, полиметаллической, золоторудной и сурьмяной формаций.

В каледонидах Чингиз-Тарбагатайской и Западно-Чингизской зон ртуть показательна для месторождений и проявлений золоторудной и медноколчеданной формаций.

В гидротермальных «нертутных» месторождениях и рудопроявлениях ртуть встречается обычно в виде примесей в сульфидах. В таблице показаны ее средние содержания в наиболее распространенных минералах гидротермальных месторождений Восточного Казахстана. Чаще всего и в наибольших количествах она концентрируется в сфалеритах. Во всех обследованных месторождениях полиметаллических и колчеданных формаций сфалерит содержит повышенное количество ртути. Это обстоятельство отмечалось также и Б. И. Вейц (1959), которая из 44 изученных месторождений Рудного Алтая установила этот металл в сфалеритах 17 месторождений.

Как показали наши наблюдения, повышенной ртутеносностью в основном отличаются сфалериты из месторождений полиметаллической и колчеданно-полиметаллической формаций. В месторождениях этих же формаций Б. И. Вейц обнаружила повышенную ртутеносность блеклых руд. Довольно часто ртуть встречается в халькопиритах и

пиритах, однако концентрация ее здесь значительно ниже, чем в сфalerитах и блеклых рудах. Спорадически и, как правило, в незначительных концентрациях ртуть появляется в галенитах (Литвинович, 1956). В месторождениях золоторудной формации обычна ртуть в арсенопиритах. В ряде случаев повышенной ртутеносностью отличаются и нерудные минералы: кварц, карбонаты, барит. По данным о ртутеносности минералов из зоны окисления медноколчеданных месторождений (по материалам Г. Д. Ганженко, ВКГУ, 1968), все они содержат ртуть в больших количествах, чем их аналоги в первичных рудах.

Несомненный интерес представляют данные о количественных соотношениях ртути и других элементов в рудах рассматриваемых месторождений. Нашиими работами доказано существование ее устойчивых положительных корреляционных связей со свинцом, цинком, серебром, медью, золотом во многих месторождениях Восточного Казахстана. Подчеркиваем, что те же самые элементы обнаруживают устойчивую положительную корреляцию с ртутью и в месторождениях собственно ртутной формации (рис. 2).

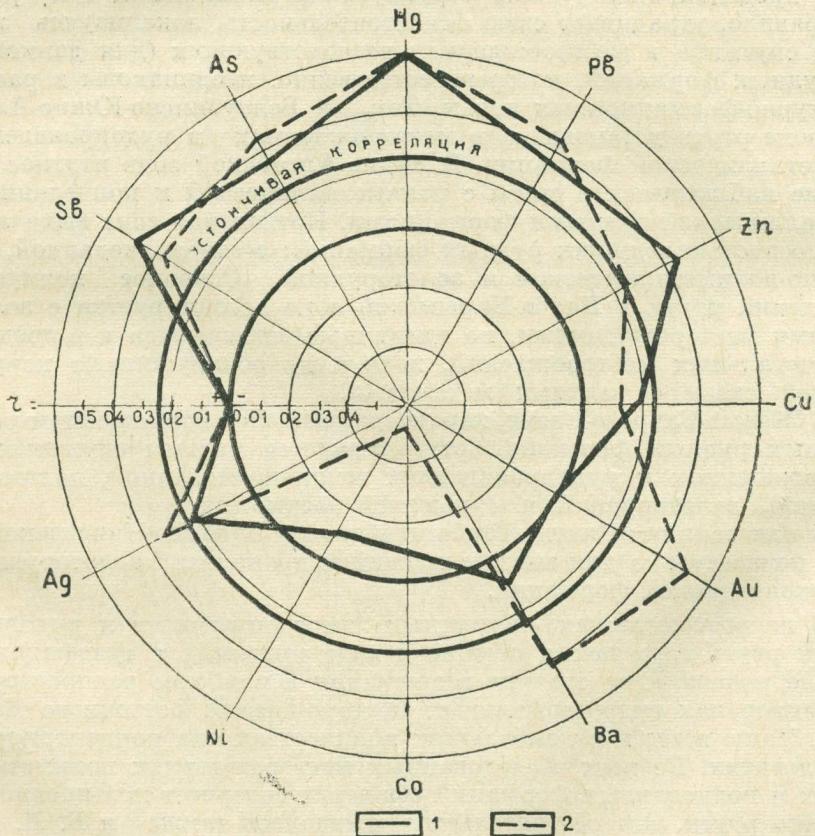


Рис. 2. Графики парной корреляции ртути с элементами гидротермальных месторождений: 1—корреляция ртути со свинцом, цинком, медью, золотом, барием, никелем, серебром, сурьмой и мышьяком в рудах ртутного месторождения; 2—то же в рудах колчеданно-полиметаллического месторождения.

Интересно, что в породах, вмещающих «нертутные» месторождения, ртуть распространяется в висячем боку рудных тел значительно шире других элементов и с ними не связана.

Содержание ртути в рудах и мономинералах из некоторых гидротермальных месторождений Восточного Казахстана, г/т

Руда, мономинералы	Формационные типы месторождений			
	медно- колчедан- ный	колчедан- но-полиме- талличес- кий	полиметал- лический	золото- рудный
Руда (среднее)	1,0	0,7—60,0	1,0	4,0
В гипогенных минералах:				
Арсенопирит	—	—	—	0,04
Пирит	1,4	0,02—0,05	0,02—0,04	0,04
Халькопирит	1,0	0,04—2,4	0,01—0,2	—
Сфалерит	2,5	0,06—8,0	10—21	—
Галенит	—	0,03—0,6	0,6—20	—
Блеклые руды	—	—	10	—
Кварц	—	—	0,4	—
Кальцит	—	—	0,5	—
Барит	1,5	—	—	—
В минералах из зоны окисления:				
Пирит	3,0			
Халькопирит	3,0			
Сфалерит	10,0			
Галенит	20,0			
Гидроокислы железа	2,0			
Халькозин	9,0			
Церуссит	20,0			

Примечание. При составлении таблицы кроме данных автора использованы данные Б. И. Вейц (1959), А. Н. Литвиновича (1956), Г. Д. Ганженко (1969).

В ряде «нертутных» месторождений низкотемпературных (золоторудной и полиметаллической) формаций ртуть встречается и в виде собственного минерала — киновари, количество которого, однако, очень невелико, что не позволяет достоверно выяснить его взаимоотношения с другими минералами.

Таким образом, проявления ртути характерны для всех структурно-формационных зон Восточного Казахстана: ртуть наблюдается в месторождениях и рудопроявлениях всех рудных формаций, развитых на этой территории.

Нет необходимости говорить о том, что многие из перечисленных рудных формаций формировались в различной тектоно-магматической обстановке на разных стадиях развития геосинклиналии, в связи с чем неодинаков возраст господствующего оруденения, различные вмещающая среда и условия рудолокализации. Общее условие, характерное для всех рудных формаций, в месторождениях и проявлениях которых встречается ртуть, — это отчетливая связь оруденения с глубинными разломами. Более того, в ряде случаев одни и те же глубинные разломы контролируют размещение месторождений различных рудных формаций, расположенных в разных структурно-формационных зонах. Особый интерес в данном случае представляют глубинные разломы широтного простирания. Многие исследователи (Ермолаев, 1962; Любецкий, 1960; Попов, 1968; Нехорошев, 1966) придают важное значение узлам пересечения широтных и северо-западных разломов. Действительно, например, в узлах пересечения Лениногорско-Семипалатского широтного разлома с Иртышской зо-

ной смятия локализованы медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Прииртышского рудного района, а на участках сопряжения его с разломами Северо-Восточной зоны смятия — полиметаллические месторождения Лениногорско-Тишинской группы (см. табл.).

К Зыряновско-Серебрянскому широтному разлому в Рудном Алтае приурочены крупнейшие полиметаллические месторождения Зыряновского рудного района, в Калба-Нарымской зоне — месторождения золоторудной формации, а в Западно-Калбинской — собственно ртутные.

К Чингиз-Нарымскому глубинному разлому на территории Рудного и Южного Алтая тяготеют месторождения и проявления полиметаллической формации, в Калба-Нарымской зоне — золото-сурьмяной, в Западно-Калбинской — ртутной, а в Чингизе — медноколчеданной и золоторудной.

По мнению исследователей, размещение ртутного оруденения в самых разнообразных геологических условиях при постоянном тяготении к зонам глубинных разломов свидетельствует о глубинном подкоровом происхождении ртути в результате детазации мантии (Кузнецов, 1966; Поярков, 1967). Нам кажется это справедливым. Однако, если в условиях Западно-Калбинской структурно-формационной зоны мантийное происхождение ртути (собственно ртутных месторождений) очевидно, то ртуть, находящаяся в виде примеси в рудах и минералах «нертутных» гидротермальных месторождений, имеет, видимо, иное, более сложное происхождение. Следует иметь в виду, что в этих случаях концентрация ее в рудах находится в прямой зависимости от концентраций минералов-носителей, т. е. подчиняется законам локализации основных для данной зоны (гидротермальных) элементов, генезис которых в большинстве случаев связывается с внутрикоровым гранитоидным магматизмом.

Ряд исследователей (Магакьян, 1960; Онихимовский, 1960) предполагают, что ртуть может являться продуктом позднего этапа единого плутонического рудного процесса и связана парагенетически с гранитоидами. В. И. Бергер (1968), ссылаясь в своей работе на экспериментальные данные Федорова и Довгоши, указывает, что «... миграция ртути в газовой фазе вместе с другими летучими в магматический очаг происходит в сторону падения давления и концентрации независимо от возрастания температуры». Иными словами, при определенных условиях ртуть, накопленная в каком-либо участке земной коры, может не только перемещаться, но и концентрироваться во внутрикоровых гранитоидных очагах, а в процессе гидротермального рудообразования выделяться либо в виде примеси в других гидротермальных минералах, либо (в соответствующих термодинамических условиях) в виде собственных минералов.

М. И. Ициксон (1964), рассматривая особенности эндогенного оруденения Тихоокеанского пояса, считает, что в подвижных областях, характеризующихся мощной континентальной корой и интенсивным внутрикоровым магматизмом, ртутное оруденение в определенной мере связано с последним. Допуская, что в условиях Восточного Казахстана явления подобного рода имели место, необходимо подчеркнуть, что процесс перемещения и переотложения ртути под влиянием внутрикорового магматизма был предопределен первонаучальным накоплением ее во вмещающих породах рассматриваемого участка земной коры. Как нам представляется, это связано с рудны-

ми эманациями из подкоровых очагов, вызывающих в редких случаях образование скоплений ртутных руд, в других — эндогенное рассеяние во вмещающих породах. Таким образом, повышенное содержание ртути в рудах (и гидротермальных минералах) целого ряда «нертутных» месторождений Восточного Казахстана далеко не случайно — оно отражает общую повышенную ртутеносность данного участка земной коры. Такая закономерность чрезвычайно важна для выявления месторождений, где содержание ртути достигает промышленных концентраций.

ЛИТЕРАТУРА

- Бергер В. И. Некоторые особенности связей ртутной формации с магматизмом. В сб.: «Геологические формации» ВСЕГЕИ. Л., 1968.
- Борукаев Н. А., Каюпов А. К., Ляпичев Г. Ф., Мирошниченко Л. А. Тектоническое и металлогеническое районирование Восточного Казахстана. «Вестник АН КазССР», 1965, № 11.
- Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. III. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Генкин Ю. Б. К методике поисков скрытых рудных столбов в ртутных месторождениях лиственитовой формации. Бюлл. научно-технической информации, 1967, № 1.
- Генкин Ю. Б. О связи ртутной минерализации с гидротермальным оруденением других металлов на территории Восточного Казахстана. Материалы первой республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометальных зон и поясов. Геол. сб. Львовского ун-та, № 2—3. Львов, 1956.
- Ермолаев К. Ф. О соотношении стратиграфического и тектонического контроля в Лениногорском рудном поле. «Вестник АН КазССР», 1962, № 4.
- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебый В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Ициксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Сов. геология», 1964, № 11.
- Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Законом. разм. полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев Б. И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе. В сб.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.
- Литвинович А. Н. Геохимическая характеристика Лениногорского рудного поля. Фонды АО ИГН АН КазССР.
- Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш—Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 12.
- Магакьян И. Г. Структурно-металлогенические зоны малого Кавказа. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Некорашев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.
- Озерова Н. А. «Первичные ореолы рассеяния ртути». Вопросы геохимии, 1962, № IV, вып. 72.
- Онихимовский В. В. О перспективах выявления ртутных месторождений на территории Дальневосточного геологического управления. «Сов. геология», 1960, № 9.
- Попов В. В. Вулканлизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. М., «Недра», 1968.

Поярков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Поярков В. Э. О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. Алма-Ата, 1967.

Сауков А. А. Геохимия ртути. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 78, серия мин. геох., № 17, 1946.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 551.243(584.4)

М. И. ДРОБЫШЕВСКИЙ, В. А. КОКШАРОВ,
И. И. ФИЛИППЕНКО

О СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЛЕНИНОГОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Взгляд на особенности геологического строения Лениногорских (Риддерских) месторождений и Лениногорского рудного поля за период их изучения неоднократно изменялся. Г. Н. Майер (1910), П. П. Буров и Н. И. Курек (1934) и их последователи (Брызгалов, К. Ф. Ермолаев, А. Н. Литвинович, Ф. С. Толчинская и др.) развивали идеи об определенной роли антиклинальных (брахикупольных) структур в рудолокализации и соответственно им направляли разведочные работы, что позволило на долгие годы обеспечить сырьем действующие предприятия. Б. С. Левоник (1950) и Б. И. Вейц (1953), которые предполагали генетические связи руд с девонским вулканизмом, считали антиклинальные структуры Лениногорских месторождений наложенными, то есть не влиявшими на локализацию рудного вещества.

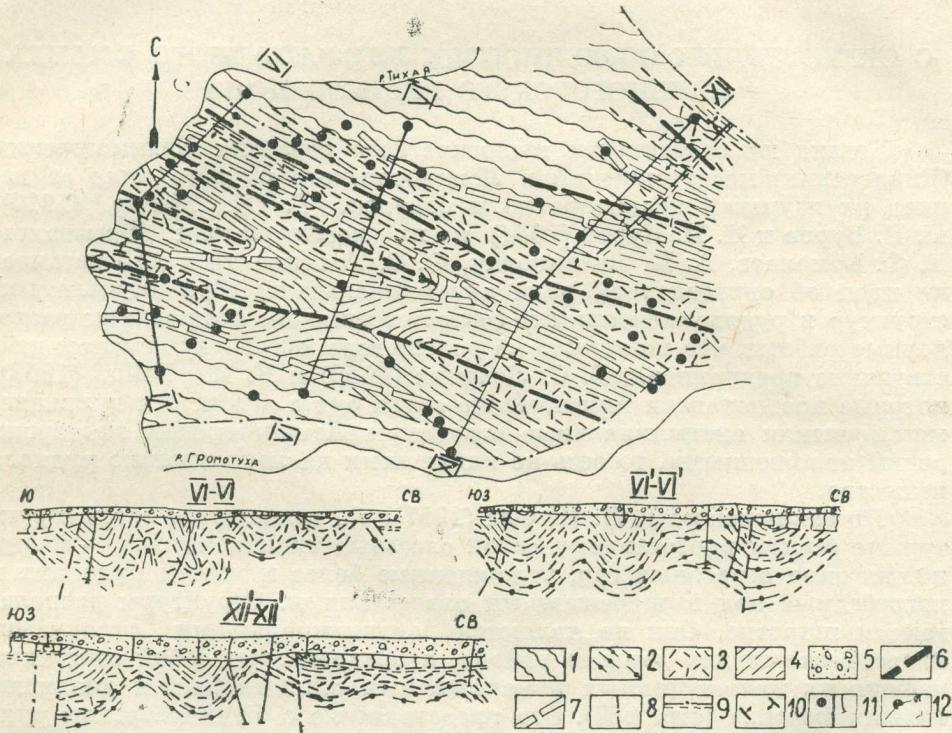
По заключению Г. Н. Щербы (1957), «... имеющиеся здесь структурные формы представляют собой сложные вулканокупола — сооружения типа островных гор, усложненные более мелкими куполами и погребенные под вышележащими отложениями. Структуры располагаются широтно. Они не являются антиклинальными складками, классическими для данного района, а представляют собой сочетание первичных вулканогенных и наложенных пликативных и дизъюнктивных форм...» (стр. 180). Это представление о Лениногорском рудном поле сложилось у автора при изучении участка, расположенного северо-восточнее рассматриваемого (Щерба, 1957, рис. 2 и 3).

В монографии В. В. Попова геологическое строение рудного поля описывается как сочетание серии блоков с отложениями пологозалегающего девона и вулканокупольными структурами. Блоки разобщены разрывными нарушениями различных амплитуд. Такая трактовка особенностей геологического строения рудного поля возникла вопреки тому, что некоторые специалисты (Маньков, И. Я. Польвианный и др.) эпизодически фиксировали юго-западнее Риддер-Сокольского месторождения признаки складчатого залегания пород среднего девона.

В 1968 г. Алтайским отделом Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР были начаты исследовательские работы на площади между Тишинским и Риддер-Сокольным месторождениями. Здесь просмотрен керн 43 скважин, входящих в шесть профилей, проанализированы геологические материалы еще по 20 скважинам, использованы данные инклинометрии и другие сведения,

накопленные геологами Лениногорской экспедиции. Особое внимание уделено слоистости вулканогенно-осадочных пород разреза и ее ориентировке относительно оси керна, kontaktам между литологическими разностями, разновидностями магматических пород и влиянию последних на боковые породы. Для установления направления положения слоистости в пространстве использовалось свойство скважин искривляться в направлении к нормали слоистости пород.

Первые результаты изучения геолого-структурных особенностей рассматриваемого участка таковы. В разрезе юго-западной части поля по сравнению с разрезом территории Лениногорских месторождений (Щерба, 1957) почти вдвое возрастает роль осадочных и осадочно-вулканогенных образований.



Геолого-структурный план и разрезы юго-западной части Лениногорского рудного поля: 1—породы метаморфической толщи; 2—породы крюковской свиты; 3—породы ильинской свиты; 4—породы сокольской свиты; 5—валунно-галечниковые отложения; 6—ось антиклинали; 7—ось синклинали; 8—линии сбросо-сдвиговых дислокаций; 9—линия Северного надвига; 10—направления падения пород; 11—буро-вые скважины; 12—линии геологических разрезов и их номера.

Три четверти осадочных пород отчетливо слоистые. Величины углов между напластованием и осью керна распределяются следующим образом: от 0 до 20° —14%, от 20 до 45° —31%, от 45 до 70° —28%, от 70 до 90° —27%. В большинстве случаев ориентировка слоистости по разрезу изменяется постепенно, что свидетельствует не о случайности явления, а о закономерности, обусловленной складчатым залеганием пород. Ориентированный замер падения пород по скважине 985 подкрепляет представление о складчатом характере рассматриваемого разреза отложений среднего девона. Данные наблюдений в сочетании с литолого-стратиграфическим расчленением разреза девонских отложений, произведенным геологами Лениногорской эк-

спедиции, использованы для построения нескольких геолого-структурных разрезов территории между Тишинским и Лениногорским месторождениями (см. рис.). При этом было установлено, что на площади юго-западного фланга Лениногорского рудного поля в плане и по разрезам выделяется ряд пликативных структур общего северо-западного простирания. Две антиклинальные складки прослеживаются на всей рассматриваемой площади, северная — подчеркивается выходами в эрозионный срез пород крюковской и ильинской свит, южная — отложениями ильинской свиты. Между этими складками находится синклиналь, которая к северо-западу постепенно усложняется ввиду развития в ней складок более высокого порядка, оси которых ветвятся в общем направлении. Пликативные структуры намечаются также юго-западнее и северо-восточнее указанных складок и под метаморфической толщей. В целом вырисовывается довольно отчетливая картина ритмически складчатого среднего девона. Крутизна крыльев складок постепенно возрастает к юго-западу. Вместе с нею меняются форма складок и, по-видимому, наклон осевых поверхностей. Таким образом, юго-западный фланг Лениногорского рудного поля характеризуется постепенным увеличением напряженности складкообразования в направлении от территории Лениногорских месторождений к Тишинскому.

Рассматривая позицию месторождений района, Н. Н. Курек и П. П. Буров (1934) утверждали, что «месторождения приурочены к трем антиклинальным складкам, крылья которых усложнены мелкой брахискладчатостью...». И далее: «...представление об образовании рудных залежей позволяет рассчитывать на нахождение новых скоплений руды на всей площади распространения девона,... преимущественно вдоль антиклинальных складок».

Таким образом, благоприятная геолого-структурная обстановка и наличие почти в каждой пробуренной здесь скважине рудных минералов (пирита, халькопирита, сфалерита, галенита) и зон серicitизации и окварцевания, которые следует расценивать как прямые и косвенные признаки рудного процесса, свидетельствуют о том, что в пределах юго-западной части Лениногорского рудного поля в благоприятных структурно-литологических условиях возможно выявление новых рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Вейц Б. И. К вопросу о генезисе полиметаллических месторождений Алтая. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1953, вып. 16.
- Курек Н. Н., Буров П. П. Риддерская группа полиметаллических месторождений. В сб.: «Большой Алтай». М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Левоник Б. С. О некоторых рудоносных структурах эндогенных месторождений. «Разведка недр», 1950, № 4.
- Майер Г. И. Особенности месторождений Змеиногорского типа. «Горный журнал», 1910, т. III, № 7.
- Попов В. В. Вулканлизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.
- Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. В сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.84(584.4)

А. Н. ЛИТВИНОВИЧ

К ИЗУЧЕНИЮ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В МИНЕРАЛАХ ХИМИЧЕСКИМ СПОСОБОМ

Важной задачей геохимии является определение, в каких формах содержатся в горных породах и рудах различные химические элементы (конкретные самостоятельные минералы, изоморфные примеси, сорбированные примеси и т. п.). Это особенно относится к редким рассеянным элементам, содержания которых в земной коре не значительны, а обычными методами микроскопического изучения руд и горных пород самостоятельные минералы таких элементов обнаружить очень трудно. В то же время знание форм нахождения элементов помогает выявлять особенности процессов формирования руд, горных пород и минералов, а следовательно, более правильно направлять геолого-поисковые и разведочные работы на обнаружение новых рудных залежей.

Как известно, многие редкие элементы не образуют собственных месторождений, а промышленное их извлечение производится из комплексных руд, в которых они присутствуют как сопутствующие компоненты (элементы-спутники). Так, полиметаллические (свинцово-цинковые, медно-свинцово-цинковые, медно-цинковые) руды служат источником получения таких редких рассеянных элементов, как кадмий, селен, теллур, индий, галлий, таллий, и некоторых других. Для наиболее полного их извлечения технологиям (обогатителям и металлургам) нужно в первую очередь знать, в каких формах находится тот или иной элемент. Поскольку в настоящее время важнейшее значение для народного хозяйства приобретает проблема комплексного использования минерального сырья, становится понятным практическое значение этого вопроса.

Одним из методов изучения форм нахождения элементов является вещественный химический анализ, в задачу которого, по Б. С. Христофорову (1964), входит «изучение, описание и разработка методов определения форм нахождения химических элементов в данных анализируемых материалах». При исследовании минерала с целью установления, входит ли элемент-спутник в его кристаллическую решетку (изоморфная примесь) или представлен неизоморфными выделениями, чаще всего производят последовательное его растворение. Кратковременно обрабатывают навеску дробленого материала растворителем. Опыт повторяется несколько раз, и после каждой обработки устанавливают в растворах содержание главного (главных) компонента и элемента-спутника. Если количественное (весовое или атомное)

отношение их во всех растворах сохраняется, то считают, что сопутствующий элемент находится в виде изоморфной примеси. В обратном случае и при исключении возможности удаления из растворов какого-либо элемента (например, при растворении сульфидов селен может улетучиваться в виде селенистого водорода или выпадать в осадок в элементарной форме) делается вывод о наличии неизоморфных выделений сопутствующего компонента. Такая методика дает ценные материалы для суждения о форме нахождения в минерале сопутствующих элементов. Однако следует обратить внимание на ошибки, которые можно допустить при интерпретации результатов последовательного растворения минералов.

Прямая пропорциональность перехода в раствор* (выщелачиваемости) главного и сопутствующего элементов не всегда однозначно свидетельствует о том, что последний находится только в кристаллической решетке минерала (особенно если не сделано полного растворения навески). Покажем это, в частности, на примере статьи Е. С. Зорина и др. Они провели последовательное растворение навески сфалерита (0,2 г) с крупностью зерен 0,16 мм в 10%-ном растворе соляной кислоты. Получены следующие результаты:

Время растворения, мин	15	30	60	120	240
$\frac{\text{Cd}}{\text{Zn}} \cdot 10^2$ в растворе	0,22	0,24	0,30	0,28	0,29

Указанные авторы (Зорин и др., 1967, стр. 92) сделали вывод, что «содержания цинка и кадмия в растворе пропорциональны друг другу и их соотношение изменяется в незначительных пределах, т. е. количество кадмия, переходящего в раствор, соответствует количеству растворившегося сфалерита, что может служить подтверждением изоморфного вхождения кадмия в сфалерит».

Ранее мы отмечали (Литвинович, 1961), что нужно сравнивать отношения содержаний главного компонента и элемента-спутника не только в растворах, но и в нерастворенном остатке или в минерале и в растворах, что авторами упомянутой статьи, к сожалению, не сделано. Не приведено отношение количеств кадмия и цинка в сфалерите. Однако говорится, что исследовался бурый сфалерит с содержанием кадмия 0,32%. Следовательно, отношение весовых содержаний кадмий:цинк в сфалерите было около 0,005, если принять содержание цинка 64% (обычно же для бурых сфалеритов оно несколько ниже). Это отношение (0,005) почти вдвое выше, чем в растворах выщелачивания (0,0022—0,0030). Таким образом, по материалам статьи можно сделать вывод, что в исследованном сфалерите значительная часть кадмия находилась в виде соединений, труднее растворимых в соляной кислоте, чем сфалерит.

Приведенный пример показывает, что при последовательном растворении минерала с целью определения форм нахождения элемента-спутника желательно обработку навески растворителем продолжать до полного растворения исследуемого материала. Если же это невозможно, то следует установить отношение главного и сопутствующего элементов в твердом остатке. До начала последовательного растворения нужно знать величину указанного отношения в минерале.

Однаковые величины количественного отношения между главным и сопутствующим элементами в минерале, в растворах и твер-

* В дальнейшем не учитываются случаи, когда элемент выходит из раствора, выпадая в осадок или улетучиваясь.

дом остатке не всегда однозначно свидетельствуют об изоморфном вхождении элемента-спутника. Могут быть исключения, когда он будет находиться в виде самостоятельных выделений, степень растворения которых в данном растворителе окажется практически такой же, как и главного минерала.

Рассуждения, изложенные выше, относятся только к минералам, в которых главный компонент находится в одной структурной позиции, и не применимы к тем минералам, в которых он располагается в различных структурных позициях, неодинаково замещаемых элементом-спутником. Такими соединениями, например, являются алюмосиликаты, содержащие алюминий в тетраэдрическом и октаэдрическом окружении. При изоморфном замещении алюминия галлием их количественное отношение в минерале и в растворе может значительно отличаться, хотя галлий будет присутствовать только в виде изоморфной примеси. Более того, количественное отношение главного и сопутствующего элементов в растворах последовательного выщелачивания может закономерно изменяться. Это подтверждается данными, опубликованными ранее (Литвинович и др., 1967). Общие содержания галлия и алюминия в хлорите составляли 0,0037 и 11,56%, а отношение галлия к алюминию было равно 0,00032. Последовательная обработка одной и той же навески тонкоизмельченного хлорита 5, 10, 15, 20 и 37%-ной соляной кислотой (при нагревании на водяной бане и агитации по 30 минут) дала следующие результаты (суммарно в раствор извлечено 62,2% галлия и 63,6% алюминия от общего их количества в хлорите):

Концентрация HCl, %	5	10	15	20	37
$\frac{\text{Ga}}{\text{Al}} \cdot 10^4$ в растворе	2,5	3,0	2,5	4,5	5,5
$\frac{\text{Ga}}{\text{Al}} \cdot 10^4$ по суммарному извлечению					
в раствор	2,5	2,7	2,6	2,9	3,1

Приведенные данные говорят о том, что величины отношения галлия к алюминию в растворах заметно отличаются: они увеличиваются от начальных к последним растворам выщелачивания. Объясняется это тем, что в хлорите, который изучался, галлий в большей степени (предпочтительнее) замещает алюминий, находящийся в тетраэдрическом окружении, чем алюминий в шестерной координации. В то же время при последовательном выщелачивании хлорита в первую очередь в раствор переходят алюминий и изоморфно замещающий его галлий, находящиеся в октаэдрическом окружении. Возможное присутствие в хлорите тонких выделений сульфида галлия или его (галлия) изоморфной примеси к железу не подтвердилось всеми проведенными исследованиями.

В кристаллической решетке минерала один и тот же изоморфно замещаемый химический элемент может находиться не только в неодинаковых структурных позициях, но и иметь различную валентность (например, железо). В этом случае также нельзя ожидать сохранения прямой пропорциональности извлечения в растворы элемента и его изоморфной примеси.

В предыдущих примерах при рассуждениях мы не учитывали, что распределение химических примесей в природных кристаллах или зернах часто бывает неравномерное. Это хорошо показано в статье Д. П. Григорьева (1967). Следовательно, растворимость одинаковых по размеру (поверхности) частиц минерала может быть различной.

При таком условии и последовательном растворении навески отношение содержаний главного компонента и элемента-примеси в растворах может изменяться, хотя сопутствующий элемент целиком будет находиться в виде изоморфной примеси.

Все, что говорилось выше,— далеко не исчерпывающий материал, но даже и он свидетельствует о сложности изучения форм нахождения элементов-спутников в минералах вообще и явлений изоморфизма в частности. Совершенно очевидно, что последовательное химическое растворение минерала позволяет только в общих чертах судить об изоморфной или неизоморфной форме сопутствующего элемента и не дает ответа об этом, если он полностью не входит в кристаллическую решетку минерала. В решении вопроса некоторую помощь может оказать углубленный вещественный химический анализ. Однако чаще всего одним химическим способом нельзя полностью обеспечить глубокое изучение форм нахождения элементов-спутников в горных породах, рудах и минералах. Оно должно идти по пути комплексирования химических и физических методов (электронный парамагнитный резонанс, эффект Мессбауэра, электронная микроскопия с электронографией, рентгеновский микроанализатор, рентгенография и т. п.) исследования вещества, дополняющих и уточняющих друг друга.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев Д. П. Онтогения химических примесей в минералах. «Вестник Ленингр. ун-та», 1967, № 6.
- Зорин Е. С., Костенко И. Ф., Куденко А. А., Легостаева А. Г. Изоморфизм Zn и Cd, Zn и Ge в сфалерите в свете новых данных по месторождениям Карагату. «Вестник Ленингр. ун-та», 1967, № 6.
- Литвинович А. Н. Методика изучения редких рассеянных элементов в полиметаллических рудах. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Литвинович А. Н., Калашникова Г. П., Аксенов В. С. К геохимии галлия. В сб.: «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1967.
- Христофоров Б. С. Избирательные растворители в вещественном анализе. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 550.42(584.4)

А. Н. ЛИТВИНОВИЧ, Г. П. КАЛАШНИКОВА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ГАЛЛИЯ В СУЛЬФИДАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

В развернутой периодической таблице элементов галлий расположен в халькофильном (по А. Е. Ферсману) поле, элементы которого имеют 18-электронную предпоследнюю оболочку. Они характерны для сульфидных месторождений. Однако, в отличие от типичных халькофилов (медь, цинк, свинец, кадмий и др.), klarки концентрации которых в сульфидных месторождениях высокие, галлий представляет собой типично рассеянный элемент в том смысле, что не обладает способностью к существенному накоплению. У него сильно выражены литофильные свойства, и он является близким аналогом алюминия, содержание которого в литосфере высокое. Вследствие этого в горных породах основное количество галлия находится в виде изоморфной примеси в алюминийсодержащих минералах, а существенного накопления его в остаточных продуктах кристаллизации магмы не наблюдается.

Ранее отмечалось (Литвинович и др., 1964; Литвиноч, 1966; Литвинович и др., 1967), что в Рудном Алтае содержания галлия в вулканогенно-осадочных породах за пределами полиметаллических месторождений, в породах рудных зон и в самих рудах заметно не отличаются и нет оснований говорить о привносе его в рудные зоны. Сказанное подтверждается также тем, что содержания галлия в сплошных, прожилково-вкрашенных и забалансовых (бедных) рудах обычно близки. Следовательно, концентрация в рудах рассматриваемого элемента не зависит от интенсивности рудной минерализации (количество привнесенных рудных компонентов). Об этом говорит и отсутствие взаимосвязи (корреляции) содержаний галлия и цинка в рудах.

Практически весь галлий, сосредоточенный в полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, находился в первичных горных породах, вмещающих месторождения. В процессе предрудной гидротермальной переработки пород он перераспределялся совместно с алюминием, накапливаясь в хлоритах и серицитах. В рудный (сульфидный) этап, в условиях достаточного количества серы и недостатка кислорода, сказывались различия между алюминием и галлием: проявлялись халькофильные свойства последнего. При гидротермальном изменении и метасоматическом замещении горных пород и минералов (особенно хлоритов и серицитов) галлий, извлекаясь из них, связывался с серой.

Расчеты показывают, что в рядовых сульфидных рудах основное количество галлия находится в нерудных минералах (преимущественно в хлоритах и серицитах, в которых средние его содержания в большинстве случаев составляют 0,002—0,004 %, а в отдельных пробах достигают 0,008—0,015 %). В главных рудных минералах* сосредоточено только 10—20 % от его общего количества в рудах (Литвинович, 1957, 1961). Однако в сплошных сульфидах нередко около или более половины количества галлия находится в рудных минералах.

В алтайских полиметаллических месторождениях минералов галлия пока не установлено. В то же время химическими анализами** (чувствительность 0,0001—0,0002 %) он постоянно обнаруживается в мономинеральных пробах сфалеритов, причем в некоторых из них его содержание достигает 0,020—0,035 %.

В пробах пиритов (марказитов), галенитов и пирротинов галлий обычно или не обнаруживается, или содержание его не превышает первых единиц десятичных долей процента. Присутствие его в таких пробах в значительной мере объясняется примесью сфалерита и частично — хлорита и серицита. Поэтому нет серьезных оснований говорить о вхождении рассматриваемого элемента в решетку указанных минералов. В то же время нельзя полностью исключать возможность нахождения галлия в виде микровключенияй его собственных сульфидов (типа галлиты). Однако в этом случае в некоторых пробах главных минералов должны были бы встречаться высокие содержания галлия, чего пока не известно.

Судя по единичным анализам блеклых руд, содержание в них галлия сравнительно высокое (0,0018—0,0027 %). Учитывая, что в состав алтайских блеклых руд постоянно входит в заметных количествах цинк, можно предполагать, что галлий может находиться в них в виде изоморфной примеси к цинку. Следует, однако, иметь в виду, что в алтайских полиметаллических месторождениях блеклые руды не имеют широкого распространения и поэтому существенного влияния на распределение галлия не оказывают.

До последнего времени считалось, что в полиметаллических месторождениях Алтая вторым по значению минералом — носителем галлия — является халькопирит. В большинстве проб этого минерала рассматриваемый элемент устанавливался в десятитысячных долях процента (анализы сделаны в химической лаборатории Восточно-Казахстанского геологического управления). В некоторых месторождениях (Лениногорское рудное поле, Зыряновское и частично — Николаевское) в отдельных пробах халькопирита содержания галлия достигали 0,0016—0,0037 %, а средние — 0,0013 %. Такие повышенные концентрации этого элемента нельзя было объяснить только механическим затрязнением проанализированных проб сфалеритом (и серицитом, хлоритом). Как известно, сульфид галлия — галлит — является полным структурным аналогом халькопирита. Поэтому вполне естественным было предположение (которое высказывалось и нами) о закономерном и изоморфном нахождении галлия в халькопирите.

При исследовании руд Лениногорского района в 1965—1967 гг. мы столкнулись с тем фактом, что в проанализированных нами халь-

* Главными сульфидными минералами алтайских полиметаллических месторождений являются пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. В Новоберезовском месторождении к ним относится также пирротин, в Николаевском — марказит.

** Использованы результаты анализов, выполненных в Восточно-Казахстанском геологическом управлении и Алтайском отделе ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР.

копиритах галлий не был установлен. В тех исключительно редких случаях, когда химическим анализом отмечались его следы или 0,0001 %, пробы халькопирита всегда имели небольшую механическую примесь сфалерита. Наши попытки найти халькопириты с повышенным содержанием галлия успехом не увенчались, хотя мы отобрали ряд мономинеральных проб именно из тех же участков и руд Лениногорского рудного поля, где ранее такие халькопириты отмечались. В известной мере это вызывает сомнение в достоверности анализов, показавших высокие содержания галлия в некоторых пробах халькопирита*. Более правдоподобно мнение об отсутствии изоморфной примеси галлия в этом минерале алтайских полиметаллических месторождений, хотя не исключена возможность, что в ней могут быть встречены микровключения минералов типа галлита. В последнем случае можно ожидать резко повышенные содержания галлия в некоторых пробах халькопирита. Однако, как правило, наличие галлия в пробах этого минерала можно объяснить механической примесью сфалерита (блеклой руды, хлорита, серицита). Исключением являются халькопириты Зыряновского месторождения. В них содержания галлия такого же порядка, как и в сфалеритах. Форма нахождения рассматриваемого элемента в халькопиритах Зыряновского месторождения требует дополнительного изучения и здесь не рассматривается.

Отсутствие изоморфной примеси галлия в халькопирите хорошо согласуется с представлением Н. В. Белова и других о бесплодности поисков этого элемента в данном минерале. Несмотря на то, что галлит является полным структурным аналогом халькопирита (те же параметры тетрагональной ячейки, межатомные расстояния), электронные конфигурации трехвалентных железа и галлия, занимающих одинаковые структурные позиции, отличаются. У железа 5 d-электронов + 8 (4 пары донорских) = 13, у галлия 10 d-электронов + 8 (4 пары донорских) = 18. В то же время галлит можно считать аналогом сфалерита (вюртцита) по строгой выдержанности у обоих катионов (цинка и галлия) правила $10+8=18$ электронов (Белов, Литвинская, 1966; Победимская, Белов, 1966), а также по геометрическому подобию структур. Поэтому наиболее вероятно изоморфное вхождение галлия в сфалерит, тогда как такой возможности нет у галенита, пирита и пирротина, имеющих иные (не тетраэдрические) координации и электронные конфигурации слагающих их катионов (свинца и железа).

На основании изложенного считаем, что в полиметаллических месторождениях Рудного Алтая галлий в виде изоморфной примеси в пиритах, галенитах, халькопиритах и пирротинах не встречается. Блеклые руды распространены незначительно и не оказывают существенного влияния на распределение галлия. Главнейшим минералом — носителем и концентратором «сульфидного» галлия — является сфалерит, в котором рассматриваемый элемент может изоморфно замещать цинк. Однако нельзя забывать, что в литературе описаны случаи тонкого прорастания сфалерита галлитом**. Поэтому мы провели некоторые химические исследования сфалеритов, чтобы выяснить, нет ли в них тонких включений (не видимых под обычным ми-

* Вероятно, ошибка заключалась в том, что в некоторых пробах халькопирита галлий определяли без предварительного отделения его бутилацетатом от меди и других примесей, мешающих анализу, что завышало результаты.

** Нельзя исключать возможность тонкого прорастания галлитом и других минералов руд.

микроскопом) минералов галлия. Результаты этих исследований приведены ниже.

Средние содержания галлия в сфалеритах различных месторождений и типов руд значительно отличаются. Довольно отчетливо проявляется закономерность: наиболее высокую концентрацию этого элемента имеют сфалериты серноколчеданных месторождений, где особенно интенсивно проявилась пиритизация, а количественное отношение пирита и сфалерита максимальное (табл. 1). Иными словами, интенсивный железо-серный метасоматоз вмещающих пород способствовал более полному переходу галлия в сульфидную форму, а сравнительно небольшое количество сульфида цинка, в котором в конечном счете фиксировался практически весь «сульфидный» галлий, предопределяло высокое его (галлия) среднее содержание в сфалерите.

Таблица 1

Содержание галлия в сфалеритах и отношение весовых количеств в рудах пирита и сфалерита

Месторождение	Тип руды (соотношение Cu : Pb : Zn)	Содержание галлия, г/т	Отношение FeS ₂ : ZnS	Использованы материалы
Лениногорское рудное поле	Свинцово-цинковые (4:32:64)	45(40) 6—212	1,1	A. Н. Литвинович
	Медно-цинковые (54:7:39)	22(15) 1—80	3,2	A. Н. Литвинович
Тишинское	По всем первичным рудам (6:16:78)	9(20) 2—45	0,7	X. А. Беспаев
	Свинцово-цинковые сплошные (4:17:79)	3(3) 2—4	0,24	A. Н. Литвинович Б. В. Маньков
	Свинцово-цинковые прожилково-вкрапленные (6:17:77)	12(6) 3—24	1,1	К. П. Ситников
Николаевское	Кристаллические цинково-медные (65:4:31)	121(2) 55—186	28,9	В. Д. Инин, К. Б. Утепов и др.
	Метаколлоидные медно-свинцово-цинковые (15:10:75)	110(9) 49—171	7,4	Те же
Орловское (рудное тело № 2)	Свинцово-цинково-médные (54:12:34)	54(6) 14—87	8,3	В. Д. Инин, В. П. Новиков

Примечание. В вертикальной графе «содержание галлия» приведены: в числителе — среднее содержание и (в круглых скобках) количество проанализированных проб, в знаменателе — пределы колебания содержаний в проанализированных пробах.

Содержание галлия в сфалеритах невыдержанное, что хорошо показано в таблице 1. В некоторых месторождениях сфалериты сплошных сульфидов по сравнению со сфалеритами прожилково-вкрапленных руд (особенно среди серицито-хлоритовых пород) более бедны галлием (Тишинское месторождение).

Четкой зависимости между окраской сфалеритов и содержанием в них галлия не проявляется. В одном случае мы провели следующий эксперимент. В макроскопически однородном сфалерите, который находился в виде небольшого скопления в кварцевом прожилке с хлоритом и серицитом (Лениногорское рудное поле, скв. 789, глубина 382 м), под микроскопом можно было наблюдать две его генерации:

темную с эмульсионной вкрапленностью халькопирита и более светлую — без нее. Мелко раздробив скопление сфалерита (вернее смесь сфалеритов), мы отобрали под бинокулярной лупой сфалериты трех окрасок: темный, коричневый и желтый. В них определено содержание галлия: 0,0088; 0,0350—0,0370 и 0,0100% — соответственно. Таким образом, макроскопически одинаковый в одном и том же скоплении сфалерит может состоять из нескольких генераций и иметь неравномерно распределенную примесь галлия.

Чтобы получить некоторые данные о форме нахождения галлия в сфалеритах алтайских полиметаллических месторождений, мы провели их селективное растворение. Вначале исследованию подвергли два бурых (светло-бурых) сфалерита из сплошных мелкозернистых сульфидных руд Зыряновского месторождения (Зр-44 и Зр-46). Химический состав их и отношение между весовыми количествами галлия и цинка по общему анализу минералов следующие (вес. %):

	Zn	Fe	Ga	Cu	Pb	$\frac{\text{Ga}}{\text{Zn}} \cdot 10^4$
Зр-44	63,60	3,10	0,0033	0,02	0,16	0,52
Зр-46	64,10	2,36	0,0022	0,10	0,08	0,34

Изучение под микроскопом цементированных анишлифов, изготовленных из материала, отобранного для исследований, показало, что в сфалеритах имелись редкие включения пирита, халькопирита и галенита размером 0,007—0,04 мм, которые составляли примерно 0,5% площади анишлифов. Поэтому можно считать, что обнаруженные химическим анализом свинец и медь представлены включениями их сульфидов, тогда как железо, возможно, в значительной мере входит в решетку сфалеритов. Во всяком случае под обычным микроскопом не наблюдалось такого количества пирита (и других железосодержащих минералов), которое могло бы дать содержание железа, обнаруживаемое химически.

В качестве растворителя применяли 0,5 и 1 н раствор соляной кислоты, в который добавляли хлористый натрий из расчета 200 г/л (3,4 н NaCl). Экспериментально убедились, что эта добавка ускоряет процесс растворения сфалерита, так как, по-видимому, образуется хорошо растворимый комплекс $\text{Na}_2[\text{ZnCl}_4]$. Для каждого опыта брали отдельную навеску весом 1 г и 100 мл растворителя. Растворение сфалерита проводили на магнитной мешалке при температуре примерно 80°C. Первые навески растворялись 30 минут, вторые — 60, третьи — 120, четвертые — 240 или 360. После окончания опыта раствор отфильтровывали от нерастворенного остатка и в том и другом определяли содержания цинка, железа и галлия*. Суммарное содержание элемента в растворе и в остатке принимали за 100% и вычисляли его относительное содержание.

Содержание цинка определяли объемным трилонометрическим методом, железа — фотоколориметрически с сульфосалициловой кислотой (чувствительность метода — 0,001%), галлия — флюориметрически с родамином С, чувствительность — 0,0001—0,0002% (Салтыкова, Фабрикова, 1958). Каждый опыт (растворение) производили с двумя параллельными навесками минерала. В случае значительных расхождений данных опыт повторяли (табл. 2, рис.1).

* К сожалению, при исследовании сфалеритов Зр-44 и Зр-46 по техническим причинам нельзя было произвести анализы на кадмий.

Результаты растворения сфалеритов Зр-44 и Зр-46*

Таблица 2

Растворитель	Время растворения, мин	Содержание, вес. %						Общее содержание, %			Относительное содержание в растворе, %			Отношение $\frac{\text{Ga}}{\text{Zn}} \cdot 10^4$	
		в растворе			в нерастворенном остатке			Zn	Fe	Ga	Zn	Fe	Ga	в растворе	в остатке
		Zn	Fe	Ga	Zn	Fe	Ga								
С ф а л е р и т Зр-44															
0,5 н HCl и 3,4 н NaCl	30	38,20	1,81	0,0018	25,30	1,36	0,0015	63,50	3,17	0,0033	60,2	57,1	54,5	0,47	0,59
"	60	40,54	1,95	0,0021	22,56	1,23	0,0018	63,10	3,18	0,0034	64,2	61,3	61,8	0,52	0,58
"	120	45,76	2,12	0,0023	17,98	1,00	0,0010	63,74	3,12	0,0033	71,8	68,0	69,7	0,50	0,56
"	360	56,49	2,62	0,0030	6,79	0,45	0,0004	63,28	3,07	0,0034	89,3	85,3	88,2	0,53	0,59
1 н HCl и 3,4 н NaCl	30	53,61	2,39	0,0026	9,94	0,69	0,0006	63,55	3,08	0,0032	84,4	77,6	81,2	0,48	0,60
"	60	55,57	2,51	0,0028	7,85	0,60	0,0005	63,42	3,11	0,0033	87,6	80,7	84,8	0,50	0,64
"	120	57,01	2,65	0,0030	6,28	0,49	0,0004	63,29	3,14	0,0034	90,1	84,4	88,2	0,53	0,64
"	240	60,94	2,80	0,0032	2,36	0,28	0,0001—	63,30	3,08	0,0033—	96,3	90,9	97,0—	0,53	0,42—
							0,0002			0,0034			94,1		0,85
Содержание по общему анализу минерала		—	—	—	—	—	—	63,60	3,10	0,0033	—	—	—	—	0,52**
С ф а л е р и т Зр-46															
0,5 н HCl и 3,4 н NaCl	30	29,42	1,11	0,0008	34,65	1,23	0,0015	64,07	2,34	0,0023	45,9	47,4	34,8	0,27	0,43
"	60	31,40	1,15	0,0010	32,64	1,22	0,0013	64,04	2,37	0,0023	49,0	48,5	43,5	0,32	0,40
"	120	42,82	1,50	0,0012	21,53	0,84	0,0010	64,35	2,34	0,0022	66,5	64,1	54,5	0,28	0,46
"	360	49,95	1,73	0,0014	13,08	0,56	0,0006	63,03	2,29	0,0020	79,2	75,5	70,0	0,28	0,46
1 н HCl и 3,4 н NaCl	30	51,65	1,74	0,0014	12,55	0,56	0,0007	64,20	2,30	0,0021	80,5	75,7	66,7	0,27	0,56
"	60	55,96	1,81	0,0016	8,50	0,49	0,0005	64,46	2,30	0,0021	86,8	78,7	76,2	0,29	0,59
"	120	57,01	1,95	0,0018	7,19	0,39	0,0004	64,20	2,34	0,0022	88,8	83,3	81,8	0,32	0,56
"	240	57,38	1,95	0,0019	5,68	0,33	0,0003	63,06	2,28	0,0022	91,0	85,5	86,4	0,33	0,58
Содержание по общему анализу минерала		—	—	—	—	—	—	64,10	2,36	0,0022	—	—	—	—	0,34**

* Для каждого опыта растворения взята отдельная навеска.

** Отношение $\frac{\text{Ga}}{\text{Zn}} \cdot 10^4$ по общему анализу минерала.

Рассматривая результаты растворения сфалеритов, необходимо иметь в виду следующее. При изоморфном замещении следует ожидать пропорциональность перехода в раствор цинка и галлия (железа, кадмия). Количественные (весовые или атомные) отношения их в минерале (сфалерите), в растворах и нерастворенном остатке должны быть одинаковы. Однако распределение в сфалеритах галлия (железа, кадмия) может быть неравномерным. О таком распределении химических (изоморфных) примесей в реальных кристаллах и зернах минералов и причинах этого хорошо сказано в статье Д. П. Григорьева (1967). Он обращает внимание, в частности, не только на неравномерность распределения примесей вследствие изменения во времени состава питающей среды, но и на различную поглощаемость химических примесей кристаллом: «... растущий кристалл поглощает химические примеси неодинаково: 1) разными

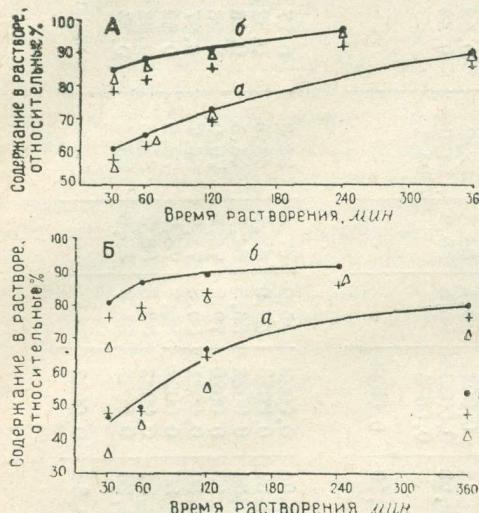


Рис. 1. Извлечение в раствор цинка, железа и галлия из сфалеритов 3r-44 (A) и 3r-46 (B) в зависимости от продолжительности растворения и концентрации растворителя: a — 0,5 н HCl с 3,4 н NaCl; б — 1 н HCl с 3,4 н NaCl. Данные таблицы 2.

ми гранными формами, 2) разными реберными формами, 3) разными вершинными формами» (Григорьев, 1967, стр. 31). Зависит это от «неодинакового атомного строения, а поэтому и неодинакового отношения разных элементов ограничения минерала к поглощению примесей в связи с разным энергетическим состоянием граней, ребер и вершин кристалла» (там же, стр. 31). Следовательно, растворимость одинаковых по размеру (поверхности) частиц навески сфалерита и содержание в них галлия (железа, кадмия) могут отличаться, что влечет за собой непропорциональный переход в раствор цинка и галлия (железа, кадмия), хотя они и будут целиком изоморфны.

Многократное неполное растворение сфалеритов 3r-44 и 3r-46 показало, что почти во всех случаях цинк из них извлекается в раствор несколько лучше, чем железо и галлий (рис. 1). В отношении железа это можно объяснить тем, что исследованные сфалериты содержали тонкие включения пирита (и халькопирита), который растворяется труднее, чем сфалерит. Кроме того, включения пирита и халькопирита должны повышать растворимость сфалерита за счет электрохимического эффекта, так как они обладают высокими электродными потенциалами (Сауков, 1966 и др.). Более сложно объяснить поведение галлия при растворении указанных сфалеритов.

В пробе минерала 3r-44 отношение весовых количеств (Ga : Zn) · 10⁴ равно 0,52, а в растворах оно находится в пределах 0,47—0,53 (табл. 2). Учитывая допустимые погрешности анализов, казалось бы можно говорить об одинаковой степени извлечения в раствор* цинка

* Говоря о степени извлечения в раствор, всегда имеем в виду относительное содержание элемента в данном растворе, принимая общее его содержание в минерале за 100%.

и галлия, т. е. о том, что они изоморфны. Однако обращает внимание, что отношение $(\text{Ga} : \text{Zn}) \cdot 10^4$ в нерастворенных остатках всегда несколько выше, чем в соответствующих растворах (0,56—0,59, а при низких содержаниях галлия — до 0,64), так как нельзя избежать существенных относительных погрешностей при химическом анализе. В растворах относительное содержание галлия немного ниже, чем цинка (рис. 1 А).

Еще более заметно несоответствие извлечения в раствор цинка и галлия из пробы Зр-46 (рис. 1 Б). В этом сфалерите отношение $(\text{Ga} : \text{Zn}) \cdot 10^4$ равно 0,34, в растворах оно варьирует от 0,27 до 0,33, а в нерастворенных остатках находится в пределах 0,40—0,56 (табл. 2). Поэтому можно предполагать, что в исследованных сфалеритах (особенно в Зр-46) имеются субмикроскопические включения самостоятельных минералов галлия. Однако окончательным такое предположение считать нельзя. Не исключена возможность, что весь галлий находится в виде изоморфной примеси, а отсутствие полного соответствия извлечения в раствор цинка и галлия связано с неравномерным распределением последнего в этих сфалеритах.

Сфалериты Зр-44 и Зр-46 имели сравнительно небольшое содержание галлия, поэтому дополнительно провели исследование двух из них (Л-28 и Л-69) с высоким содержанием этого элемента. Они были отобраны из прожилковых полиметаллических руд Лениногорского рудного поля, где находились в виде гнезд среди кварцевых прожилков с серицитом, хлоритом и карбонатом, рассекающих микрокварциты.

Сфалерит Л-28 — среднезернистый, в штуфе коричневый, под бинокулярной лупой в мелких сколах имеет в основном коричневато-желтый цвет; значительная часть его (по микроскопическим исследованиям) содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита.

Сфалерит Л-69 — среднезернистый, в штуфе коричневый, под бинокулярной лупой в мелких сколах, в основном желто-коричневый; эмульсионной вкрапленности халькопирита и других рудных минералов под микроскопом не отмечено.

Содержание цинка, железа, кадмия и галлия в этих сфалеритах приведено в таблицах 3 и 4.

Растворение указанных минералов производили, как и двух предыдущих — Зр-44 и Зр-46, используя по две параллельных навески (в 0,5 и 1 г соляной кислоте с добавлением хлористого натрия, на магнитных мешалках, при температуре примерно 80°C). Особенность данного эксперимента заключалась в том, что растворение минералов было последовательным.

Каждую навеску минерала весом 0,3 г обрабатывали 30 мл растворителя в течение 30 минут. После этого раствор фильтровали, а нерастворившийся остаток сфалерита высушивали на фильтре, сметали жесткой кисточкой в стакан, заливали туда 30 мл растворителя, предварительно нагретого, и снова проводили второй этап растворения в течение 30 минут. В 1 г соляной кислоте каждую навеску растворяли последовательно три раза (три этапа растворения), а в 0,5 г — четыре.

В растворах всех этапов растворения и в оставшемся (после последнего) нерастворенном остатке определяли содержание цинка, железа, кадмия и галлия*. Суммарное содержание элемента в указанных

* Анализ на кадмий производили полярографически (чувствительность — 0,001%). Остальные компоненты определяли так же, как при исследовании сфалеритов Зр-44 и Зр-46.

Таблица 3

Результаты последовательного растворения сфалерита Л-28

Растворитель	Этапы растворения	Перешло в раствор*								Отношение*		
		Абсолютный %				Относительный %				$\frac{Ga \cdot 10^4}{Zn}$	$\frac{Cd \cdot 10^3}{Zn}$	$\frac{Cd \cdot 10^{-1}}{Ga}$
		Zn	Fe	Cd	Ga	Zn	Fe	Cd	Ga			
0,5 н HCl и 3,4 н NaCl	1	12,94	0,19	0,091	0,0025	21,4	18,5	19,9	19,4	1,93	0,70	3,64
	»	8,16	0,11	0,059	0,0016	13,5	10,7	12,9	12,4	1,96	0,72	3,68
	2	21,10	0,30	0,150	0,0041	34,9	29,2	32,8	31,8	1,94	0,71	3,65
	»	4,68	0,06	0,035	0,0011	7,7	5,8	7,6	8,5	2,35	0,75	3,18
	3	25,78	0,36	0,185	0,0052	42,6	35,0	40,4	40,3	2,02	0,72	3,55
Царская водка	»	4,75	0,06	0,031	0,0009	7,8	5,8	6,8	7,0	1,89	0,65	3,44
	4	30,53	0,42	0,216	0,0061	50,4	40,8	47,2	47,3	2,0	0,71	3,54
	Остаток	30,01	0,61	0,242	0,0068	49,6	59,2	52,8	52,7	2,27	0,81	3,55
	Суммарное содержание в растворах и в остатке	60,54	1,03	0,458	0,0129	100	100	100	100	2,13	0,76	3,55
	1 н HCl и 3,4 н NaCl	25,69	0,36	0,188	0,0055	42,0	34,9	41,4	43,0	2,14	0,73	3,41
Царская водка	»	10,71	0,15	0,071	0,0021	17,5	14,6	15,6	16,4	1,96	0,66	3,38
	2	36,40	0,51	0,259	0,0076	59,5	49,5	57,0	59,4	2,09	0,71	3,40
	»	6,94	0,10	0,049	0,0014	11,4	9,7	10,8	10,9	2,02	0,71	3,50
	3	43,34	0,61	0,308	0,0030	70,9	59,2	67,8	70,3	2,08	0,71	3,42
	Остаток	17,78	0,42	0,146	0,0038	29,1	40,8	32,2	29,7	2,14	0,82	3,84
Суммарное содержание в растворах и в остатке	в	61,12	1,03	0,454	0,0128	100	100	100	100	2,09	0,74	3,55
	Содержание по общему анализу минерала	62,78	1,06	0,510	0,0133	—	—	—	—	2,12	0,81	3,83

* В таблицах 3 и 4 в числителе приведено весовое содержание элементов в растворе каждого этапа, в знаменателе — суммарное извлечение в раствор.

Таблица 4

Результаты последовательного растворения сфалерита Л-69

Растворитель	Этапы растворения	Перешло в раствор								Отношение		
		абсолютный %				относительный %				$\frac{Ga \cdot 10^4}{Zn}$	$\frac{Cd \cdot 10^2}{Zn}$	$\frac{Cd \cdot 10^{-1}}{Ga}$
		Zn	Fe	Cd	Ga	Zn	Fe	Cd	Ga			
0,5 н HCl и 3,4 н NaCl	1	15,82	0,37	0,087	0,0020	26,1	25,7	24,9	24,7	1,26	0,55	4,35
	2	11,85	0,28	0,064	0,0014	19,5	19,5	18,3	17,3	1,18	0,54	4,57
		27,67	0,65	0,151	0,0084	45,6	45,2	43,2	42,0	1,23	0,55	4,44
	3	7,87	0,19	0,046	0,0010	13,0	13,2	13,2	12,3	1,27	0,58	4,60
		35,54	0,84	0,197	0,0044	58,6	58,4	56,4	54,3	1,23	0,55	4,48
	4	5,60	0,14	0,030	0,0007	9,2	9,7	8,6	8,6	1,25	0,54	4,29
		41,14	0,98	0,227	0,0051	67,8	68,1	65,0	62,9	1,24	0,55	4,45
Царская водка	Остаток	19,50	0,46	0,122	0,0030	32,2	31,9	35,0	37,1	1,54	0,63	4,07
Суммарное содержание растворах и в остатке	B	60,64	1,44	0,349	0,0081	100	100	100	100	1,34	0,58	4,30
	1	36,78	0,84	0,206	0,0044	59,4	58,3	58,4	56,4	1,20	0,56	4,68
	2	14,90	0,35	0,080	0,0019	24,1	24,3	22,7	24,4	1,28	0,54	4,21
		51,68	1,19	0,286	0,0063	83,5	82,6	81,1	80,8	1,22	0,55	4,54
	3	5,96	0,15	0,035	0,0008	9,6	10,4	9,9	10,2	1,34	0,59	4,38
		57,64	1,34	0,321	0,0071	93,1	93,0	91,0	91,0	1,23	0,56	4,52
Царская водка	Остаток	4,26	0,10	0,032	0,0007	6,9	7,0	9,0	9,0	1,64	0,75	4,57
B	61,90	1,44	0,353	0,0078	100	100	100	100	1,26	0,57	4,53	
Содержание по общему анализу минерала		62,41	1,44	0,417	0,0083	—	—	—	—	1,33	0,67	5,02

продуктах принимали за 100% и рассчитывали его относительные содержания в растворах каждого этапа и в нерастворенном остатке.

Результаты всех опытов (табл. 3, 4 и рис. 2, 3) с учетом данных по химическому разложению сфалеритов 3р-44 и 3р-46 позволяют сделать некоторые выводы о формах нахождения в рассматриваемых минералах железа, галлия и кадмия.

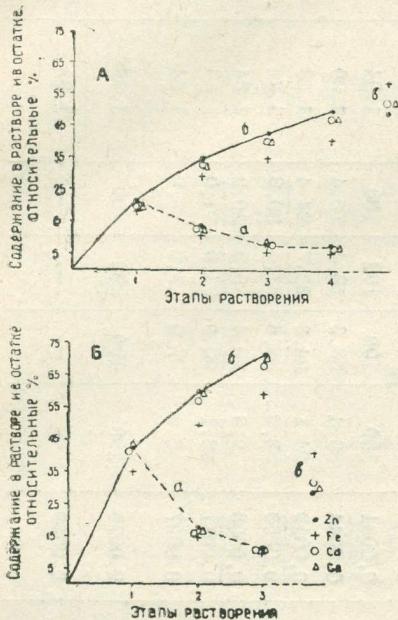


Рис. 2. Извлечение в раствор цинка, железа, кадмия и галлия при последовательном растворении сфалерита Л-28: А — в 0,5 н HCl с 3,4 н NaCl; Б — в 1 н HCl с 3,4 н NaCl. Каждый этап растворения продолжался 30 минут: а — относительные содержания элементов в растворах каждого этапа растворения; б — суммарное извлечение в раствор; в — относительные содержания в нерастворенных остатках. Данные таблицы 3.

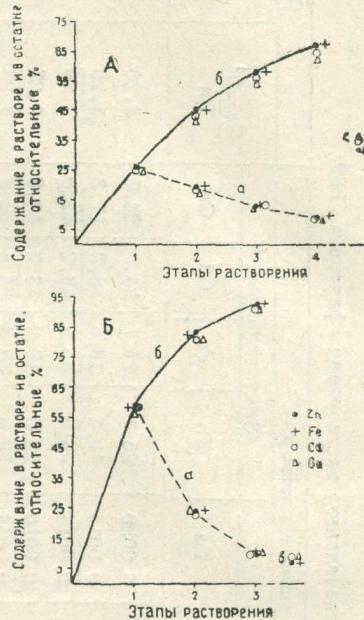


Рис. 3. Извлечение в раствор цинка, железа, кадмия и галлия при последовательном растворении сфалерита Л-69. Данные таблицы 4. Условные обозначения те же, что на рисунке 2.

Железо из навесок сфалерита извлекается в раствор в меньшей степени, чем цинк, при наличии механической примеси пирита или эмульсионной вкрапленности халькопирита (пробы 3р-44, 3р-46 и Л-28). Пирит и халькопирит, как известно, имеют высокие электродные потенциалы по сравнению с электродным потенциалом сфалерита, и, кроме того, пирит вообще более трудно растворим, чем сфалерит. Следовательно, механическая примесь пирита и эмульсионные выделения халькопирита, естественно, должны привести к указанному несоответствию извлечения в раствор цинка и железа. Когда сфалерит не загрязнен включениями пирита и халькопирита (проба Л-69), имеется полное соответствие перехода в раствор цинка и железа (рис. 3). Поэтому можно считать, что в исследованных сфалеритах железо находится в виде изоморфной примеси. Предположение о возможных субмикроскопических выделениях пирротина менее вероятно, так как в этом случае степень извлечения в раствор цинка должна отличаться от извлечения железа. Однако этого не наблюдалось

при исследовании сфалерита Л-69 без примеси других рудных минералов (пириита) и без эмульсионных выделений халькопирита.

В большинстве опытов галлий извлекался из сфалеритов в раствор несолько хуже, чем цинк. Отношение $(\text{Ga} : \text{Zn}) \cdot 10^4$ в нерастворенных остатках обычно выше, чем в растворах, что особенно проявляется в пробах Л-69 и Зр-46. Так, в растворах пробы Л-69 это отношение порядка 1,18—1,28, а в нерастворенных остатках оно составляет 1,54—1,64, тогда как в минерале равно 1,33 (табл. 4). Поэтому можно предполагать, что в сфалеритах находятся субмикроскопические выделения самостоятельных минералов галлия, хотя нельзя считать такое предположение полностью доказанным. Не исключена возможность, что наблюдаемое несоответствие извлечения в раствор цинка и галлия обусловлено другими причинами, одной из которых может явиться неравномерное распределение изоморфной примеси галлия в сфалеритах.

При рассмотрении данных по кадмию обращает внимание тот факт, что содержание этого элемента в сфалерите (по общему анализу минерала) заметно выше, чем суммарное количество в растворах и в нерастворенном остатке. Так, содержание кадмия в пробе Л-28 равно 0,510%, а суммарное в растворах и нерастворенном остатке составляет 0,454—0,458; в пробе Л-69 соответственно — 0,417 и 0,349—0,353% (табл. 3, 4). Это говорит об ошибках эксперимента, связанных, по-видимому, с систематическими погрешностями анализа на кадмий (в сторону занижения содержаний), в результате чего сумма его содержаний в отдельных продуктах становится меньшей, чем общее содержание в минерале. В целом же характер извлечения в раствор кадмия примерно аналогичен извлечению галлия.

В алтайских полиметаллических месторождениях кадмий в значительной мере находится в виде изоморфной примеси в сфалеритах. В то же время в последние годы здесь обнаружены в сфалеритах тонкие выделения гринокита. Следовательно, какая-то часть общего количества кадмия образует собственные минералы.

Выводы

1. В первичных рудах полиметаллических месторождений Рудного Алтая галлий находится в виде изоморфной примеси в нерудных алюминийсодержащих минералах (преимущественно в хлоритах и серицатах) и в сульфидах. В рядовых и бедных рудах в нерудных минералах сосредоточено около 90—80% от его общего количества, а в сплошных сульфидах начинает преобладать галлий, находящийся в сульфидных минералах.

2. Среди главных сульфидных минералов главнейшим минералом — носителем и концентратором галлия — является сфалерит (вюрцит), в некоторых пробах которого содержание галлия достигает 0,020—0,035%. Постоянно присутствует галлий также в блеклых рудах (0,0018—0,0027%), содержащих в заметном количестве цинк. Однако блеклые руды вследствие незначительного распространения в алтайских месторождениях существенного влияния на распределение галлия не оказывают.

Пириты, галениты, пирротины галлия не содержат. Небольшие количества его, иногда обнаруживаемые в данных минералах, объясняются загрязнением проб сфалеритом (и блеклыми рудами).

3. Существующее мнение о том, что галлий находится в виде изоморфной примеси в халькопиритах, нашими исследованиями не под-

твердились. Это хорошо согласуется с представлениями Н. В. Белова и других, что неодинаковые электронные конфигурации трехвалентных железа и галлия исключают возможность изоморфизма указанных элементов, хотя галлит и является полным структурным аналогом халькопирита.

4. Содержание галлия в сфалеритах невыдержанное — даже в пределах одного типа руд месторождения. В макроскопически однородном сфалерите можно наблюдать различные его генерации, имеющие неодинаковые содержания галлия. Четкой зависимости между окраской сфалеритов и концентрацией в них галлия не отмечается. Наряду с этим иногда отчетливо видно, что сфалериты сплошных сульфидов по сравнению со сфалеритами прожилково-вкрапленных руд более бедны галлием, что подтверждает заимствование этого элемента из вмещающих пород (особенно из серицитов и хлоритов при их замещении сульфидами).

5. Средние содержания галлия в сфалеритах различных месторождений и типов руд значительно отличаются (от 0,0003—0,0009 до 0,0120%). Довольно отчетливо проявляется закономерность: наиболее высокую концентрацию этого элемента имеют сфалериты тех месторождений, где особо интенсивна пиритизация, а количественное отношение между пиритом и сфалеритом максимальное. В процессе железо-серного метасоматоза вмещающих пород галлий, извлекаясь из нерудных минералов, переходил в сульфидную форму и в конечном счете накапливался в сфалеритах тем больше, чем интенсивнее была пиритизация и меньше отложилось сфалерита.

6. Сфалериты серноколчеданных месторождений типа Николаевского и Орловского имеют высокие средние содержания галлия (0,005—0,012%) и могут быть использованы для его промышленного извлечения.

7. В алтайских полиметаллических рудах минералов галлия до сих пор не обнаружено. Многократное неполное химическое растворение сфалеритов показало, что этот элемент обычно извлекается в раствор несколько хуже, чем цинк. Поэтому можно предполагать, что в сфалеритах находятся субмикроскопические выделения самостоятельных минералов галлия. Однако не исключена возможность, что он целиком находится в виде изоморфной примеси (к цинку), а несоответствие извлечения в раствор галлия и цинка обусловлено другими причинами, одной из которых может явиться неравномерное распределение галлия в исследованных сфалеритах.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В., Литвинская Г. П. Новые представления об изоморфных замещениях. «Вестн. Московск. ун-та, серия геол.», 1966, № 6.

Григорьев Д. П. Онтогенез химических примесей в минералах. «Вестн. Ленингр. ун-та», 1967, № 6.

Литвинович А. Н. Некоторые методические вопросы изучения элементов-спутников в полиметаллических рудах Алтая. Труды Алтайского горнometаллургического научно-исслед. ин-та АН КазССР (АГМНИИ), т. IV, 1957.

Литвинович А. Н. Методика изучения редких рассеянных элементов в полиметаллических рудах. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Литвинович А. Н., Беспаев Х. А., Маньков Б. В., Ситников К. П. Распределение редких рассеянных элементов в рудах Тишинского месторождения. «Вестник АН КазССР», 1964, № 10.

Литвинович А. Н. Особенности накопления и распределения редких элементов в главнейших полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. В кн.:

«Минералогия и геохимия рудных месторождений Казахстана (полиметаллы)». Алма-Ата, «Наука», 1966.

Литвинович А. Н., Калашникова Г. П., Аксенов В. С. К геохимии галлия. В кн.: «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1967.

Победимская Е. А., Белов Н. В. Кристаллохимические особенности сульфидов и халькогенидов. «Геохимия», 1966, № 2.

Салтыкова В. С., Фабрикова Е. А. Определение галлия в минералах при помощи родаминового фотометрического метода. «Журнал аналит. химии», 1958, т. XIII, вып. I.

Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

1970

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Том 29

УДК 549.321.2(584.4)

В. С. АКСЕНОВ, В. Д. ИНИН, А. Н. ЛИТВИНОВИЧ

НАХОДКА ЦИНКОСДЕРЖАЩЕГО ГРИНОКИТА В РУДАХ ОРЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ

Гринокит — очень редкий минерал. В опубликованной литературе по минералогии рудноалтайских полиметаллических месторождений какие-либо сведения о нем отсутствуют. Минерал, обнаруженный в Орловском месторождении, описывается впервые для Рудного Алтая.

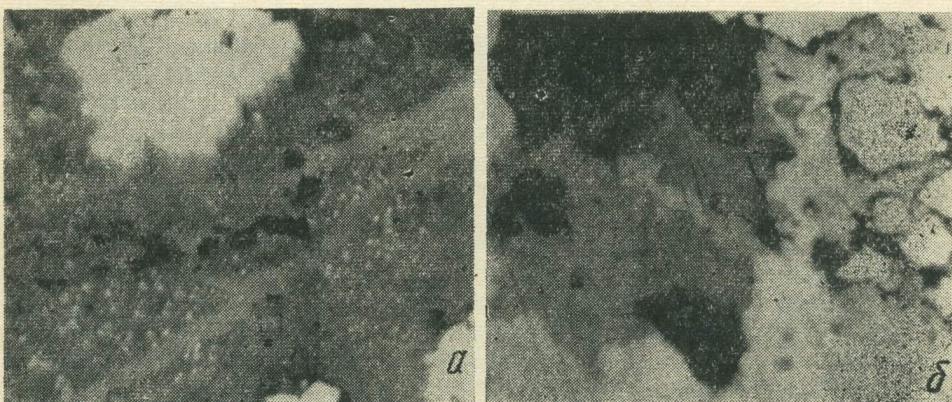


Рис. 1. Формы выделения гринокита: а — ветвящийся микропрояилок гринокита (серое) в сфалерите (темно-серое), насыщенном эмульсионной вкрапленностью халькопирита (белые точки); крупные белые рельефные зерна — пирит, черное — барит (аншл. № 152, × 280, масляная иммерсия); б — микропрояилок гринокита (серое в центре) в сфалерите (темно-серое), сросшегося с галенитом (светло-серое), хлоритом и баритом (черное); белые рельефные зерна — пирит (аншл. № 33/118, × 200).

Гринокит установлен при микроскопическом исследовании сплошных сульфидных серноколчеданно-цинковых и серноколчеданно-медно-цинковых руд первого рудного тела на глубинах 150—200 м от поверхности, т. е. 40—60 м ниже зоны вторичного сульфидного обогащения*. Он встречен в пяти аншилифах в виде тончайших (5—20 микрон) прожилков и неправильной формы выделений в сфалерите, насыщенном густой эмульсионной вкрапленностью халькопирита (рис. 1). Наиболее широко развитым минералом в этих типах руд является мелкозернистый пирит. Значительно меньший объем выполняют сфалерит и халькопирит. Галенит и блеклая руда встречаются редко.

* Геологическое описание Орловского месторождения приведено в статье А. Ф. Астахова (1963).

Химический состав гринокита определен рентгеноспектральным методом на микроанализаторе марки JXA-3 А. П. Слюсаревым (ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР). Качественным анализом в нем были выявлены главные составляющие компоненты: кадмий, сера и цинк. Других элементов в пределах чувствительности анализа (0,1—1%) не обнаружено. Количественная оценка содержания серы и цинка в гриноките была произведена по срастающемуся с ним сфалериту. Установлены следующие содержания этих элементов (вес. %): серы ~ 20, цинка ~ 6. Кадмий не определялся (не было надежного эталона — искусственного сульфида кадмия). Учитывая отсутствие других элементов в составе минерала, а также значительную интенсивность линий кадмия в излучаемом рентгеновском спектре, авторы полагают, что разность 100% — (~ 20% серы + ~ 6% цинка) ≈ 74% можно с большей вероятностью отнести полностью за счет кадмия. Относительная ошибка при определении содержания серы и цинка ± 10%. Гомогенность минерала подтверждена сканированием электронным зондом микроанализатора. Диаметр зонда — 0,8 микрона.

Полученные данные по содержанию серы в гриноките Орловского месторождения (~ 20%) сопоставимы (с учетом ошибки анализа) с теоретически рассчитанными для соединения CdS (22,19%). Гомогенное распределение цинка в зернах гринокита свидетельствует о его изоморфном вхождении в кристаллическую решетку сульфида кадмия.

В полированном шлифе под микроскопом гринокит по сравнению со сфалеритом имеет более низкий относительный рельеф. Микротвердость, замеренная микротвердомером ПМТ-3 при нагрузке 10 г, находится в пределах 91—145 кг/мм², что в переводе на шкалу Хрущова соответствует 2,9—3,4. Цвет минерала голубовато-серый. По степени отражения он несколько светлее сфалерита, оптически изотропен, обладает яркими желтыми и оранжевыми внутренними рефлексами.

Отражательная способность (*R*) минерала измерена с помощью фотоэлектронного умножителя ФЭУ-27, прикрепленного к микроскопу МИН-8. Источником монохроматического света служили светофильтры из комплекта ОКФ-1, вводимые в осветитель ОИ-12 между лампой накаливания и поляризатором. В качестве эталона использован галенит, значения отражательной способности которого заимствованы из работы Орселя (1936) с соответствующими пересчетами для имеющихся светофильтров. Относительная погрешность измерений не превышает ± 2% (см. табл.).

Результаты измерения отражательной способности гринокита и сфалерита в поляризованном свете в воздушной среде

Минерал	Длина волны, миллимикрон (λ)								
	435	486	489	523	559	594	621	662	698
Гринокит	19,5	20,8	20,8	19,9	19,2	18,7	17,9	17,8	17,5
Сфалерит	18,3	18,0	17,9	17,9	17,6	17,4	17,2	17,2	17,2
Галенит (эталон)	51,5	47,7	47,5	45,8	44,8	44,4	44,25	44,2	44,2

По данным таблицы построены кривые дисперсии отражательной способности гринокита и сфалерита (рис. 2). Характер кривой гринокита с максимальными значениями в синей области спектра (586—589 нм) подтверждает голубоватый оттенок минерала. Общее, более

высокое по оси R положение ее по сравнению с кривой сфалерита свидетельствует о том, что гринокит несколько ярче сфалерита.

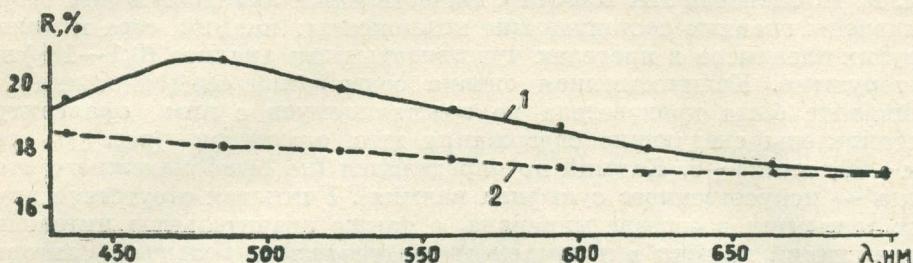


Рис. 2. Кривые дисперсии отражательной способности гринокита (1) и сфалерита (2) в воздухе.

Полученные результаты по химическому составу, оптическим свойствам и микротвердости описываемого минерала вполне согласуются с литературными данными о гриноките (Воробьева, 1964).

Собственные минералы кадмия в первичных рудах колчеданно-полиметаллических и колчеданомедных месторождений крайне редки (Бетехтин, 1940; Иванов, 1946; Иваницкий, Гварамадзе, 1960; Яренская, 1963 и другие). В большинстве случаев гринокит присутствует в рудах как вторичный минерал, отложившийся из кислых растворов в зоне вторичного сульфидного обогащения (Петровская, 1958). На Орловском месторождении сульфид кадмия трудно отнести к гипергенным образованиям. Он наблюдается в первичных сульфидных рудах, не затронутых процессами окисления, тесно ассоциирует со сфалеритом, пиритом и галенитом. Судя по отчетливо секущему расположению его жилок относительно эмульсии халькопирита в сфалерите, он кристаллизовался из гипогенных растворов самым последним — после раскристаллизации сульфида цинка и распада твердого халькопирита в сфалерите. В некоторых случаях на продолжении жилок гринокита наблюдаются выделения и жилки барита, что говорит о значительной кислотности образовавших их растворов и высоком окислительно-восстановительном потенциале последних. Вполне возможно, что гринокит на Орловском месторождении отложился из «маточных» растворов, в которых пересыщение кадмием возникло в результате десорбции его ионов из раскристаллизовавшегося коллоидного осадка сульфидов (в первую очередь сульфидов цинка).

Чтобы в полной мере представить неслучайность находок гринокита на Орловском месторождении, приведем некоторые данные особенностей накопления и распределения кадмия в различных типах руд и минералах.

В первых трех рудных телах (более близких к поверхности) содержания кадмия в тысячи раз превышают его кларк в литосфере. Наиболее значительные его концентрации отмечаются в рудах полиметаллического состава (цинковых и свинцово-цинковых), в которых он положительно и с высокой степенью связи коррелирует с цинком и свинцом. Относительно цинка — своего геохимического аналога — кадмий наиболее интенсивно накапливался в рудных телах верхних гипсометрических уровней Орловской рудолокализующей структуры (рудное тело № 1).

Как и в других полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, в Орловском месторождении основное количество кадмия сосредоточено в сфалеритах (0,205—0,394%). Небольшая доля этого

элемента есть в сравнительно редко встречающихся блеклых рудах, содержащих цинк. Незначительные концентрации (обычно тысячные доли процента) кадмия иногда отмечаются в халькопиритах, галенитах, пиритах и даже в хлоритах, серицатах и баритах. Однако в таких случаях его присутствие обусловлено в основном механическим загрязнением проанализированных проб сфalerитом (и блеклыми рудами), что подтверждается микроскопическими исследованиями.

Таким образом, кадмий является постоянным спутником цинкодержащих минералов. И, казалось бы, можно утверждать, что изоморфная примесь в кристаллических решетках сульфидов цинка — единственная форма его нахождения в рудах Орловского месторождения. Однако полного соответствия распределения кадмия и цинка в продуктах обогащения руд не наблюдается. В частности, отношения содержаний кадмия к цинку в хвостах обогащения обычно более значительны, чем в цинковых концентратах, что свидетельствует о возможности находок собственных минералов кадмия (Литвинович, 1961). При детальном изучении аншлифов из медно-цинковых и цинковых руд первого рудного тела с повышенным содержанием кадмия М. М. Старова и В. П. Новикова (ВКГУ) впервые обнаружили его минеральную форму, которую впоследствии определили как гринокит.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов А. Ф. Орловское (полиметаллическое) месторождение в Семипалатинской области. Труды Каз. политехн. ин-та, сб. 23, 1963.

Бетехтин А. Г. Гринокит. В сб.: «Минералы СССР», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Воробьев М. С. Минералы кадмия. В кн.: «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 2. М., «Наука», 1964.

Иванецкий П. В., Гварамадзе А. Д. К вопросу о содержании и распространении некоторых рассеянных элементов в главнейших сульфидах свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. «Геохимия», 1960, № 2.

Иванов С. Н. Индийсодержащий гринокит из Сибайского колчеданного месторождения на Урале. «Докл. АН СССР, новая серия», 1946, т. IV, № 7.

Литвинович А. Н. Методика изучения редких рассеянных элементов в полиметаллических рудах. Алма-Ата, Изд-во КазССР, 1961.

Орсель Ж. Измерение отражательной способности рудных минералов при помощи фотоэлемента (перевод с французского). В кн.: «Методические работы по микроскопическому исследованию руд в отраженном свете». М.—Л., ОНТИ, 1936.

Петровская Н. В. Минералогия и геохимия селена, теллура, индия и кадмия. Стенограмма лекций. М., 1958.

Яренская М. А. Линнент и гринокит в рудах Акбастау. Труды ИГН АН КазССР, № 7, 1963.

ТРУДЫ

1970

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Том 29*

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 622.1:55

В. А. АНТОНОВ, К. Ф. ЕРМОЛАЕВ

О КРУПНОМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ ОТКРЫТЫХ ГОРНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ НАЗЕМНОЙ СТЕРЕОСЪЕМКИ

В современный период неизменно возрастает удельный вес добычи полезных ископаемых открытым способом. Высокий уровень механизации позволяет с большим экономическим эффектом отрабатывать таким способом рудные тела, залегающие на глубинах 300—500 м. Это привело к возникновению карьеров-гигантов и коренным образом изменило технологию горного производства, что, в свою очередь, выдвинуло проблему внедрения в практику новой методологии геолого-маркшейдерского обслуживания.

Значительные искусственные обнажения (достигающие сотен тысяч квадратных метров), образующиеся при открытом способе отработки, последовательное вскрытие различных участков месторождения создают исключительно благоприятные условия для глубокого и всестороннего изучения геолого-структурных особенностей, метаморфизма, закономерностей распределения рудной минерализации, морфологии рудных тел и т. д.

Детальное изучение геологического строения рудных тел и месторождения является повседневной обязанностью рудничных геологов. В условиях открытых горных работ это осуществляется путем проведения систематических наблюдений, опробования, составления геологической документации и картирования геологических элементов при различных положениях уступов карьера.

Обычно первичные геологические материалы создаются способом глазомерных зарисовок (с засечкой главных геологических границ), а также съемки характерных точек тахеометрическим методом одновременно с маркшейдерской дополнительной съемкой. Недостатки таких приемов очевидны: трудоемкость, неполное и неточное отображение, некоторая субъективность его. Если в подземных условиях разведочные и капитально-подготовительные выработки надолго сохраняются для визуальных наблюдений, то в карьере этот период весьма непродолжителен. Поэтому геологическая документация и крупномасштабное геологическое картирование, методически детально разработанное для рудничных условий, должны быть существенно уточнены современными инструментальными методами, позволяющими быстро, точно и объективно фиксировать многогранную геоло-

гическую информацию и представлять ее в компактной инженерной форме.

Авторы полагают, что метод наземной стереофотограмметрической съемки, вполне удовлетворяющий современным задачам крупномасштабного геологического картирования, имеет следующие существенные достоинства.

1. Объективность и полнота информации, чем не отличаются прежние методы геологической документации. Как известно, одним из самых значительных недостатков способа зарисовок является его некоторая субъективность. Геолог часто находится под влиянием определенной гипотезы о генезисе месторождения и геологическом строении рудного поля, а следовательно, в первую очередь замечает и фиксирует именно те детали, которые больше всего соответствуют его представлениям. Поэтому от исследователя ускользают факты, имеющие определенное значение для новой гипотезы. «Не замеченные» данные теряются с продвижением уступа.

2. Высокая производительность полевых работ. Большая протяженность уступов современных карьеров (достигающая нескольких километров) и высокая скорость продвижения их создают значительные объемы работ по первичной геологической документации. Метод стереосъемки позволяет производить ее оперативно и качественно.

3. Простота камеральной обработки. Новый способ обеспечивает инструментально-точный и быстрый перенос данных с первичных материалов на геологическую графику.

4. Удобство хранения материалов первичной геологической документации и возможность извлечения дополнительной информации. Эти преимущества метода особенно проявляются при изменении взглядов на геологическое строение участка месторождения, когда требуются пересмотр и другая интерпретация всей прежней информации.

Рудничные геологи, видя недостатки способа крупномасштабного картирования, делали попытки применения фотографии для составления материалов первичной геологической документации. На месторождениях Рудного Алтая такие работы производились, например, геологическим отделом рудника открытых работ г. Зыряновска (Н. И. Еремеев): из серии фотоснимков монтировалась панorama карьера в относительно мелком масштабе (40×50 см); геологические элементы дешифрировались полевым способом и наносились на фотопанораму; в нижней части фотографии подклеивался лист, на котором отмечались геологические границы различных литологических толщ по данным разведки (скважинам); с углублением карьера панorama пополнялась. Такая фотодокументация давала наглядное представление о геологическом строении месторождения, однако переменный масштаб фоторазрезов не позволял инструментально точно переносить дешифрированные элементы на инженерную графику.

Применение для фотодокументации неоформленных снимков (под оформленным снимком понимается снимок, у которого известны элементы внешнего и внутреннего ориентирования; Келль, 1964) не позволяет использовать большие возможности фотографии как центральной проекции объекта. Замена обычной фотографии фотограмметрией дает ряд преимуществ:

- а) возможность инструментально точного картирования любого геологического элемента, изображенного на снимке;
- б) получение в нужное время новой (добавочной) информации по-

отработанным участкам карьера, которая часто необходима для решения геологических задач;

в) нетрудоемкая операция переноса данных на инженерную графику;

г) объемное восприятие позволяет выполнять более полное и четкое дешифрирование сложной геологической ситуации.

Алтайским отделом Института геологических наук на Зыряновском комбинате был применен более совершенный способ геологической документации откосов уступов (Давыдов, Антонов, 1963). Все уступы фотографировались малоформатными камерами в крупном и примерно одинаковом масштабе. Каждый снимок маркировался и геодезически привязывался путем съемки одновременно с откосом специальной марки с номером, положение которой определялось тахеометрической съемкой. При фотопечати снимки приводились (насколько это возможно) к единому масштабу. Дешифрированные элементы переносились с них на план. В результате такой съемки построен геологический план Зыряновского карьера в масштабе 1 : 2000. Способ вполне приемлем, но имеет и отрицательные черты, основными из которых являются большой объем работ по привязке снимков и недостаточная точность перенесения дешифрированных элементов на планы. Поэтому нижние уступы документировались с использованием материалов наземной стереосъемки.

Фотограмметрические работы впервые были поставлены на Алтае М. А. Перегудовым в 1954 г. Алтайский отдел Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР с 1961 г. производит комплексные тематические исследования по внедрению наземной стереосъемки для усовершенствования геолого-маркшейдерского обслуживания открытых горных работ, в частности — крупномасштабного геокарттирования. Большое внимание было уделено конструированию специальной аппаратуры для камеральной обработки. Для решения различных методических вопросов производилась съемка карьеров Асу-Булакского, Зыряновского, Андреевского и Тишинского. Приводим краткие результаты этих работ.

Для наибольшей эффективности методики производства первичной геологической документации необходимы: максимальное использование полевых материалов наземной стереосъемки, выполняющейся для маркшейдерских целей; простое и быстрое перенесение дешифрированных геологических элементов с первичных материалов на геологическую графику.

В зависимости от формы карьера, системы разработки и многих других факторов, оказывающих влияние на способ производства наземной стереосъемки, геометрические условия фотосъемки для дешифрирования (масштаб, расстояние фотографирования, фокусное расстояние камеры) могут совпадать или не совпадать с требованиями фотограмметрии. В случае, когда такого совпадения нет, делается специальная съемка. Соответственно следует выделить *четыре способа выполнения полевых работ*. Первые два предполагают, что условия фотограмметрической съемки совпадают с требованиями фотосъемки для геологического дешифрирования, при третьем и четвертом способах — положение обратное.

Первый способ. Карьер снимается фототеодолитом с небольшого числа базисов со значительных отстояний. Геологическое дешифрирование производится в основном камеральным способом непосредственно по негативам одновременно с отстройкой геологической ситуа-

ции на планах с учетом результатов полевого дешифрирования по отдельным «ключевым» участкам. Результаты его фиксируются на увеличенных отпечатках с фототеодолитных пластинок и используются в дальнейшем для монтажа поуступных фотодокументационных схем. При составлении этих схем в масштабе 1 : 200 максимальное отстояние точек объекта от базиса съемки не должно превышать 500 м (наибольшее возможное увеличение негативов — 12 раз, Михайлов, 1959). При данном способе для основного дешифрирования применяются негативы, которые по сравнению с позитивами обладают значительно лучшими дешифровочными свойствами (различимое количество серых тонов при пороге контрастности 0,04 на пластинке 30—40, а на бумаге — 20—25). Кроме этого, дешифровочные свойства их улучшаются еще за счет обострения контрастности объектов, так как на фотоснимках, полученных с больших отстояний, переходные зоны рассматриваются под малым углом зрения. Применение изложенного способа целесообразно при несложном (или легко дешифруемом) геологическом строении месторождения. Ограничением является максимальное отстояние объектов съемки.

Второй способ. Уступы карьера фотографируются непосредственно фототеодолитом с коротких базисов, расположенных параллельно уступу в 35—250 м от объекта. Для привязки базисов к геодезической сети по левым точкам их прокладывается теодолитный ход. Полученные крупномасштабные снимки позволяют одновременно отстраивать план положения уступа и геологическую ситуацию на его откосе. Способ применим на карьерах со сложной конфигурацией уступов, где невозможно снимать с отстояний более 250 м.

Третий способ заключается в том, что карьер снимается фототеодолитом с небольшого числа базисов (2—3) с отстояний 600—1000 м. Масштаб снимков малый (даже при двенадцатикратном увеличении), поэтому для детального дешифрирования документационных фотосхем откосы уступов фотографируются малоформатными камерами в крупном плане. Привязка дешифрированной геологической ситуации делается фотограмметрическим способом с предварительным отождествлением точек на фотоснимках и стереопаре. Метод довольно трудоемкий: при небольшой ширине берм приходится использовать широкоугольные объективы, которые дают значительные искажения на краях снимков. При резких изгибах уступа объект съемки на снимках, полученных малоформатными камерами и фототеодолитом, рассматривается под различными углами зрения. Такие снимки плохо сопоставляются, что затрудняет перенесение дешифрированных элементов на геологическую графику.

Четвертый способ отличается от третьего тем, что крупномасштабные фотоснимки для детального дешифрирования получаются при фотографировании с левой точки базиса малоформатными камерами с телеобъективом (МТО-500, МТО-1000). К достоинствам этого способа можно отнести: высокую производительность и простоту полевых и камеральных работ; отсутствие искажения и возможность получения фотодокументационных схем уступов в проекции, близкой ортогональной. Все снимки делаются с одной точки, что позволяет легко их сопоставлять и переносить дешифрированные элементы на графику.

Получив крупномасштабные фотографии уступов, приступают к раскрытию многообразного геологического содержания фотоснимков — геологическому дешифрированию. В начальный период освоения метода на новом объекте дешифрирование осуществляется непосредственно в карьере с фиксированием результатов на

контактных отпечатках. Однако необходимость дальнейшего повышения производительности метода и обеспечения реальной возможности извлечения добавочной информации в любой момент времени требует главным образом камерального дешифрирования.

Большинство геологических элементов, составляющих содержание первичной геологической документации, изображается и легко дешифрируется в камеральных условиях непосредственно на фототеодолитных снимках (например, тектонические нарушения, крупные трещины, рассланцовка и т. д.). Хорошо дешифрируются различные литологические толщи, если они отличаются по цвету или тону настолько, что на фотоснимках между ними получается пограничный контраст, равный или больше предела восприятия его глазом.

Для успешного применения камерального дешифрирования необходимы надежные дешифрирующие признаки, которые, как показали фототеодолитные съемки при геологическом крупномасштабном картировании, не одинаковы для фотоснимков различного масштаба. Поэтому при определении того или иного признака нужно сразу указывать, в фотоснимках какого масштаба он проявляется. Наиболее приемлемы следующие масштабы фотографирования: $1 : 10 \div 1 : 50$ — для подземных выработок, $1 : 100 \div 1 : 200$ — при крупномасштабных съемках и $1 : 1000$ — для фототеодолитных стереопар.

Большую роль играют косвенные признаки. Таким является, например, признак тектонических нарушений (крупных трещин) — «контактная ступенька», образующаяся из-за скола пород висячего бока; на отдельных уступах она может проявляться неярко, но в серии уступов просматривается хорошо и четко очерчивает нарушение. Косвенным дешифрирующим признаком неодинаковых по составу, но близких по цвету литологических толщ следует считать фактуру поверхности их, которая особенно ясно различается у интрузивных и осадочных пород.

Фототон, за небольшим исключением, не определяет породу однозначно. Зависимость от большого числа факторов не позволяет использовать его при выяснении литологического состава, но он с успехом будет служить признаком, помогающим устанавливать контакт двух различных по цвету толщ, граница между которыми легко узнается по сменяющейся плотности фотоизображения.

На каждом конкретном объекте в процессе работы выявляются существующие в природе связи между различными геологическими элементами, между геологическими элементами и поверхностью откоса уступа и т. д. Изучение этого взаимообусловленного единства (петрографический состав, поверхность пород, трещиноватость, слоистость, рельеф откоса) позволяет выявлять косвенные дешифрирующие признаки для камерального распознавания большой части содержания первичной геологической документации. В виде примера приводим ряд косвенных дешифрирующих признаков, установленных при выполнении тематической работы на Зыряновском месторождении.

1. Выделенная, строго сохраняющаяся система трещиноватости в маслянских алевролитах легко и однозначно их определяет. Она придает поверхности откоса (или горной выработки) характерный рисунок.

2. Вблизи контакта маслянской и ревнюшинской свит в алевролитах последней, как правило, встречаются мелкие линзочки известняков, которые не показательны для алевролитов маслянской свиты.

3. Породы ревньюшинской свиты рассланцованны, и направление рассланцовки четко указывает, в каком крыле структуры находится объект съемки. Это является хорошим дешифрирующим признаком.

4. По тональной структуре фотоизображения породы (определяющейся поверхности) из ее общей массы легко выделяются интрузивные тела порфиров.

5. Порфиры также четко выделяются благодаря характерной отдельности.

6. Туфы косвенно дешифрируются на крупномасштабных снимках по обломкам, всегда изображающимся на снимках и т. д.

При выявлении косвенных дешифрирующих признаков необходимо учитывать и использовать большой опыт, накопленный при производстве дешифрирования аэроснимков, а также применять методологию петрофизики.

Физические методы (в частности, спектрональная фотография) в некоторых случаях могут не только значительно улучшить дешифрирующие свойства фотоснимков, но и позволяют видеть больше и глубже, чем это может сделать полевой наблюдатель. Практическое применение таких методов требует предварительного изучения кривых спектральной отражательной способности пород, слагающих борта карьера. Образцы основных разновидностей пород необходимо спектрофотометрически анализировать. После статистической обработки результаты становятся основанием для рекомендации о применении тех или иных материалов и светофильтров для выявления различных контактов пород.

При производстве опытных съемок на Зыряновском руднике открытых работ была изучена спектральная отражательная способность нескольких образцов. Измерение производилось на спектрофотометре СФ-2. На рисунке представлены кривые спектральной отражательной способности 14 образцов. Рассмотрим некоторые из них.

Образец 30-2 характерен для микрокварцита по алевролитам. Цвет светло-серый до серого. Кривая спектра отражения почти идеально прямая линия; отклонения настолько незначительны, что ими можно пренебречь. Поскольку подавляющее большинство вкрапленных руд Зыряновского месторождения находится в микрокварцитах, то такой характер кривой является предпосылкой для разработки спектрофотометрического способа опробования на этом месторождении.

Образец 30-3 включен в список исследуемых как характеризующий ожелезнение. Он представляет собой сильно ожелезненную породу ржаво-красного цвета. Кривая отражательной способности его имеет сложную форму; максимум кривой — в фиолетовой части, минимум (500—560 мк) — в зеленой и зелено-желтой. В конце красной части отражательная способность образца повышается. Сложная форма кривой позволяет утверждать, что зоны ожелезнения можно четко выделить на фоне любых пород.

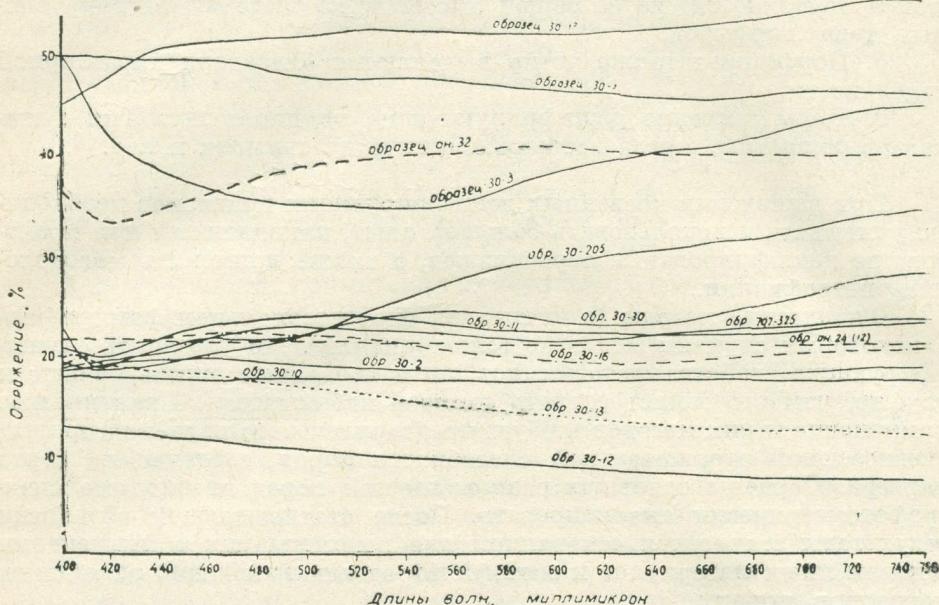
Образец 30-17 — светлый кварц-полевошпатовый порфир; образец 30-13 — порфирит. Образец ан. 32 представляет собой сплошную мелкокристаллическую руду, плоскость его среза состоит из 70% халькопирита и 30% сфалерита.

На основании рассмотренных кривых отражательной способности можно сделать предварительные выводы.

1. Породы Зыряновского месторождения характеризуются хорошо различимыми кривыми спектральной отражательной способности;

следовательно, применение спектрональной фотографии должно дать положительные результаты.

2. Как правило, наиболее резкое различие интенсивности отражения наблюдается в красной части спектра.



Кривые спектральной отражательной способности пород и руд Зыряновского месторождения.

Камеральная обработка включает составление фотодокументационной схемы (в принятом для данного объекта масштабе первичной геологической документации) и вынесение геологических элементов на погоризонтные планы и разрезы. Эта схема представляет собой монтаж серии снимков откоса уступа, приведенных к единому масштабу, в котором подняты все дешифрированные геологические элементы и места отбора образцов, проб и более крупномасштабных (до масштаба 1 : 2) фотоврезок. Материалы работ систематизируются в единой легенде и в специальных журналах (формулярах).

Вынос геологических элементов на погоризонтные планы и разрезы производится при камеральной обработке на автоматических приборах — стереоавтографах — одновременно с отстройкой положения верхней и нижней бровок уступа. Планы и разрезы пополняются после каждой замерной съемки; кроме этого, разрезы корректируются по мере прохождения уступом линии разреза.

Трудности приобретения импортного оборудования для камеральных работ и его высокая стоимость обусловили разработку аппаратуры более простой и дешевой конструкции. В Алтайском отделе ИГН АН КазССР разработана и испытана конструкция электромеханического стереоавтографа (на основе идеи А. Т. Скobelева). Кроме того, спроектирован стереоавтограф новой модели, сочетающий преимущества приборов оптико-механических и электро-механических.

Методика крупномасштабного геологического картирования применяется для картирования труднодоступных обнажений — естественных разрезов в гористой местности, что позволяет рекомендовать ее геолого-съемочным партиям. Серийное изготовление охарактеризован-

ных приборов делает возможным их приобретение и применение в широких масштабах в полевой геологии и на горнорудных предприятиях.

ЛИТЕРАТУРА

Келль Н. Г. Избранные труды. М., «Недра», 1964.

Михайлов Б. Я. Аэрофотография и общие основы фотографии. М., Геодезиздат, 1959.

Перегудов М. А. Опыт применения наземного стереофотограмметического метода съемки на горнорудных предприятиях. Труды Всесоюзного научно-технического совета по маркшейдерскому делу. М., 1958.

Скобелев А. Т. Решение некоторых задач наземной стереофотограмметической съемки по методу электрического моделирования. Труды Московского института инженеров землеустройства, вып. 3. М., 1959.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 681.2:087,5

B. A. АНТОНОВ, K. F. ЕРМОЛАЕВ

ПРИБОР ДЛЯ КАМЕРАЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ НАЗЕМНОЙ СТЕРЕОФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Работами ряда научно-исследовательских организаций (ВНИМИ, Донецкий политехнический институт, АО ИГН АН КазССР и др.) доказано, что метод наземной стереофотограмметрической съемки является одним из наиболее рациональных способов геолого-маркшейдерского обслуживания открытых горных работ. Тем не менее в силу ряда обстоятельств этот метод до последнего времени еще мало внедряется в практику. Частично это вызывается тем, что дифференцированный способ обработки сложен и трудоемок, а универсальный способ требует дорогостоящего оборудования, которым в настоящее время не обеспечены горнорудные предприятия. Поэтому создание отечественной аппаратуры и усовершенствование существующей могут, в известной мере, ускорить процесс внедрения прогрессивного метода.

В Алтайском отделе ИГН АН КазССР в течение ряда лет проводились исследования, послужившие основой при построении прибора для камеральной обработки материалов наземной стереофотограмметрической съемки, отвечающего следующим требованиям: простая конструкция и небольшая стоимость, высокая производительность, широкий диапазон установки элементов ориентирования, необходимая точность.

Изложение результатов, полученных в процессе выполнения исследовательских и опытно-конструкторских работ, является предметом данной статьи.

Для камеральной обработки стереопар наземной стереофотограмметрической съемки в настоящее время существуют два типа автоматических приборов стереоавтографов.

У приборов первого типа (стереоавтограф Ореля-Цейсса, профессора Ф. В. Дробышева, 1318 и 1318 EL Карл Цейсс) плановое положение точки по двум центральным проекциям определяется оптико-механическим счетно-решающим устройством, состоящим из системы линеек, собранных в схему цейссовского параллелограмма, соединенных с соответствующими каретками стереокомпараторной части. Эти приборы обеспечивают высокую точность преобразования пары центральных проекций в ортогональную, но имеют очень сложную конструкцию.

Приборы второго типа — электромеханические, схема их предложена А. Т. Скобелевым (1959). Преобразование пары центральных проекций в ортогональную осуществляется двумя электрическими

аналоговыми счетно-решающими системами, выходные величины которых передаются к соответствующим кареткам электрического координатографа. Определение высотной отметки производится третьей счетно-решающей системой, аналогичной по конструкции первым. В основу счетно-решающих систем положен четырехллечный самоуравновешивающийся мост. Схемы электромеханических стереоавтографов просты, а следовательно, такие приборы имели бы небольшую стоимость.

При разработке стереоавтографа относительно простой конструкции и небольшой стоимости мы изыскивали возможность упрощения существующих приборов оптико-механического типа. Установлено, что конструктивное упрощение этого стереоавтографа вызывает значительные затруднения, поскольку существует прямая зависимость между точностью результата и габаритами механического моделирующего устройства. Иначе говоря, уменьшение размеров моделирующей системы приводит к снижению точности результата. У стереоавтографов народного предприятия Карл Цейсс такое противоречие разрешено путем применения в приборе небольшой моделирующей системы с передачей полученных значений пространственных координат на координатограф (увеличенных в пять раз). Это позволило несколько уменьшить габариты прибора, но не снизило стоимость его, так как значительно повысились требования к точности работы моделирующей системы, что потребовало применения дорогостоящих деталей.

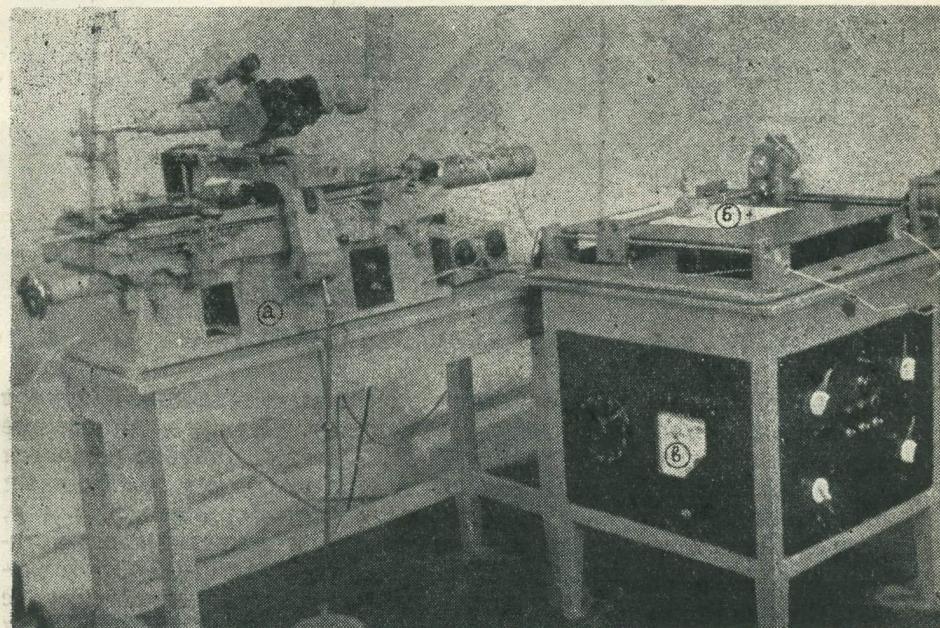


Рис. 1. Общий вид прибора: *а*—стереокомпаратор; *б*—координатограф;
в—пульта контроля и управления.

Следовательно, создание прибора простой конструкции и небольшой стоимости на основе оптико-механической системы с цейссовским параллелограммом — трудноразрешимая задача. Поэтому был принят принцип электромеханической системы, предложенный А. Т. Скобелевым, который, однако, до сих пор практически не реализован. Для исследования работоспособности электромеханических устройств

был изготовлен опытный образец прибора для обработки стереопар нормального случая съемки. В качестве измерительной части его использован стереокомпаратор СК-2, а счетно-решающие устройства выполнены на основе четырехплечевых самоуравновешивающихся мостов.

Прибор состоит из трех основных частей (рис. 1):

1) стереокомпаратора (предназначен для измерения координат проекций точек в системе снимка), оборудованного потенциометрическими датчиками в реостатном включении для преобразования фотограмметрических величин p , x и z в эквивалентные значения сопротивлений;

2) трех электрических аналоговых счетно-решающих систем для решения основных уравнений наземной стереофотограмметрической съемки;

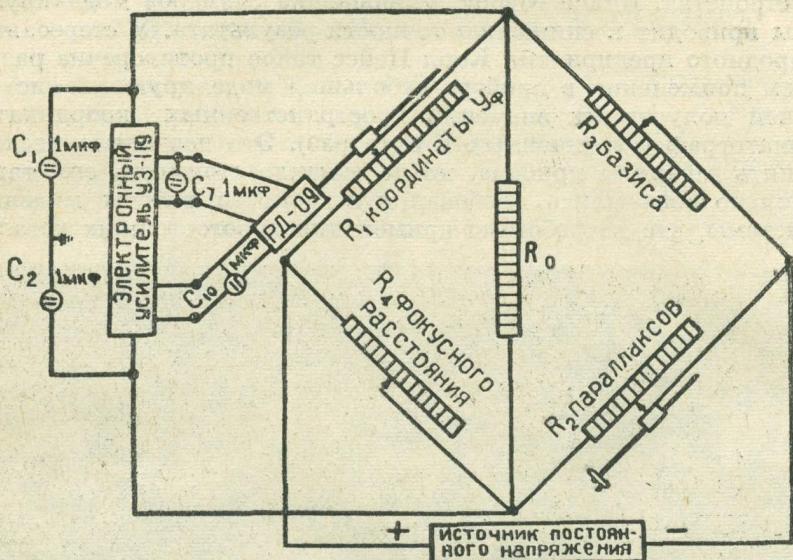


Рис. 2. Схема счетно-решающего устройства Y_ϕ .

3) координатографа для автоматического вычерчивания контуров и горизонталей в принятой системе координат. Каждое уравнение фотограмметрических координат Y_ϕ , Z_ϕ , X_ϕ в этом приборе решается самостоятельной счетно-решающей системой, входными величинами которой являются сопротивления датчиков фотокоординат x , z и p , расположенных в стереокомпараторной части, и сопротивления установочных потенциометров f , b , а выходным значением — сопротивление балансировки моста, автоматически уравновешивающее его с помощью следящей системы, включенной в диагональ. Сопротивления балансировки каждой системы кинематически связаны с ходовыми винтами соответствующих кареток координатографа.

Использование четырехплечевых мостовых схем в качестве счетно-решающих систем уравнений наземной стереосъемки основывается на математической аналогии между зависимостью их сопротивлений и уравнениями фотограмметрических координат. Схему таких систем иллюстрирует рис. 2. Подготовка этого решающего узла сводится к установке на потенциометрах R_f и R_b величин сопротивлений, эквивалентных значениям f и b , а также к начальному согласованию по-

ложений мостика отстояний координатора и датчика горизонтального параллакса при уравновешанном состоянии моста. В момент картирования вращение винта горизонтального параллакса p изменяет соединенное с ним сопротивление R_p . Это приводит к рассогласованию моста, которое автоматически компенсируется следящей системой при перемещении движка сопротивления балансировки $R_{Y\Phi}$, кинематически связанного с кареткой Y_Φ координатора. Таким образом, изменение величины параллакса Δp передается через следящую систему, что вызывает перемещение каретки координатора на ΔY_Φ . Так как в момент равновесия моста значения сопротивлений связаны зависимостью $R_{Y\Phi} = R_b \frac{R_f}{R_p}$, а каждое из них соответственно пропорционально величинам Y_Φ , b , f и p , то $\Delta Y_\Phi = b \frac{f}{\Delta p}$, т. е. в момент равновесия моста это уравнение становится решенным. Приведенные теоретические предпосылки реализованы в опытном образце прибора (рис. 1).

В процессе конструирования и исследования модели прибора выявлено следующее:

- а) счетно-решающие системы, сделанные по принципу четырехплечного самоуравновешивающегося моста, работоспособны, конструктивно просты, позволяют значительно расширить диапазон установки значения базиса и фокусного расстояния, легко перестраиваются на новые величины параметров, сохраняя универсальность прибора;
- б) точность работы системы в основном определяется разрешающей способностью датчиков, их линейностью;
- в) изготовление датчиков с необходимой разрешающей способностью, по нашему мнению, вызывает некоторые технологические трудности;
- г) большое число электрических контактов снижает надежность прибора;
- д) изготовление счетно-решающих систем решения уравнений X_Φ и Z_Φ очень сложно по следующей причине: сопротивления двух плеч их мостов имеют нулевое значение в средней точке, но, как известно, в этом случае такие схемы не работают.

С целью устранения недостатков, выявленных при исследовании опытного образца, разработана новая конструкция прибора, сочетающая принципы стереоавтографов первого и второго типов. Это позволило сохранить положительные черты того и другого и применить относительно простые по технологии изготовления узлы и детали.

В основу конструкции прибора положена новая схема решения основной фотограмметрической задачи: комбинация электрического аналогового счетно-решающего устройства для решения уравнения Y_Φ с механическими устройствами для X_Φ и Z_Φ . Это дало прибору ряд новых положительных качеств: конструкция систем X_Φ и Z_Φ стала не зависимой от случая съемки и масштаба составленного плана, т. е. значительно упростилась; функции решающего и построительного прибора совместились в выходном устройстве — координаторе; исключена отдельная моделирующая система (самая сложная и громоздкая часть); система автоматического устранения вертикального параллакса стала гораздо проще.

В приборе камеральной обработки наземной стереофотограмметрической съемки значительно увеличился диапазон установки величин базиса и фокусного расстояния, сохранилась универсальность,

т. е. возможность обработки стереопар нормального и равноотклоненного случаев съемки. Введение в схему электрического аналогового счетно-решающего устройства специальной связи между установочным сопротивлением фокусного расстояния и правой кареткой стереокомпараторной части позволило решать уравнение Y_Φ и при равноотклоненном случае съемки способом переменного фокусного расстояния.

Отдельные узлы конструкции прибора базируются на нескольких теоретических предпосылках.

Электрическое аналоговое счетно-решающее устройство Y_Φ для равноотклоненного случая съемки

Аналоговые счетно-решающие системы, выполненные на базе четырехплечного моста, решают уравнения нормального случая съемки: $Y_\Phi = f \frac{b}{p}$. При обработке материалов равноотклоненного случая съемки система должна решать иное уравнение — $Y_\Phi = \frac{b(f \cos \alpha + x_2 \sin \alpha)}{p}$, которое может быть приведено к виду нормального случая съемки: $Y_\Phi = f' \frac{b}{p}$, где b — базис фотографирования, f — фокусное расстояние фотокамеры, p — горизонтальный параллакс, α — угол отклонения оптической оси при съемке, x_2 — фотокоордината проекции точки на правом снимке, $f' = f \cos \alpha + x_2 \sin \alpha$ — переменное фокусное расстояние.

Следовательно, в решающую систему должен быть введен узел, который в процессе работы прибора будет изменять величину фокусного расстояния согласно приведенному уравнению. Первое слагаемое этого уравнения $f \cos \alpha$ — величина постоянная, которая может быть задана путем установки ее, как начального значения, на сопротивлении фокусного расстояния (при значении $x_2 = 0$). Второе слагаемое переменное, прямо пропорциональное фотокоординате x_2 . Оно может учитываться специальной связью (на примере сельсинно-механической) между правой кареткой стереокомпаратора и сопротивлением фокусного расстояния с коэффициентом передачи $\sin \alpha$. Переменный коэффициент передачи обеспечивается применением вариатора, что позволяет обрабатывать равноотклоненные снимки с различными углами скоса и производить корректировку модели.

Механические счетно-решающие системы X_Φ и Z_Φ

Как известно, значения фотограмметрических координат X_Φ и Z_Φ выражаются следующими уравнениями: $X_\Phi = x \frac{b}{p}$, $Z_\Phi = z \frac{b}{p}$, где x , z — фотокоординаты проекции точки на левом снимке. Значения X_Φ и Z_Φ можно выразить через Y_Φ : $X_\Phi = Y_\Phi \frac{x}{f}$ и $Z_\Phi = Y_\Phi \frac{z}{f}$. В этом случае величины X_Φ и Z_Φ являются функциями с аргументами Y_Φ , x и z .

Системы для решения указанных уравнений конструктивно могут быть выполнены в виде механического узла, состоящего из двух врашающихся линеек, свободные концы которых шарнирно соединены с штифтами двух кареток, способных перемещаться по направляющим,

параллельным оси X_Φ , находящихся на расстоянии nf от центра вращения (где n — целое число, выбирающееся по конструктивным соображениям).

Каждая каретка соединена передачей соответственно с основной кареткой или кареткой объективов стереокомпараторной части прибора таким образом, что смещение ведущих штифтов на величину nx и nz вызывает перемещение этих кареток на x и z . При этом линейки X_Φ и Z_Φ отсекают на линейках мостика отстояний (установленного на расстоянии $\frac{Y_\Phi}{m}$ от центра вращения) отрезки $\frac{X_\Phi}{m}$ и $\frac{Z_\Phi}{m}$, где m — масштаб составляемого плана.

Для обработки материалов съемок с различными значениями постоянной фотокамеры мост фокусных расстояний должен перемещаться по направляющим параллельно оси Y_Φ . При диапазоне изменения расстояния от центра вращения линеек до мостика отстояний 900—1200 мм и коэффициенте пропорциональности передачи между каретками стереокомпаратора и каретками мостика фокусных расстояний, равном $n=6$, можно обрабатывать стереопары, полученные фотокамерами $cf=150$ —200 мм. Чтобы расширить этот предел в указанной передаче, необходим редуктор со сменными шестернями, который позволит обрабатывать стереопары, полученные фотокамерами со следующими значениями фокусных расстояний:

n	4	5	6	8	10	12
f	$225 \div 300$	$180 \div 240$	$150 \div 200$	$112 \div 150$	$90 \div 120$	$75 \div 100$

Уравнения X_Φ и Z_Φ , выраженные через Y_Φ , справедливы для нормального и равноотклоненного случаев съемки. Следовательно, устройства, воспроизводящие эти зависимости, работоспособны без перестройки при обеих видах съемки.

Корректор вертикальных параллаксов

Вертикальный параллакс p_b зависит от величины превышения правой точки базиса над левой Δh , фокусного расстояния фотокамеры f и отстояния точки от базиса Y_Φ , что выражается формулой:

$$p_b = \frac{\Delta h \cdot f}{Y_\Phi}.$$

Так как $\frac{f}{Y} = \frac{p}{b}$, то вертикальный параллакс прямо пропорционален горизонтальному параллаксу с коэффициентом пропорциональности $\frac{\Delta h}{b}$, равным тангенсу угла наклона базиса ($\operatorname{tg} \delta$):

$$p_b = p \frac{\Delta h}{b} = p \operatorname{tg} \delta.$$

На основании этой зависимости вертикальный параллакс может автоматически устраняться путем перемещения первого снимка по линии, расположенной под углом наклона базиса к направляющим параллактической каретки. В этом случае перемещение снимка на величину p автоматически сместит его в перпендикулярном направлении на величину p_b .

Указанные теоретические предпосылки реализованы автором в приборе, схема которого приведена на рисунке 3.

Приводим методы решений каждого из трех уравнений наземной стереосъемки.

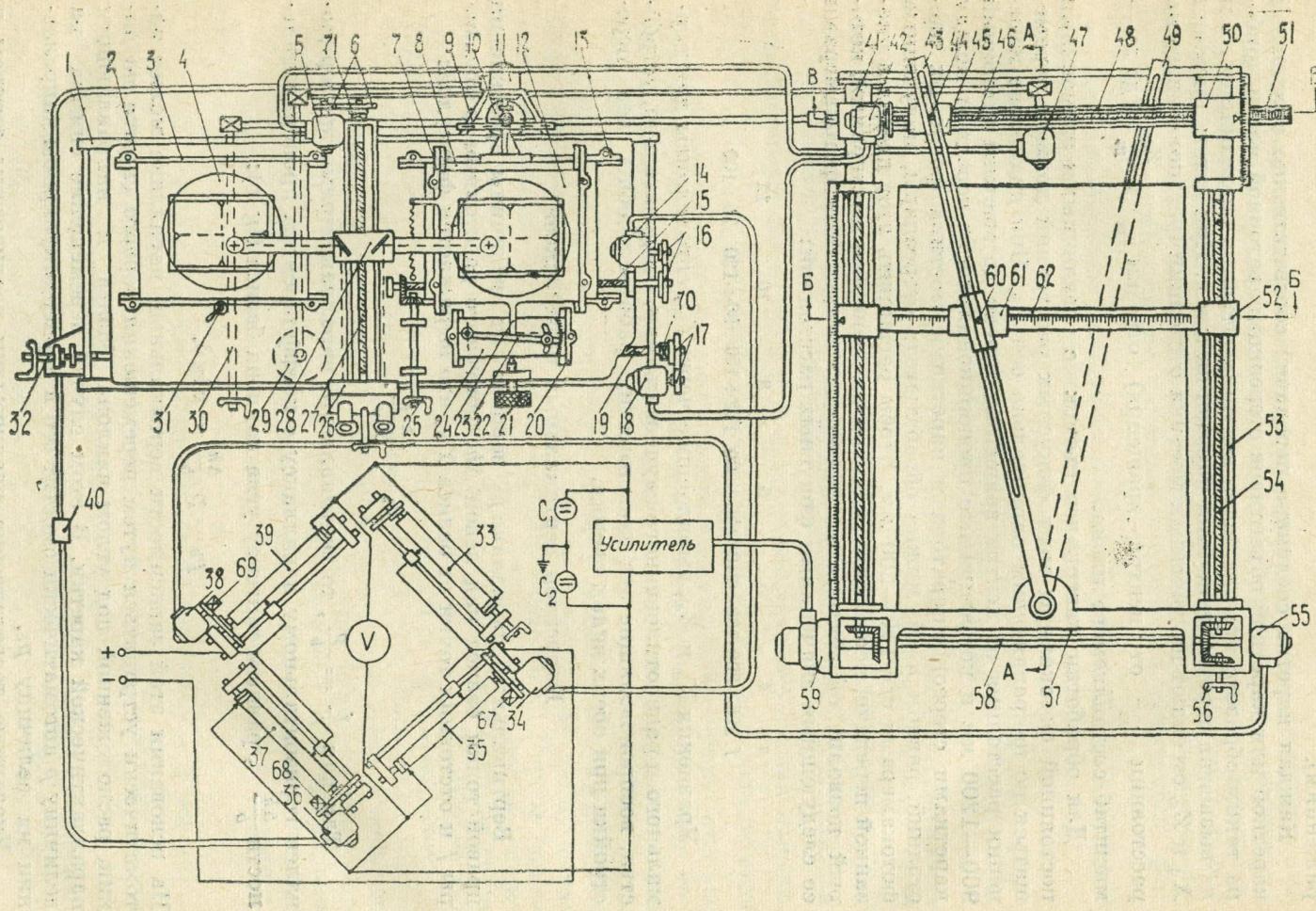


Рис. 3. Принципиальная схема стереоавтографа ЭМСА-1: 1 — станина; 2 — основная каретка; 3, 7, 13, 20, 48, 53 — направляющие кареток; 4 — левая каретка; 5, 11, 14, 18, 34, 36, 38, 42, 47, 55 — сельсины; 6, 16, 17 — зубчатые передачи; 8 — каретка горизонтальных параллаксов; 9, 51 — зубчатые рейки; 10 — вариатор; 12 — каретка вертикальных параллаксов; 15, 19, 27, 46, 54 — ходовые винты; 21 — установочный винт корректора; 22 — упорная линейка; 23 — упор; 24 — каретка корректора; 25 — штурвал привода винта горизонтальных параллаксов; 26 — окулярная часть оинокуляра; 28 — объективная часть бинокуляра; 29 — привод координаты; 30 — привод координаты; 32 — штурвал привода основной каретки; 33, 35, 37, 39 — потенциометры; 34 — винт левой каретки; 43 — линейка; 44 — ведущий штифт; 45 — каретка; 49 — линейка; 50 — каретка мостика отстояний; 52 — каретка мостика отстояний; 56 — штурвал координатографа; 57 — основание координатографа; 58 — ось привода ходовых винтов; 60 — карандашное устройство; 61 — ползун; 62 — линейка моста отстояний; 67, 68, 69, 70, 71 — соединительные муфты.

Решение уравнения Y_Φ

Чтобы привести систему в рабочее состояние, нужно выполнить следующие подготовительные операции: на потенциометре (37) (рис. 3) установить значение, эквивалентное величине фокусного расстояния; при нормальном случае съемки включить сельсинную связь (11)—(36); на потенциометре (33) установить величину, соответствующую значению горизонтального положения базиса при данном масштабе составляемого плана; используя соединительную муфту (69), согласовать положение роторов и сельсинов (55, 38) по одной точке на дальнем плане.

Работает система следующим образом. При наведении измерительной марки на точку контура путем вращения винта горизонтального параллакса (15) сельсинная связь (14 — задающий сельсин, 34 — отрабатывающий сельсин) изменяет сопротивление (35). Это вызывает расхождение моста, т. е. в измерительной диагонали его возникает разность потенциалов, передающаяся на вход реле-усилителя, к выходу которого подключена управляющая обмотка реверсивного двигателя (59). Двигатель включается и, в зависимости от полярности сигнала, поданного на вход усилителя, вращаясь в том или ином направлении, через сельсинную связь (55 — задающий сельсин, 38 — отрабатывающий сельсин) изменяет сопротивление (39) до компенсирования рассогласования моста. В момент равновесия моста уравнение Y_Φ становится решенным.

Реверсивный двигатель (59) через систему передач вращает ходовые винты (54) кареток (52) моста отстояний, в результате чего при любом значении горизонтального параллакса он перемещается по направляющим (53) и устанавливается на расстояние $\frac{Y_\Phi}{m}$ от центра вращения линеек (43) и (49).

При обработке материалов равноотклоненного случая съемки подготовка системы отличается следующим:

- по шкале сопротивления (37) устанавливается значение $f \cos a$;
- после освобождения муфты (68) включается сельсинная связь (11)—(36); при $x_2=0$ и значении сопротивления (37), равном $f \cos a$, согласовывается положение роторов сельсинов (11 и (36));
- муфтой (68) соединяется шестерня с валом сельсина (36);
- переключатель (40) ставится в положение соответствующее скосу вправо или влево.

В этом случае система работает так же, как при нормальном случае съемки, за исключением того, что через сельсинную связь (11) — (36) изменение значения фотокоординаты x_2 изменяет и сопротивление R_f (37) на величину, пропорциональную $x_2 \sin a$.

Работа системы X_Φ

Система приводится к рабочему состоянию путем выполнения таких подготовительных операций:

- а) с помощью штурвала ручного привода основной каретки (32) измерительная марка оптической системы наводится на координатную метку $z-z$ левого снимка;
- б) мост фокусных расстояний устанавливается на расстояние nf от центра вращения линеек (43, 49);
- в) при вращении штурвала (30) линейка (43) приводится в нулевое положение (отсчет по шкале X_Φ должен быть равен нулю);
- г) после освобождения соединительной муфты (70) включается сельсинная связь (42) — (18) и согласовывается положение роторов сельсинов при нулевых положениях линейки (43) и основной каретки (2);
- д) с помощью соединительной муфты (70) соединяется шестерня с ходовым винтом (19).

Для установки визирной марки бинокулярной системы на проекцию точки местности с фотокоординатной x_1 необходимо переместить основную каретку (2) из нулевого положения на данную величину. Это осуществляется с помощью штурвала координаты X_Φ , который через систему валиков приводит во вращение ходовой винт (46). Через зубчатую передачу вращение передается валу сельсина-датчика (42), передающего, в свою очередь, синхронное вращение сельсину-приемнику (18), соединенному зубчатой передачей с ходовым винтом (19) основной каретки стериокомпаратора. Одновременно с этим вращающейся ходовой винт (46) перемещает каретку (45) на величину, в n раз большую величины перемещения основной каретки (2) (общее передаточное число передачи между каретками равно n). Каретка (45) поворачивает штифт (44) линейку координаты X_Φ (43), которая при установке основной каретки на значение x_1 отсекает на верхней линейке (62) моста отстояний значение $\frac{X_\Phi}{m}$ (при условии, что в электрическом счетно-решающем устройстве он находится на расстоянии $\frac{Y_\Phi}{m}$ от центра вращения линейки). Карандашное устройство, закрепленное на шарнирно-соединенных ползунках (61), отмечает плановое положение пункта.

Работа системы Z_Φ

Рабочее состояние и работа счетно-решающих систем Z_Φ и X_Φ в режиме рисовки контуров совершенно аналогичны. Отличаются эти системы лишь конструктивным выполнением отдельных элементов и узлов. Поэтому ниже описывается работа системы Z_Φ только в режиме рисовки горизонтальной.

Линейка (49) устанавливается по шкале Z_Φ на значение, равное отметке отстраиваемой горизонтали, и ползун закрепляется на нижней линейке моста отстояний. При рисовке горизонталей мост отстоя-

ний, перемещаясь по своим направляющим, вращает линейку Z_Φ (49), что вызывает перемещение зубчатой рейки (51), которая при поступательном движении через цилиндрическую зубчатую передачу также вращает вал задающего сельсина (47). Угол поворота последнего дистанционно передается сельсину-приемнику (5). Через цилиндрическую зубчатую передачу и соединительную муфту (71) приводится во вращение ходовой винт (27) каретки объективов (28), устанавливающий измерительную марку бинокулярной системы в положение, соответствующее данной горизонтали.

Таким образом, сочетание аналоговой счетно-решающей системы Y_Φ с механическими устройствами X_Φ и Z_Φ позволило создать прибор сравнительно простой конструкции (а следовательно, небольшой стоимости), обладающий целым рядом положительных качеств. Основной эффект — отсутствие отдельной моделирующей системы, простота устройств решающих уравнений X_Φ и Z_Φ , независимость их от случая съемки и масштаба составляемого плана. Именно это является прямым следствием нового сочетания. Выпуск прибора типа ЭМСА-1 может способствовать широкому распространению метода наземной стереофотограмметрической съемки в геолого-маркшейдерской практике открытых горных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Дробышев Ф. В. Основы аэрофотосъемки и фотограмметрии. М., Госгеотехиздат, 1963.

Лобанов А. Н. Фототопография (наземная стереофотограмметрическая съемка). М., «Недра», 1968.

Скобелев А. Т. Решение некоторых задач наземной стереофотограмметрической съемки по методу электрического моделирования. Труды Московского института инженеров землеустройства, вып. 3. М., 1959.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 552(584.4)

В. С. КУЗЕБНЫЙ, М. Н. КОЖЕМЯКО

ЭТАЛОННЫЕ КОЛЛЕКЦИИ И МЕТОДИКА ИХ СОСТАВЛЕНИЯ

Эталонные коллекции, как известно, представляют собой группы типичных образцов горных пород, руд и минералов, связанных единством территории (район, рудное поле, месторождение) и цели. Такие коллекции, составленные на генетической основе, дают наглядное представление об изучаемом объекте и возможность сравнительного анализа материалов. Метод эталонирования позволяет более грамотно отбирать образцы для шлифов, аншлифов и других видов аналитических исследований. Хорошо подобранные и обработанные эталонные коллекции отражают наши знания по геологии, магматизму и металлогении того или иного района, рудного поля и месторождения, представляют собой неоценимый фондовый материал и должны быть основными экспонатами территориальных геологических музеев.

В настоящее время коллекции горных пород и руд в том или ином виде имеются во многих геологических партиях, в экспедициях и музеях управлений и научных учреждений. Однако они далеко не полные и обычно не отвечают основному требованию — генетическому подбору. Такое положение с эталонными коллекциями в геологических организациях и на рудниках Восточного Казахстана и заставило авторов вернуться к этому вопросу, чтобы поставить его на обсуждение широкой геологической общественности.

Эталонные коллекции, по нашему мнению, необходимо составлять при производстве любых геологических работ, в том числе и при эксплуатации месторождений, и во всех случаях они должны быть генетическими. В зависимости от характера исследований эталонные коллекции будут иметь различное содержание.

На действующих рудниках эталонная коллекция должна включать образцы вмещающих и окорудно-измененных пород, руд и минералов. Главное внимание следует уделять подбору штуфов, характеризующих окорудные изменения вмещающих пород и руды с учетом их минеральных парагенезисов (размер образцов 9×12 см). Такая коллекция будет наглядно отражать последовательность формирования месторождения по этапам и стадиям и одновременно содержать данные по вещественному составу пород и руд. Только в этом случае можно реально представить ход рудного процесса — начиная от наиболее высокотемпературных (предрудных) минеральных ассоциаций и кончая самыми низкотемпературными, завершающими процесс рудогенезиса.

Образцы для коллекции нужно отбирать в различных частях зон (лежачий и висячий бок, по падению и восстанию рудных залежей, в

местах их выклинивания и т. д.), чтобы они отражали специфику околоврудных изменений и руд в зависимости от состава вмещающих пород и структурных особенностей месторождения. Особого внимания заслуживают зональность околоврудных изменений и последовательность проявления процессов. В рудной коллекции надо представлять все типы руд, выделяемые по вещественному составу и структурно-текстурным признакам, а также материалы, характеризующие рудообразование во времени и пространстве. При выборе образцов необходимо учитывать строение рудных тел (зональность) по простиранию, падению и мощности их изменения в зависимости от характера вмещающей среды. Минералогическая коллекция должна отражать состав руд, полиминеральность агрегатов или отдельные минералы, характер сростков, богатство кристаллографических форм и другие особенности минералов.

Образцы эталонной коллекции привязываются к геологической карте, разрезам и погоризонтным планам, на которые выносятся минеральные парагенезисы (стадии минерализации) и другие данные. Кроме того, коллекция сопровождается разнообразными зарисовками, фотографиями и схемами, отображающими взаимоотношения минералов и типов руд, околоврудные изменения и процессы минералообразования. По возможности составляются блок-диаграммы, макеты рудных тел и месторождения. Все шлифы, анишлифы, их детальные макро- и микроскопические и другие материалы хранятся вместе с образцами в геологическом отделе рудника.

В геолого-разведочных партиях отбор образцов и составление эталонных коллекций производится так же, как и на рудниках. Однако коллекция в этих случаях отражает более широкий круг вопросов и характеризует не только околоврудно-измененные породы и руды, но и особенности геологического строения участка месторождения или рудного поля. В ней дополнительно представлены горные породы, характеризующие литологию, интрузивный и эфузивный магматизм изучаемой площади. Образцы литологической коллекции группируются по отдельным стратиграфическим единицам: свитам, подсвитам, толщам, горизонтам, пластам, а коллекция магматических пород — по комплексам и телам. К коллекциям прилагаются текстовые описания, карты, разрезы, зарисовки и фотографии, иллюстрирующие принадлежность пород к определенной части разреза или к комплексу и отражающие последовательность их образования.

При геолого-съемочных и площадных тематических работах составление эталонных коллекций имеет особое значение. Они должны отражать геологические особенности изучаемых районов и помогать геологу наглядно разобраться с процессами и явлениями на месте, а также провести типизацию их на генетической основе. Такие коллекции включают следующие материалы: наборы осадочных, магматических и метаморфических горных пород; гидротермально-измененные породы и руды всех генетических типов; текстовые описания и графику.

Все виды коллекций составляются непосредственно в поле. Образцы просматриваются коллективом геологов партии или отряда и эталонируются. Отбирают по два образца с каждого эталона размером 9×12 см, составляющих основу коллекции, и размером 4×5 см, используемых в качестве эталонов в полевых условиях. Образцы, не входящие в эталонную коллекцию, записывают в журналы и полевые

дневники под номером их аналогов в этой коллекции. Остальные служат вспомогательным материалом в камеральный период.

Для удобства пользования эталонной коллекцией в полевых условиях рационально иметь транспортабельные ящики с закрывающимися крышками. Над каждой ячейкой такого ящика указан номер эталона. Наиболее приемлемы эталонные ящики размером $8 \times 60 \times 110$ см с ячейками 5×5 см. Впоследствии из образцов полевой эталонной коллекции делают шлифы, аншлифы, а также используют их для анализов.

Образцы разных коллекций (литолого-стратиграфической, магматических пород, руд и т. д.) целесообразно хранить в разных ящиках. В камеральный период эталонная коллекция уточняется, детализируется и пополняется результатами микроскопического, спектрального, химического изучения пород и дополнительной графикой. Составленные по такому принципу эталонные коллекции дают четкое представление о состоянии наших знаний по определенному району и хорошо читаются.

Бессспорно, что составление эталонных коллекций на генетической основе в различных районах Казахстана — дело актуальное и полезное, так как значительно улучшает качество и повышает эффективность различных геологических исследований. Работа эта сложная и трудоемкая, поэтому ею должны заниматься не только петрографы и минералоги, но и все сотрудники геологических отделов, партий, экспедиций и тематических групп. Контроль за правильным составлением эталонных коллекций должен быть возложен на главных геологов территориальных управлений, комбинатов, руководителей научных учреждений и работников геологических музеев.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

ХРОНИКА

УДК 551.733.2+551.734.1

Н. Л. БУБЛИЧЕНКО

ЗАДАЧИ И НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ РАБОТ III МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО ГРАНИЦЕ СИЛУРА — ДЕВОНА И НИЖНЕГО — СРЕДНЕГО ДЕВОНА

(Ленинград, 1968)

Границам силура — девона и нижнего — среднего девона было посвящено несколько международных совещаний и симпозиумов: в 1936 (Германия), 1958 (Чехословакия), 1960 (Бонн—Брюссель), 1967 (Канада—Калгари) и 1968 (СССР—Ленинград). В совещаниях 1936 и 1960 гг. советские геологи участия не принимали. На симпозиуме 1967 г. и на некоторых других частично затрагивалась общая история геологического развития в девонское время, а не только проблема границы силура — девона и нижнего — среднего девона.

Вопрос о том, что граница Мурчисона 1839 г. не удовлетворяет современным требованиям геологии, был поднят в 1936 г. не впервые; тем не менее именно этот год можно считать началом международного сотрудничества; в обсуждении проблемы принимали участие главным образом стратиграфы и палеонтологи СССР, Англии, Германии, Бельгии, Чехословакии, США, Швеции. В Англии была учреждена специальная научно-исследовательская группа, которая имела свой печатный орган (ротапринт): «Bulletin Ludlow research Group» (к настоящему времени уже выпущено 16 номеров, подготавливаются следующие); в этом издании ведущие специалисты различных стран освещают в краткой форме стратиграфию низов палеозоя и пограничных слоев силура — девона. Желательно сотрудничество советских геологов с геологами других стран; это может быть осуществлено прежде всего путем изучения оригинальных зарубежных коллекций и главнейших материалов, совместных тематических исследований по заранее разработанной программе.

Нет нужды повторять историю смены представлений о границе силура — девона. Отмечу лишь некоторые основные положения. После тщательных изысканий Дорлодо в 1911 г., дополненных данными других исследований, выяснило, как понимал Мурчисон границу силура — девона в Уэльс-Бордерленд первоначально в 1839 г. и затем в 1845 г. (Седжвик и Мурчисон). Девонская же система как таковая была установлена в другом месте Англии, в Девоншире, где ввиду сложности тектонических условий и недостаточной обнаженности горных пород (Hous, Selwood, 1964) нет возможности определить нижнюю границу девона. Эти обстоятельства делают границу D/S в Уэльс-Бордерленд крайне неудобной в качестве мирового стандарта; к тому же она является фациальной, определяющей смену морских фаций силура континентально-лагунными девоном; последние содержат наряду с другой и крайне скучную, эндемичную морскую фауну; граптолиты в верхах силура и в девоне отсутствуют, а поэтому нет возможности по ним произвести стратиграфическое сопоставление с граптолитовой шкалой Центральной Европы.

Таким образом, возникла необходимость выбрать границу, которая удовлетворяла бы следующим условиям: она должна проходить в максимально однородных морских фациях; разрез должен быть охарактеризован граптолитами и другой, по возможности разнообразной и многочисленной фауной хорошей сохранности; новую границу необходимо максимально приблизить к установленной Мурчисоном в 1839 г., следует учитывать и доступность ее для изучения.

Возникает вопрос принципиального порядка: устанавливать ли границу только по палеонтологическим данным или по ним, но в определенно выбранном (стратотип) разрезе? Едва ли не большинство стратиграфов придерживается мнения о необходимости проводить границу в основании зоны *Monograptus uniformis*; во всяком случае, в таком духе высказывались почти все, за исключением большинства

членов английской делегации. Установление границы только по палеонтологическим данным может привести к тому, что ее нельзя будет найти во многих странах мира, удаленных от места установления зоны *M. uniformis*. Рассматриваемый палеонтологический принцип предполагает одновременность распространения *M. uniformis* на всем земном шаре и в значительной мере исключает решение вопроса о границе исходя из данных других групп организмов, иначе говоря — имеется в виду ортохронологический метод ее проведения.

При установлении границы по типовому разрезу возникают две трудности. Первая из них заключается в том, что из ряда известных разрезов нужно выбрать один; сравнительный анализ его пригодности должен быть сделан компетентнейшим коллективом геологов на основе заранее выработанных объективных признаков. Приходится констатировать, что специалистов, знающих достаточно обстоятельно хотя бы главнейшие разрезы мира, сейчас нет, да и задача эта едва ли посильна одному человеку. Следовательно, возникает другая трудность: геологи стремятся рекомендовать те разрезы, которые изучены ими; при этом неизбежен определенный «национализм» выбора. Это, в частности, ярко проявилось на расширенном заседании Международного комитета в г. Львове, когда был предложен ряд разрезов и ни один из них не смог быть рекомендован как типовой.

Работа симпозиума проходила в три этапа: пленарные заседания, экскурсии и заключительное заседание. Международный комитет по границе и стратиграфии силура и девона принял рекомендации для комиссии по стратиграфии и номенклатуре Международного геологического конгресса сразу после пленарного заседания, т. е. результаты экскурсионных наблюдений не могли быть учтены. Определенного решения на пленарном заседании принято не было.

На симпозиуме присутствовали представители 22 стран: около 150 советских ученых, 45 — зарубежных; в Салайской экскурсии приняло участие около 100 человек, а в Подольской — 200.

Экскурсии были организованы очень четко, прекрасно подготовлены в научном отношении, а также с хозяйственно-бытовой стороны. Тематика их составлена по общему плану: сначала изучение подстилающих отложений девона, затем — образований девона, начиная с более древних и кончая более молодыми (верхний девон и взаимоотношения с карбоном почти не затрагивались). В соответствии с текстом путеводителя на скальных обнажениях были указаны стратиграфические границы, возрастные индексы, иногда — даже нумерация пластов. Перед осмотром каждого обнажения специалисты давали краткие объяснения и демонстрировали графику (стратиграфические колонки, профили, фото окаменелостей и др.). Водные сообщения делали руководители экскурсий: М. А. Ржонницкая, О. И. Никифорова, Н. Н. Предтеченский.

Зарубежные специалисты собрали обширные коллекции; это дает основание ожидать интересных заключений после их обработки.

Тесное дружеское общение всех участников симпозиума было весьма плодотворно: обмен опытом и обсуждение результатов наблюдений приводили к интересным сравнениям и обобщениям.

Симпозиум в Ленинграде проведен по инициативе и под непосредственным руководством академика Д. Н. Наливкина. Большая научная организационная работа проведена М. А. Ржонницкой, а также Ученым секретарем Оргкомитета Н. Н. Предтеченским и многими другими. Принимали активное участие в симпозиуме геологи Казахстана. На пленарном заседании выступили с сообщениями С. М. Бандалетов, Н. Ф. Михайлова и Н. Л. Бубличенко. По Казахстану сделан доклад З. А. Максимовой, напечатаны тезисы Н. В. Ниловой, Г. А. Стукалиной, Г. Т. Ушатинской и Н. П. Четвериковой. Всего опубликовано 82 реферата заявленных докладов: советских ученых — 58, зарубежных — 24; на пленарных заседаниях заслушаны сообщения 15 советских геологов и 26 зарубежных.

Тематика симпозиума охватывала вопросы стратиграфии пограничных слоев силура — девона и нижнего — среднего девона почти всех частей Света, во всяком случае наиболее изученных и широко известных. Сообщения преимущественно касались стратиграфии конкретных регионов; методике и принципам расчленения, в частности установлению границ, посвящен лишь один доклад (Лоусон), впрочем попутно касались этого вопроса и другие геологи.

В большинстве случаев анализировались данные о пограничных слоях силура — девона; меньшее внимание уделялось границе нижнего — среднего девона и другим темам. А. Броувер изложил результаты исследований рифов нижнего и среднего девона Западной Европы, Г. Б. Вай — *Karpinskia* Карнийских Альп, Г. Хамада — раннедевонской фауны Малого Хингана.

Наибольший интерес представляет вопрос, поднятый еще на симпозиумах в Бонн-Брюсселе и Канаде, о проведении границы *D/S* по граптолитовой шкале, в основании зоны *Monograptus uniformis*. Существенных достижений в этом направлении не получено, но все же многое прояснилось; число сторонников такой границы явно

увеличилось, а геологи различных стран сделали попытку применить указанную зону в своих стратиграфических схемах; то же самое сделано и в СССР.

В пользу зоны *M. uniformis* как границы *D/S* высказалось большинство участников симпозиума в Ленинграде, приводя различные доводы. К. В. Альберти отмечает, что верхняя граница силура определяется в Западной Европе и в Северо-Западной Африке по исчезновению *Encrinurus*, *Raphiophorus*, тогда как основание ложкова (начало нижнего девона) характеризуется группой *Warburgella rugulosa rugosa* (Европа, Марокко, Алжир); эта зона, возможно, соответствует зоне *M. uniformis*.

Весьма большой интерес вызывает общее мнение группы ученых США и некоторых других стран (Ж. М. Бердан, В. Б. Н. Берри, А. Ж. Буко, Г. А. Купер, Д. Е. Джексон, Ж. Г. Джонсон, Г. Клаппер, А. С. Ленц, А. Мартинсон, В. А. Оливер, Л. В. Риккард и Р. Торнестейнсон), которое сводится к следующему: нижнюю границу девона следует проводить в основании жедина, она совпадает с основанием зон *M. uniformis* и *Icriodus woschmidtii*, и ее можно установить в брахиоподово-кораллово-трилобитовом комплексе по исчезновению пентамерид, *Atrypella*, *Gracionella*, хализитид и *Encrinurus*, а также по появлению теребратулид, *Cyrtina* и обычной *Schizophoria*. В Северной Америке основание девона, определяемое как нижняя граница жедина, находится, по-видимому, в основании гельдербергиена (или близко к нему), который вообще рассматривается как самый нижний ярус нижнего девона востока; на западе граница проходит внутри свиты роберт маунтен и может быть определена по граптолитовой шкале (В. Б. Берри); к сожалению, не удалось установить граптолитовую шкалу для востока Северной Америки — это, возможно, еще дело будущего.

Р. Селли и Г. Б. Вай придерживаются мнения, что зону *M. uniformis* следует принять за нижнюю границу девона. Такого же взгляда придерживаются советские ученые: С. М. Бандалетов, Н. Ф. Михайлова, Т. Н. Корень, М. А. Ржонсицкая, Б. С. Соколов, Л. Л. Халфин, А. Р. Ананьев и др. А. М. Обут высказал мысль о необходимости проводить границу *D/S* в основании зоны *M. hercynicus*, так как тогда в наименьшей степени нарушаются прежние представления; в этом случае в Подолии граница может пройти по кровле борщовских слоев (*M. hercynicus* здесь пока не найден), в Средней Азии — в основании маргинальных слоев с *M. hercynicus* и в кровле кунжакского горизонта, однако нижний жедин должен «перейти» в силур, а часть ложковена «остаться» в силуре. А. М. Обут думает, что *M. hercynicus* — более четкая форма, чем *M. uniformis*. В. Горянов проводит границу *D/S* в основании зоны *M. hercynicus* в схеме для Тянь-Шаня, относя кунжакский горизонт к основанию девона, хотя сам же отмечает, что фауна здесь довольно скучная; он параллелизует этот горизонт с нижним жедином Ардени, ложковиумом Баррандиена, борщовским и чортковским горизонтами Подолии. Нам кажется, что увязка схем В. Горянова и А. М. Обута проведена далеко не полно. А. И. Ким, И. Т. Ларин и А. И. Лесовой кунжакский горизонт синхронизируют с тиверским ярусом — с основанием девона и частично зигенским ярусом.

Большинство членов английской делегации изложили третье мнение: сохранить традиционную границу *D/S* Мурчисона 1839 г. В частности, на симпозиуме такую точку зрения выразили Т. С. Уэстолл (Westoll) и В. Г. Уолмслей (Walmsley), Г. Т. Уоррен (Warren); было выражено пожелание отложить решение вопроса до завершения исследований в Уэльс-Бордерленд и высказана мысль, что лудловская костная брекчия может оказаться легко коррелируемым горизонтом.

С. Х. Холанд (Holland) полагает, что даунтон отлично подходит для Уэльса, как и для других районов развития красноцветов, но не приемлем для нормальных морских отложений.

Ж. Б. Ричардсон (Richardson) и Т. Р. Листер (Lister) установили резкое изменение состава спор на границе лудлова и даунтона.

Очень важен вопрос о том, в какой мере совпадают или не совпадают границы *M. uniformis* и Мурчисона 1839 г. По этому поводу были изложены различные, но в то же время похожие точки зрения. Х. Егер отмечает, что граница *M. uniformis* близка к основанию ложковиума и жединиума, но, по всей вероятности, располагается выше лудловской костной брекчии; предполагаемый интервал, по Х. Егеру, соответствует пяти или более граптолитовым зонам девона Центральной Европы (входящем порядке: *M. uniformis*, *M. praehercynicus*, *M. hercynicus*, *M. kayseri*, *M. ukolensis* или *M. atopus*); такая последовательность отвечает промежутку от основания жедина до кровли нижнего эмса или от основания ложковиума до кровли прагиума. Иначе говоря, зона *M. uniformis* приближенно синхронична с границей даунтона и диттона (Егер, Канада, 1967).

Б. Б. Берри тоже полагает, что зона *M. uniformis* коррелируется с основанием жедина Ардени и что песчаники Даунтонского замка имеют пиццольский возраст, а верхняя граница их может быть близка к границе пиццольского и ложковского ярусов. Поскольку основание зоны *M. uniformis* в общем отвечает подошве ложковского яруса, то нижняя граница ее недалека от границы Мурчисона 1839 г.

Таким образом, Б. Б. Берри, как и Х. Егер, считает, что зона *M. uniformis* располагается выше лудловской костной брекции.

М. Лекомпт заключает, что основание жедина в Арденнах не является нижней границей девона (трансгрессивное залегание!), а располагается где-то ниже, но он не разъясняет, чему же тогда будет соответствовать зона *M. uniformis* в Уэльсе и каковы взаимоотношения с лудловской костной брекцией?

В. Б. Берри, сопоставляя раковинную фауну (по А. Ж. Буко и Ж. Г. Джонсону), выделил в силуре Центральной Невады шесть, а в девоне три граптолитовых зоны и отметил их относительно хорошее совпадение со шкалой Центральной Европы. Это очень серьезное преимущество новой границы наряду с признанием ее в Альпах (Г. Селли и Г. Б. Вай), в Северной Африке (Г. Холлард) и др.

Очень большое значение имеют конодонты при установлении границы *D/S*; еще на симпозиуме в Бонн — Брюсселе К. Циглер показал, что они и в рейнской и в герцинской фациях не обнаруживают какой-либо особенности или изменения родового состава, как это отмечено для мега-фауны. О. Х. Вализер и др. (1962) считают, что девон начинается там, где появляются *Icriodus* и *Anacyrodelloides*.

Т. В. Машкова установила, что комплекс конодонтов зоны *Icriodus woschmidtii* прослеживается через весь борщовский горизонт (253 м), начиная со слоев тайна. Здесь развиты в большом количестве *Icriodus woschmidtii postwoschmidtii* M a s h k. и *I. eolatericrescens* M a s h k.; состав конодонтов обновляется приблизительно в 70 м выше границы борщов — чортков; изучение конодонтов в Подолии только начато.

А. Ф. Абушик и В. С. Крандиевский полагают правильным проводить границу *D/S* в основании борщовских слоев по данным остракод.

Г. Г. Астрова, изучив мшанки, относит борщов и чортков к низам девона; сюда же должен быть отнесен и кунжакский горизонт Средней Азии, а также киреевские и ганинские слои Горного Алтая. Перечень организмов, по которым определяется граница *D/S*, можно было бы продолжить, но решающими пока являются монограптиды.

С большим сожалением отмечаем, что данные по брахиоподам, которые являются наиболее распространенной и наилучше изученной группой, сейчас не оказывают существенного влияния на установление границы *D/S* в Подолии.

На симпозиуме меньше удалено внимания границе нижнего — среднего девона; новых предложений, кроме тех, которые были высказаны на симпозиуме в Бонн — Брюсселе, не было. Очень интересный доклад сделал М. Лекомпт: он совершенно правильно подчеркнул, что в Арденнах, в Бельгии, как и вообще в Центральной Европе, граница между нижним и средним девоном приурочена к переходу между двумя существенно различными фациями — от терригенной седиментации эоздевона к карбонатно-рифогенной среднего девона. Таким образом, эту границу приходится искать где-то внутри переходной толщи. Замечу, что такого вопроса в карбонатных разрезах Салаира или Баррандиена не возникает. Эти два типа разрезов коррелируются до сих пор с большим трудом.

Нелегка для распознавания граница по гониатитам (*Gerhyoceras gracilis* и др.), так как они редко встречаются. Новые исследования сотрудников М. Лекомпта (Буллинк и Годфруа), осуществленные в соответствии с рекомендациями конгресса в Копенгагене, приводят к заключению, что граница $D_1 - D_2$, ранее установленная в Бельгии в основании зоны Бюр-Со ла и выше граувакк Йерж, вполне оправдана. Поскольку *Paraspirifer cultrijugatus* встречается изредка и в граувакках Йерж, то проводить указанную границу можно и ниже.

В Казахстане граница *D/S* наблюдается в четырех фациальных условиях: трансгрессивные взаимоотношения; вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи; континентальные осадки; терригенные осадки. На симпозиуме шла речь о границе *D/S* только в терригенных фациях. Отдельные исследователи проводили ее по-разному. Впервые для Казахстана она установлена по граптолитовой шкале С. М. Бандалетовым и Н. Ф. Михайловой; они обнаружили монограптиды группы *M. uniformis* в низах айнаусийских слоев, относившихся до недавнего времени к лудловскому ярусу (М. А. Борисяк, О. П. Ковалевский, М. Т. Шаркова и др.); неясность усугубляется введением нового термина «караэспинский горизонт» в дополнение к прежде существовавшим более или менее однозначным терминам: балинский, кокбайтальский, киикбайский горизонты и др. Кроме того, монографически описанные некоторые группы организмов из этого горизонта в большей мере свидетельствуют о его лудловском возрасте (Н. С. Нилова, Г. А. Стукалина, О. П. Ковалевский и др.), чем о нижнедевонском. Самое же главное заключается в том, что в довольно мощной толще карабинского «горизонта» в стратотипе (точно он не указан) не дано распределение фауны по слоям, и есть основание ожидать, что здесь имеются и нижний девон и верхний силур.

Салаирские разрезы выбраны для демонстрации на Международном симпозиуме чрезвычайно удачно, так как они хорошо изучены; органические остатки в них представляют благодатный материал для сравнения. Особенно ценно то, что эти ос-

татки в целом не являются эндемичными и сравнительно легко сопоставляются с теми, которые встречаются в стандартных разрезах Европы и частично Северной Америки. Для Сибири же салаирские разрезы представляются известным исключением, ибо почти нигде больше не повторяются.

Девон Салаира в нижней своей части отвечает герцинской фации Западной Европы (Карнийские Альпы, Баррандиен), а в верхней, начиная со среднего девона, — разрезам Ардени, Карнийских Альп и карбонатным фациям Западной Германии. Как мне кажется, карбонатный разрез Салаира представляет собой огромный риф, в основном биогерм; в этом отношении он полный аналог таких структур, как Баррандиен, Ибергеркальк, Чар в Казахстане и др. Окружение биогермов совершенно иное по фауне и литологии; они имеют форму, близкую к эллипсу и относительно небольшие размеры — обычно в пределах десятков километров. Эти биогермы можно считать локальным явлением. Наименование ярусам нижней части разреза Салаира нужно давать с применением номенклатуры Баррандиена (лохковиум, прагиум, злиховиум); чешская шкала сейчас очень распространена, хотя и не является официальной. Начиная же со среднего девона на Салаире должна быть принята Арденно-Эйфельская шкала. Салаирские разрезы и их органические остатки относятся к хорошо изученным; все же необходимы дополнительные исследования нижней части разреза девона.

Еще недавно острую дискуссию вызывал вопрос, является ли томьчумышская свита девонской или силурийской? Сейчас за нижнюю границу девона принимается его трангрессивный контакт с нижнепалеозойскими толщами. Граптолиты в Салаирских разрезах пока не найдены. Резкое понижение границы D/S здесь связано прежде всего с тем, что она понижается и во всем Союзе, поскольку принимается зона *M. uniformis* для разделения силура и девона. Таким образом, оснований для дискуссии о положении границы D/S на Салаире сейчас почти нет.

В Подольском разрезе намечаются три формации: нижняя — терригенная нижнего палеозоя; средняя, в основном карбонатная морская, частично карбонатно-филишевая верхов морского режима на континентальном склоне; красноцветная — континентальная и континентально-лагунная. Значительные толщи карбонатных осадков формировались в краевых прогибах, а в данном случае — в Украинском — Скандинавском щите. Колебательные движения в разных местах не всегда были одновременны, но имели общую тенденцию к последовательной смене перечисленных формаций. В Англии смена морского режима на континентальный совершилась длительно — в течение всего верхнего лудлова и низов нижнего девона; при этом, как установлено недавно исследованиями английских ученых (Ж. Х. Уайткер, В. Г. Уолмслей, С. Х. Холланд, Е. И. Уайт, Л. Б. Тарло, Ж. Р. Л. Аллен и др.), смена режимов осуществлялась также не везде одновременно, а в Подольском прогибе могла происходить в другое время, но в какое именно? Над этой задачей работает сейчас большой коллектив советских и зарубежных стратиграфов. В Подольском разрезе по р. Днестр морской режим сменился континентальным гораздо быстрее, чем в Англии, и поэтому граница чортковской и вышележащей днестровской свит выражена более четко, а мощность переходных слоев невелика. Этот рубеж О. И. Никифорова (1954) первоначально принимала за границу силура — девона, и долгое время советские геологи учитывали ее для корреляции D/S в других областях; подобным образом поступали и зарубежные стратиграфы.

Впервые А. Ж. Буко (Буко и Панквиески, Бонн — Брюссель, 1960) предложил проводить границу D/S в Подольском разрезе гораздо ниже, чем делалось до сих пор, — в основании борщовского горизонта, где были найдены *M. uniformis* и др. С таким предложением согласились почти все участники симпозиума.

Карбонатные фации Подольского разреза всегда отчетливо слоистые, не являются рифовыми, хотя среди них встречаются биогермы; эти осадки просто платформенные не были, их можно отнести к типу отложившихся в парамиогеосинклиналии. Орогенических движений здесь не было, но небольшие дислокации все же имеются. В отличие от структур Баррандиена и Салаира, прогиб Подолии с его карбонатными осадками представляет собой пояс, который прослеживается не только в пределах СССР, но и вообще на окраинах Скандинавского щита и прерывается лишь структурами, сложенными более молодыми отложениями.

Терригенные осадки девона рейнского типа явились результатом сноса материала с поднимавшегося Скандинавского щита. В Англии смена морского режима континентальным связана также с общим планом развития окраин этого щита. В таком аспекте тесно увязываются между собой развития Подольского и Английского прогибов. Аналогично и развитие девона по южной и юго-западной окраине Канадского щита, где карбонатные и терригенные фации нижнего девона также располагаются в виде пояса. Однако специфическим здесь является отсутствие пояса красноцветов. Своего рода «Уралом» на востоке Канадского щита можно считать Аппалачи с их девонскими отложениями, мощность которых увеличивается к востоку.

Огромный пояс девонских отложений прослеживается на севере от Гаспे с терригennыми фаунаами до Северной Мексики — на юго-западе, где в нижней части (гальдербергиан) преимущественно развиты карбонатные фауны.

Если граница по зоне *M. uniformis* будет принята, то это вызовет значительное понижение границы *D/S* в СССР. В результате те слои, которые ранее содержали «лудловскую» фауну, «переместятся» в нижний девон. Неизбежно возникает два предположения. Первое заключается в следующем. Палеонтологи Союза не всегда точно производили палеонтологические отождествления и, самое главное, неизменно устанавливали возраст слоев. Такие определения давались по прекрасной и разнообразной нижне-среднелудловской фауне стратотипа Англии, по стародавним работам Давидсона, которыми, как об этом говорят сами англичане (В. Г. Уолмслей и др.), уже почти нельзя пользоваться. Нормальная морская фауна, прежде всего брахиоподы, а также кораллы, трилобиты, граптолиты, в стратотипе верхнего лудлова Англии или совсем отсутствуют, или представлены явно эндемичными формами. И все же советские геологи считали возможным устанавливать верхний лудлов в ряде разрезов СССР, причем не в сравнении с фауной стратотипа, а на основании косвенных аналогий с разрезами Баррандиена, Готланда, Карийских Альп и др. Пересмотр прежних представлений о границе *D/S* необходим; эта задача должна быть решена не только советскими геологами. В самом деле, находка *M. uniformis* в низах лохковиума заставила переместить всю остальную его фауну, считавшуюся ранее силурской, в нижний девон. Сравнивать эту фауну с верхнелудловским стандартом (уайтклиф) не приходится, так как его морская раковинная фауна обединена, да и данные о ней относятся преимущественно к прошлому столетию.

Вторым предположением, связанным с установлением границы по *M. uniformis*, является правильность палеонтологических и возрастных определений палеонтологов Союза; тогда естественно думать, что в тех разрезах, где встречена эта зона, она не всегда разделяет силур и девон. М. Лекомпт высказал интересную, хотя, конечно, и не новую мысль, что зону нельзя рассматривать как нож, который режет все на одном уровне.

Вопрос о проведении границы силура—девона все еще ждет окончательного решения.

ЛИТЕРАТУРА

Путеводитель геологической экскурсии по типовым разрезам девона Северо-Восточного Салаяра. III Международный симпозиум по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона СССР. Л., 1968.

Путеводитель геологической экскурсии по силурским и нижнедевонским отложениям Подолии (среднее течение р. Днестр). Л., 1968.

Рефераты докладов к III Международному симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., 1968.

Boucrot A. J. and Pankiewsky i. Llandoveryan to Gedinnian stratigraphyc of Podolia and adjacent Moldavia. Internationales Arbeitstagung über Silur/Devon—Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon. Bonn—Bruxelles, 1960.

Hous M. R. and Selwood E. B. Palaeozoic in Devon Cornwall. 150 the Anniversary of the Royal Geological Society of Cornwall by Oskar Blackford Ltd. Truro, 1964.

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1970

Том 29

УДК 549.12+549.283(584.4)

И. А. РОТАРАШ

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАЛЫ

Изучение внутренней структуры самородного золота с учетом геологических данных помогает установить генетическую связь россыпных месторождений с коренными источниками или более древними россыпями. Определение соответствующих типов структур и разновидностей этого металла позволяет судить о масштабах проявления гипергенных процессов на золоторудных месторождениях, возможности укрупнения золотин в зоне окисления. С этой целью было исследовано самородное золото из россыпных и разных типов коренных месторождений Юго-Западной Калбы. Основной метод работы был минерографический, причем большая роль отводилась структурному травлению, часто с применением электрического тока (Петровская, Фастолович, 1952). В результате выяснилось, что золото из месторождений кварцево-жильного типа по характеру внутренней структуры резко отличается от золота из зон окисления гидротермально измененных пород.

Золото из малосульфидных кварцевых жил Сенташского, Акжальского, Эспинского и других месторождений представлено частицами жилковидно-пластиначатой, крючковатой, проволочной форм. Размер выделений: от долей до нескользких десятков миллиметров. Цвет их желтый, иногда с красноватым оттенком.

Структурное травление полированных шлифов золота показало, что золотинки имеют средне- и крупнозернистую структуру: размер зерен от 0,8 до 1—2 мм (рис. 1 а), часто мелкие золотинки состоят из одного зерна, нередко они имеют двойниковое строение. Среди двойников преобладают простые с тонкой двойниковой полоской. В тонких ответвлениях и сростках зерна не более 0,1 мм (рис. 1 б). Граница между ними ровная, прямая. Фигуры травления встречаются довольно часто, имеют треугольную форму, иногда это трехгранные пирамидки.

Характерной особенностью самородного золота является широкое развитие межзерновых прожилков высокопробного золота, которые наблюдаются во всех изученных золотинах и представлены тонкими линзообразными или нитевидными выделениями красноватого цвета размером до 0,1—0,3 мм в длину при ширине 0,005—0,01 мм (рис. 1 б). Нередко высокопробное золото развивается по краям золотин в виде тонкой (от 0,03 до 0,1—0,2 мм) пленки густо-желтого цвета с розоватым оттенком (рис. 1 в). В некоторых случаях отмечается связь пленки высокопробного золота с межзерновыми прожилками, от которых они отходят внутрь золотины. Локальным микроспектральным анализом* определена проба такого золота, которая колеблется от 960—984 до 995.

Многократным травлением царской водкой и раствором хромового ангидрида в соляной кислоте выявлено неоднородное строение золотин, выражющееся в том, что при действии растворителей они протравляются неравномерно. Часто более интенсивно протравленные участки выделяются на общем фоне поверхности (рис. 1 г), и структурный рисунок похож на двухфазную субмикроструктуру, описанную А. П. Переляевым (1952). Эти участки имеют весьма причудливую форму: неправильно-угловатую, грубоокруглую, дендритовидную, палочковидную, амебообразную; размер их варьирует в широких пределах: от 0,006—0,04 до 0,1—0,2×0,01 мм. Неоднородное строение характерно не только для золотин в целом, но и для отдельных зерен, в пределах которых участки, сильнее протравленные, чем другие, ограничены контурами. Неоднородное строение золотин отражает особенности их состава. Микро-

* Микроспектральные анализы золота выполнены в лаборатории ИГН АН КазССР Г. Л. Марзувановым.

спектральным анализом установлено, что интенсивно протравленные участки имеют пробу 807—815, тогда как проба остальной части золотин достигает 825—835 и более. Это не верхний предел пробы золота. Часто она повышается до 900—950, однако разница пробности интенсивно протравленных участков и основной золотины остается в пределах 15—20 единиц, причем, чем выше проба, тем значительнее разница между ними. Золото описываемого типа обнаружено также в аллювиальных россыпях рек Кулуджун, Копры, Баладжальки, которые образовались за счет разрушения золоторудных кварцевых жил. В россыпях р. Сенташ в общей массе металла оно встречается в подчиненном количестве и главным образом вблизи кварцевых жил (ложковые россыпи).

Золото из зон окисления гидротермально измененных пород имеется на месторождении Южное Ашалы, рудопроявлениях Коктайдак и Четырехлетка. На современном эрозионном срезе в минерализованных зонах интенсивно проявлены процессы окисления: сульфиды лимонитизированы, по трещицам встречается ярозит. В лимонитизированных породах содержание золота колеблется от десятих долей (Коктайдак) до 5—8 и более граммов на тонну руды (Южное Ашалы). Известные золотоносные россыпи рек Сенташ, Коктайдак, Сарыбулак и Койлибай обнаруживают тесную пространственную связь с минерализованными зонами дробления (Ротараши, 1966).

В минерализованных породах видимое золото встречается редко, представлено частицами пластинчатой, бобовидной, каплевидной, амебообразной, дендритовидной форм, часто в срастании с кварцем. Оно содержит многочисленные включения кварца размером от 0,01—0,5 мм до пылевидных частиц (рис. 1 д) неправильной угловатой формы, в большинстве случаев трещиноватых, нередко лимонитизированных. При легком травлении золотинки обнаруживают «конгломератовое» строение: единый самородок состоит из нескольких более мелких (0,06—0,5 мм) золотинок (Au I), сцепленных губчатым (Au II) золотом (рис. 1 е). Мелкие золотинки имеют извилистую форму с резко выступающими сростками. Более длительным травлением в них выявлена мелкозернистая полизидрическая структура.

Размер зерен не превышает 0,03—0,08 мм (рис. 1 ж). Эти зерна имеют полигональную форму и двойниковое строение. По литературным данным (Петровская, Фасталович, 1952; Переляев, 1952), полизидрическая структура характерна для переотложенного (вторичного) золота, что подтверждается и нашими наблюдениями. Реже золотинки имеют листоватую, субмикроскопическую структуру (рис. 1 з). Губчатое золото бледно-желтого цвета, быстро травится, для него характерна почковидная субмикроскопическая структура, представленная многочисленными зернышками округлой формы, плотно прилегающими друг к другу (правый нижний угол, рис. 1 з).

В россыпях описываемое золото широко распространено (бассейн рр. Сенташ, Коктайдак, Кулуджун и др.). Золотины плохо окатаны, но у более крупных из них слаженная поверхность. По форме они самые разнообразные, наиболее часто попадаются пластинчатые и комковидные, реже — крючковатые, друзовидные и др. Во многих случаях золото бывает в срастании с кварцем.

Внутреннее строение золотин из россыпей аналогично структуре золота из зоны окисления минерализованных пород: они также «конгломератового» строения, содержат угловатые и трещиноватые обломки кварца (рис. 2 а, б, в), часто лимонитизированы. Размер включений от пылевидных частиц до 0,5—1 мм. В одном более крупном обломке кварца встречена пустотка выщелачивания, на стенках которой была пленка лимонита. Внутренняя структура золотин мелкозернистая (0,02—0,6, редко 0,1 мм), полизидрическая (рис. 2 ж). Расположение зерен «кучное», они взаимно ограничивают друг друга, часты двойники. В золотинах иногда встречаются межзерновые прожилки высокопробного золота красноватого цвета. Губчатое золото (Au II), цементирующее золотинки с мелкозернистой структурой (Au I), имеет почковидную, реже — ромбовидно-чешуйчатую субмикроструктуру и содержит примеси лимонита. В крупных самородках сцепленными бывают золотинки как первичного (рис. 2 в), так и вторичного золота с мелкозернистой структурой (рис. 2 а, б). Эти разновидности вторичного золота отличаются между собой и пробой. Так, пробы золота с мелкозернистой структурой колеблются от 850 до 974, губчатого — не более 780—800. И. С. Рожков (1954) описывает золото аналогичного строения из россыпей р. Соссы: хорошо окатанные золотинки размером от 0,1×0,1 до 0,1×0,5 мм сцеплены губчатым золотом. После травления у них выявлена неравномернозернистая (0,05—0,02 мм) структура. Л. А. Николаева (1958) при изучении золота из россыпей Ленского района установила сравнительно широкое распространение «нового» золота, которое «в ряде случаев... цементирует группы мелких золотин, образуя своеобразные «золотые конгломераты». Примечательно, что новое (вторичное) золото встречается в тех россыпях, которые пространственно связаны с зонами сульфидной минерализации, содержащими тонкодисперсное золото.

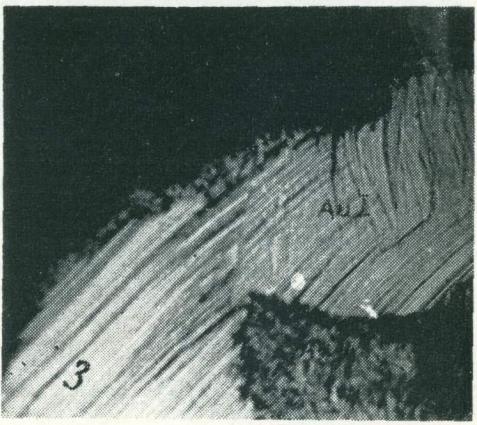
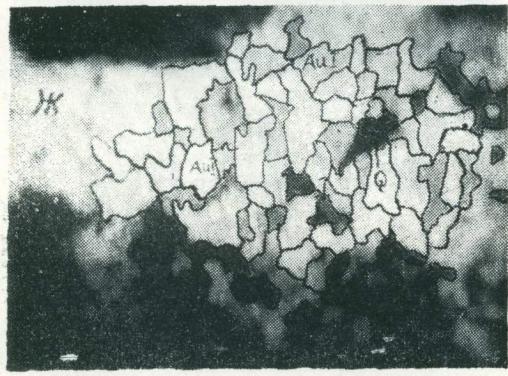
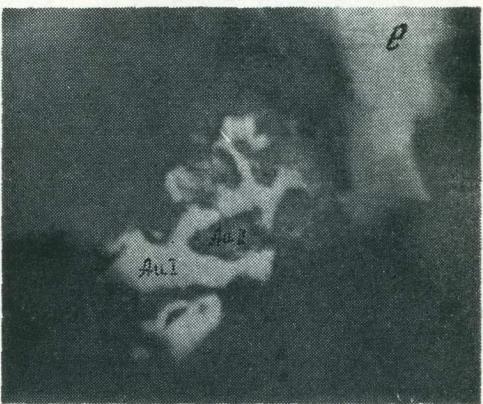
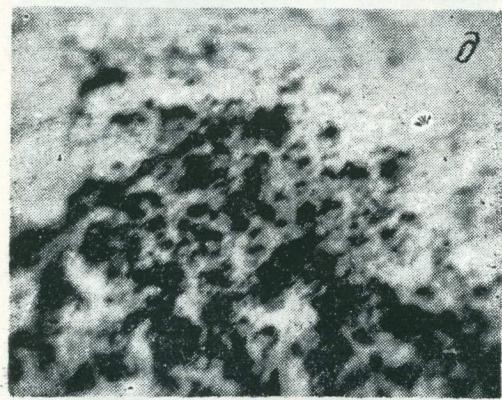
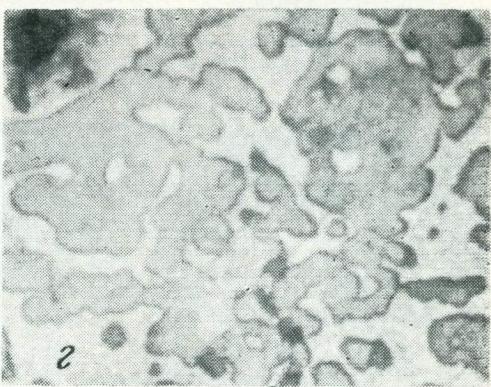
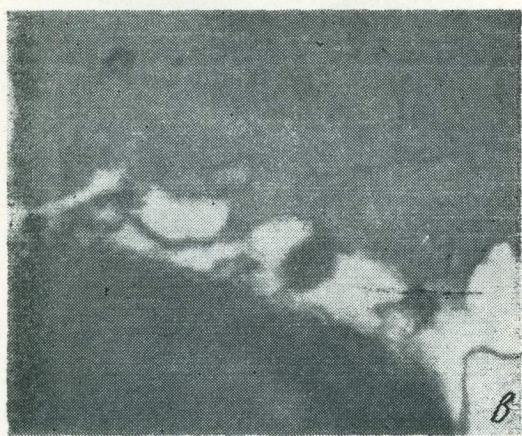
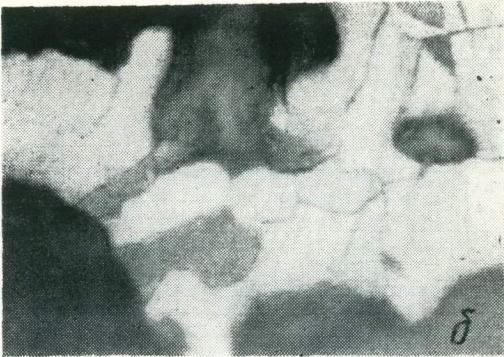


Рис. 1. Структура самородного рудного золота: а—крупнозернистая структура и двойники прорастания (месторождение Сенташ, ув. 60); б—мелкозернистая структура тонких отростков и двойники прорастания, видны тонкие межзерновые прожилки высокопробного золота — светлые (месторождение Сенташ, ув. 225); в—высокопробная светлая оболочка вокруг серых золотин (месторождение Акжал, ув. 125); г—неоднородное строение золотин (месторождение Акжал, ув. 135); д—включения обломков кварца (черное) в золоте (минерализованная зона дробления, участков Кокжайдак, ув. 140); е—«конгломератовое» строение золотин (зона окисления на участке Кокжайдак, ув. 45); ж—мелкозернистая полизадрическая структура золота; черное — обломки кварца (зона окисления на участке Кокжайдак, ув. 130); з—листовая субмикроструктура, в правой нижней части снимка — губчатое золото (Кокжайдак, ув. 150).

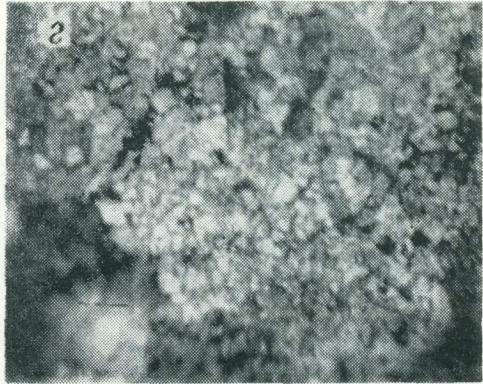
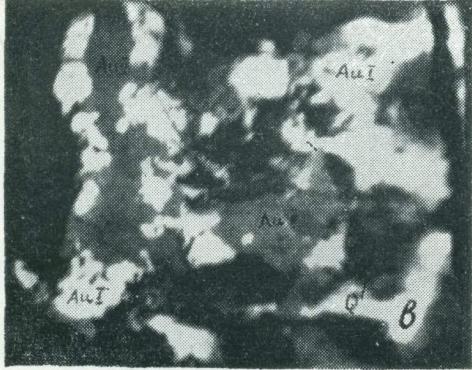
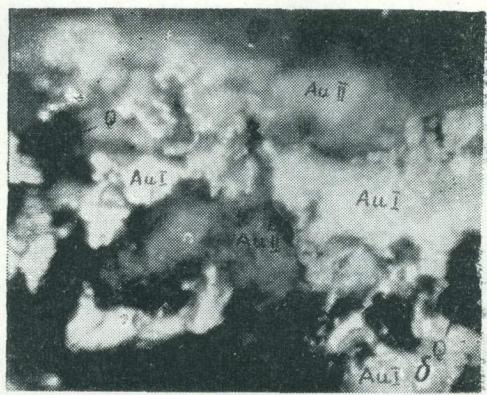
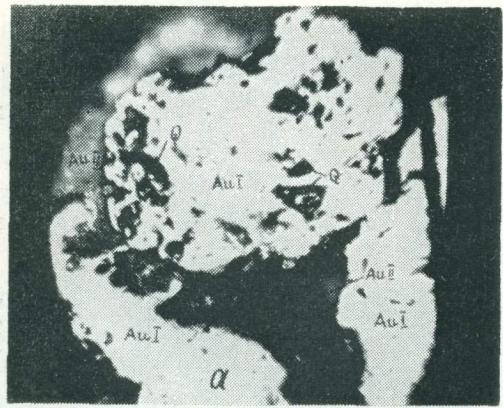


Рис. 2. Внутренняя структура россыпного золота, а—«конгломератовое» строение золотин: Au — золото с мелкозернистым строением, Au II — губчатое золото, Q — обломки кварца — черное (р. Сенташ, ув. 150); б—то же (р. Кокжайдак, ув. 130); в—то же, Au I — первичное, Au II — губчатое золото, Q — обломки кварца (р. Кулуджун, ув. 120); г — мелкозернистая полидрическая структура (р. Сарыбулак, ув. 150).

Итак, по структурным особенностям в Юго-Западной Калбе можно выделить два генетических типа рудного золота.

Первичное золото из кварцевых жил характеризуется крупнозернистой структурой. Неоднородное строение золотин некоторых месторождений, очевидно, свидетельствует об ограниченной смесимости золота и серебра при изменении (понижении) температуры и давления и указывает на приповерхностные условия их формирования.

Вторичное золото из зон окисления минерализованных зон дробления с тонкодисперсным золотым оруднением имеет по структурным особенностям три разновидности, свидетельствующие, по-видимому, о различных условиях его миграции и переотложения в зоне окисления. На раннем этапе развития этой зоны, очевидно, создавалась среда, способствовавшая образованию золотин с мелкозернистой полизадрической структурой (Au I). Многочисленные включения обломков трещиноватого кварца, нередко лимонитизированных, подтверждают вторичное его происхождение. На поздних этапах, вероятно в связи с резким изменением pH растворов, золото быстро выпадало в виде губчатых образований (Au II) и цементировало уже образовавшиеся золотины первой разновидности или первичное золото, не подвергшееся растворению, в единый самородок.

Губчатое вторичное золото в зоне окисления кварцевых жил встречается редко. Оно выделяется в виде каемок или заполняет неровности на поверхности первичного золота. Высокопробное вторичное золото, встречающееся в виде межзерновых прожилков или оболочки, больше развито в зоне окисления кварцевых жил и меньше — в минерализованных зонах дробления. В последнем случае оно установлено в золотинах с мелкозернистой структурой и отсутствует в губчатом золоте, т. е. эти две разновидности вторичного золота разделены во времени образования межкристальных прожилков.

Таким образом, укрупнение золотин и вторичное происхождение золотых самородков в зоне окисления — явление, вполне возможное и особенно показательное для месторождений с тонкодисперсным золотом (Альбов, 1960). Золотины или самородки, состоящие из группы частиц (вторичных или первичных), скементированные губчатым золотом, целесообразно назвать конгломератовым золотом. Оно характерно для зон окисления.

И, наконец, одинаковая структура большей части россыпного золота рек Сенташ, Кокжайдак, Сарыбулак и других и золота из зон окисления гидротермально измененных пород подтверждает их генетическую связь.

ЛИТЕРАТУРА

Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Биндерман Н. Н., Матенштейн Ф. А. О рудном и россыпном золоте района Алдано-Кыра-Бирицкой депрессии и Любавинско-Хаверченского рудного поля (Центральное Забайкалье). Труды ЦНИГРИ, вып. 63, 1965.

Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М., Изд-во АН СССР, 1941.

Николаева Л. А. Морфологические особенности самородного золота из ряда россыпей Центральной части Бургунской тайги. Труды ЦНИГРИ, вып. 63, 1965.

Николаева Л. А. «Новое» золото в россыпях Ленского района. Труды ЦНИГРИ, вып. 25, 1958.

Петровская Н. В., Фасталович А. И. Морфологические и структурные особенности самородного золота. Материалы по минералогии золота. М., 1952.

Переялев А. П. Особенности самородного золота в золоторудных месторождениях Урала. Материалы по минералогии золота. М., 1952.

Ротараш И. А. О коренных источниках россыпного золота в Калбинском хребте. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966, № 4.

Рожков И. С. Геология золотых и платиновых россыпей северного и среднего Урала и закономерности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Рефераты

УДК 551.7

О некоторых общих принципах установления границы силура—девона.
Бубличенко Н. Л. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 3.

В статье разбираются вопросы проведения границы силура — девона по «принципу приоритета» и по «принципу региональности». Высказывается мнение, что «принципу приоритета» должно быть дано предпочтение.

Речь идет об установлении границы не только в морских фациях, но и в континентальных; последнее допускают успехи спорово-пыльцевого анализа и некоторых других. Отмечается, что типовая граница между системами проводится не по органическим остаткам, а в типовом конкретном разрезе, присутствие в котором достаточно обильной фауны совершенно обязательно.

Библ. 6.

УДК 551.734.3+551.734.5+551.735.1(584.4)

Стратиграфия и литология палеозойских отложений Белоусовского рудного района Прииртышия. Дробышевский М. И., Дробышевская Р. Я. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 5.

В статье рассматриваются стратиграфическое расчленение и литологическая характеристика палеозойских отложений, развитых в Белоусовском рудном районе Прииртышия. Немые толщи пород, залегающие между датированными франскими и нижнекаменноугольными отложениями, условно отнесены к фамену. Глубочанская свита (эйфель — живет) слагается толщей лав и туфов кварцево-плагиоклазовых порфиров с прослоями туфогенно-осадочных и осадочных образований, шипулинская свита (живет) — известняками и известковистыми туфогенно-осадочными породами с подчиненным количеством туфолов кварцево-полевошпатовых порфиров, белоусовская свита (нижний фран) — известково-хлоритовыми сланцами, возникшими по алевритовым и исаммито-алевритовым известковистым песчаникам.

Гаранинская свита (верхний фран) представлена филлитовидными и эпидото-хлорито-кварцевыми сланцами, развитыми по алевритовым и пелитоалевритовым песчаникам, иртышская свита (нижний фамен) — кварцево-плагиоклазовыми порфирами, их туфами и маркирующими слоями мраморизованных известняков. Пихтовская, или гребенюшинская, свита (верхний фамен) сложена в основном лавами, туфоловами и туфами порfirитов; в подчиненном количестве встречаются туфиты и углисто-глинистые алевропелиты. Бухтарминскую свиту (верхний турн) составляют известняки и известковистые алевролиты, малоульбинскую свиту (намюр — низы среднего карбона) — конгломераты и полимиктовые песчаники. В основании стратиграфического разреза залегает глубоко метаморфизованный комплекс пород, условно относимый к досреднедевонскому возрасту.

Рис. 3, библ. 5.

УДК 551.733.3+551.734.2(584.4)

О границе силура—девона в Северо-Восточном Казахстане. Бубличенко Н. Л. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 18.

В статье разбирается спорный вопрос о проведении границы силура—девона в Северо-Восточном Казахстане в связи с новыми находками граптолитов в пограничных силуро-девонских слоях. Если принять зону *Monograptus uniformis* за основание девона, то окажется, что граница силура—девона пройдет здесь не внутри тех отложений, которые пока относятся к силуру, а в отложениях, датируемых лудловом.

Библ. 15.

УДК 551.782.1(571.15)

О стратиграфическом положении кызылгирской свиты неогена Горного Алтая. Ерофеев В. С. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 21.

В стратиграфической колонке неогена Горного Алтая кызылгирская свита помещалась выше миоценовой туерыкской свиты и датировалась средне-верх-

Рефераты

неплиоценовым возрастом. В последние годы в результате проведенных детальных наблюдений установлено, что кызылгирские песчано-щебнистые отложения слагают низы разреза туерыкской свиты миоцена и являются фациальной разновидностью ее пород.

Рис. 1, библ. 3.

УДК 550.81(584.4)

Интерпретационные признаки структурно-тектонических форм рельефа Зайсанской впадины. Линева Л. А. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 24.

В статье излагаются результаты морфоструктурных исследований Центрального Зайсанского прогиба, полученные при морфометрическом анализе топососновы. Систематизируются признаки структурно-тектонических форм погребенного палеозойского фундамента. Дано подробное описание интерпретационных эталонов: региональных тектонических поднятий и прогибов; локальных поднятий (в случае прямого, обращенного и полуобращенного рельефа); региональных разломов и мелких тектонических нарушений. Приведена таблица признаков структурно-тектонических форм.

Излагаемый материал дает возможность использовать установленные эталоны при интерпретации результатов морфометрического анализа рельефа молодых межгорных прогибов типа Зайсанской впадины.

Рис. 1, библ. 14.

УДК [552.3+552.4]:551.735

О гальках магматических и метаморфических пород из конгломератов камюр-среднекаменоугольного возраста. Каюпов А. К., Марьин А. М., Назаров Г. В., Ткаченко Г. Г., Хохлов П. И., Шулика В. А., Шуликов Е. С. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 32.

В статье приводится петрографическая и петрохимическая характеристика магматических и метаморфических пород из конгломератов малоульбинской катайской свиты камюр-среднекаменоугольного возраста в сопоставлении их с развитыми в этой зоне магматическими и метаморфическими породами. Делается вывод о сходстве габброидных и гранитоидных пород галек с габброидными и гранитоидными породами, участвующими в сложении массивов прииртышской интрузивной серии.

Рис. 4, табл. 3, библ. 9.

УДК 552.3(584.4)

Магматогенные брекчии Рудного Алтая и некоторые вопросы их генезиса. Кузебай В. С., Ишин П. В., Ведеников П. Г., Шайдер М. С. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 49.

Описаны магматогенные брекчии порфировых и габброидных интрузий, гранитоидов и сопровождающих их жильных образований. Данна генетическая систематика брекчий. Выделены интрузивный, ликвационный, эксплозивный и метасоматический типы пород; показано место брекчий в магматическом процессе и охарактеризован механизм их возникновения. Рассмотрены связи разных типов брекчий с рудоотложением и значением их как поискового признака на полиметаллические месторождения.

Рис. 3, табл. 1, библ. 31.

УДК 552.322.1(584.4)

Внутреннее строение и особенности зональности Центральной порфировой залежи Зыряновского месторождения. Цвинев Э. А. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 63.

На основании фактического материала в статье рассмотрены особенности внутреннего строения и зональности Центральной порфировой залежи Зыряновского месторождения. Выяснено, что на верхних горизонтах она представлена неправильным (амебовидной формы) телом, разделяющимся на ряд

Рефераты

отдельных «языков», которые в глубоких горизонтах месторождения объединяются в единое целое. Выявленная схема зональности напоминает по своему строению зональность порфировых пород, установленную для Рудного Алтая П. Ф. Иванкиным и др. Результаты исследований позволяют полнее представить природу формирования порфировых тел и дополнить сведения о пределах глубинности кристаллизации магматического расплава.

Рис. 3, библ. 3.

УДК 552.113(584.4)

Особенности геологического строения Орловского интрузивного массива.
Аксенов В. С., Халилов М. Х. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 69.

Орловский интрузивный массив расположен в Зыряновском районе Рудного Алтая. При картировании выявлена исключительная сложность в его строении. Установлено шесть интрузивных фаз. Максимальная пестрота в составе пород наблюдается в центральной части массива, где породы разных фаз в значительной мере разгнейсованы.

Принципиально новыми фактами для гранитоидов Зыряновского района и Рудного Алтая является наличие штоков и жилообразных тел поздних кварцевых диоритов, секущих биотитовые и роговообманные граниты и граносиениты, а также находка лабрадоритов в краевой части Орловского массива.

Изверженные породы несут ярко выраженные черты мезоабиссальной штоковой фации становления. Эрозией вскрыта апикальная часть интрузива.

Рис. 2, табл. 1, библ. 11.

УДК 552.113(584.4)

Геологические и петрохимические особенности Дунгалинского гранитного массива. Кокшаров В. А. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 80.

Дана краткая характеристика Дунгалинского массива, сложенного гранитами монастырского типа, приводится возрастное расчленение пород. Химическими анализами определено влияние на состав гранитов процессов контаминации и доказывается наличие в них представителей двух петрохимических линий, обусловленных поступлением магмы из двух магматических источников.

Рис. 2, табл. 1, библ. 5.

УДК 552.113(584.4)

К характеристике пегматитов и силекситов дунгалинского гранитного массива и их генетических особенностей. Кокшаров В. А. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 86.

Рассматриваются пегматиты и силекситы Дунгалинского массива. Пегматиты разделяются на редкометальные и обыкновенные. Устанавливаются пространственные связи редкометальных пегматитов и силекситов с одной генерацией гранитов дополнительной интрузии и обыкновенных пегматитов — с другой. Это обстоятельство и некоторые геохимические особенности гранитов дополнительной интрузии и пегматитов используются для доказательства существования между ними генетических связей. Различия пегматитов обуславливаются различиями двух магматических источников.

Рис. 1, библ. 2.

УДК 552.331.1(584.4)

Петрографические особенности щелочных гранитов массивов гор Малой и Большой Голухи. Сущих Е. А. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 90.

На основании геологических взаимоотношений и детального петрографического описания высказывается предположение о метаморфической природе щелочных гранитов массивов гор Малая и Большая Голуха.

Рис. 2, библ. 7.

Рефераты

УДК 571.55

Некоторые особенности распределения акцессорных минералов в гранитоидах калбинского комплекса. Лукин В. А. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 94.

В статье приводятся сведения об особенностях распределения акцессорных минералов в гранитоидах калбинского комплекса, образующих два территориально разобщенных пояса — Тигерекско-Черневинский и Калба-Нарымский. Делается вывод о том, что видовой состав акцессориев в гранитах обоих поясов, несмотря на их геотектонически различное положение, постоянен. Более обогащены акцессорными минералами породы I фазы внедрения. Распределение рудных минералов хорошо согласуется с металлогеническими особенностями интрузивных поясов и может служить дополнительным поисковым критерием.

Табл. 1, библ. 6.

УДК 552.113(574.41)

Петрология Бокалыкского гранит-гранодиоритового массива. Ко злов М. С. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 97.

Приводится описание зональности сложного Бокалыкского plutона и петрография наиболее типичных пород каждой зоны (тоналитов, гранодиоритов, сиенито-диоритов, гранитов, пироксенализированных и пироксеновых пород). Результаты изучения взаимоотношений этих пород между собой и с вмещающими породами, а также наличие реликтовых даек позволяют заключить, что массив сформировался путем магматического замещения.

Исследование химизма процесса магматического замещения показало, что наиболее существенной его особенностью являются привнос кремния и вынос алюминия, титана, железа, магния и кальция.

Рис. 1, табл. 1, библ. 2.

УДК 551.243(584.4)

О структурных особенностях Николаевского месторождения на Алтае. Дробышевский М. И., Гаджи Д. Н., Ганжа Е. А., Боронин В. П. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 103.

На основании геолого-структурного и металлогенического анализа уточнены особенности строения Николаевского месторождения и его рудного поля.

Проведенными исследованиями установлено решающее значение складчатых структур в строении рудного поля и локализации оруденения. Подтверждается приуроченность рудных тел к юго-западному крылу антиклинальной складки, северо-восточное крыло и фланговые участки которой остаются недостаточно изученными. Структурное положение известных рудных тел, а также выявление в пределах рудного поля других антиклинальных складок, аналогичных складке Николаевского месторождения, значительно расширяют перспективы района, поскольку при благоприятных для рудоактивации факторах в указанных структурах могут быть обнаружены новые рудные залежи.

Рис. 2, библ. 11.

УДК 553.061.11:553.439(584.4)

Некоторые данные о геологическом строении и зональности руд Камышинского месторождения. Пономарев Э. С., Велигуря И. Д., «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 109.

Камышинское месторождение находится в синклинальной складке северо-западного простирания. Рудные тела двух морфологических типов: межплагиственные и жильные. Концентрация промышленного оруденения связана со структурными факторами — межслоевыми зонами расслаивания, возникшими в процессе складкообразования. В распределении руд месторождения проявляются зональность формы рудных тел, обусловленная зональностью структурно-тектонической обстановки, и качественная зональность оруденения,

Рефераты

которая предопределена физико-химическими условиями рудообразования. В верхней части месторождения в межпластовых рудных телах содержание свинца и цинка с глубиной убывает, а меди — возрастает.

Рис. 2, табл. 1, библ. 5.

УДК 553.44(584.4)

Строение и особенности формирования сплошных мелкозернистых руд Зыряновского полиметаллического месторождения. Тараптов А. С., Антонов В. А., Ермолаев К. Ф. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 115.

В статье рассматриваются морфология тел сплошных мелкозернистых руд Зыряновского полиметаллического месторождения, их взаимоотношения с вмещающими породами, особенности внутреннего строения руд и закономерности распределения рудообразующих компонентов. Подтверждаются новыми данными представления Н. Н. Курека, И. П. Бурова и других геологов о формировании «сульфидолитов» путем одноактного выполнения сложными высококонцентрированными растворами открытых полостей дизъюнктивов. Показана зональность рудных тел как проявление кристаллизационной дифференциации вещества при охлаждении рудных тел.

Рис. 7, библ. 12.

УДК 553.442(584.4)

О связи оруденения Ревньюшинского рудного узла на Алтае с магматизмом. Цвинев Э. А. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 127.

На основании данных изотопного состава свинца и геологических наблюдений в статье рассмотрены вопросы возраста оруденения и связи его с магматизмом. Возраст промышленного оруденения понимается как нижне-среднекарбоновый, оно генетически связано с единым очагом, производным которого является разнообразная гамма магматических пород. Предлагается соответствующая терминология.

Рис. 2, табл. 1, библ. 23.

УДК 553.21:553.449(584.4)

Некоторые особенности ртутной металлогенезии Восточного Казахстана. Генкин Ю. Б. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 135.

В статье рассматриваются вопросы генезиса и закономерности размещения ртутного оруденения на территории Восточного Казахстана. Ртуть здесь встречается в виде собственных месторождений и в виде примеси в рудах гидротермальных месторождений полиметаллической, колчеданно-полиметаллической, медноколчеданной и золоторудной формаций. Обнаружена положительная корреляция ее со свинцом, медью, цинком, серебром, сурьмой и мышьяком.

Автор рассматривает происхождение ртути в связи с рудными эманациями из подкоровых очагов. Вместе с тем допускается, что накопление ртути в «нертутных» гидротермальных месторождениях может быть связано с влиянием внутрикоровых магматических очагов.

Рис. 2, табл. 1, библ. 23.

УДК 551.243(584.4)

О структурных особенностях юго-западного фланга Лениногорского рудного поля. Дробышевский М. И., Кокшаров В. А., Филиппенко И. И. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 143.

Изложены результаты геолого-структурных исследований территории рудного поля между Лениногорскими и Тишинским месторождениями, показаны складчатые структуры. По прямым и косвенным признакам рудных

Рефераты

процессов эти структуры могут расцениваться как перспективные в промышленном отношении.

Рис. 1, библ. 6.

УДК 550.84(584.4)

К изучению форм нахождения примесей в минералах химическим способом. Литвинович А. Н. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 146.

В статье рассмотрены некоторые причины ошибок объяснения результатов последовательного растворения минералов. Показано, что прямая пропорциональность извлечения в растворы главного и сопутствующего компонентов однозначно не свидетельствует о входении последнего в кристаллическую решетку минерала. Необходимо рассматривать отношение содержаний того и другого элемента в минерале, в растворах последовательного его растворения и в нерастворенном остатке. Можно полагать, что сопутствующий элемент является изоморфной примесью только в том случае, если во всех указанных продуктах величины отношения будут одинаковы. В то же время он может целиком находиться в кристаллической решетке минерала, а величины отношения содержаний его и главного компонента в каждом растворе последовательного выщелачивания будут различными. Это характерно для минералов, в которых главный компонент занимает неодинаковые структурные позиции, в разной степени замещаемые сопутствующим элементом. Нужно учитывать также влияние неравномерности распределения примесей в минерале, вероятность нахождения в нем субмикроскопических включений самостоятельных минералов сопутствующего компонента, степень растворения которых окажется такой же, как и минерала-хозяина.

Библ. 5.

УДК 550.42(584.4)

Распределение и формы нахождения галлия в сульфидах полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Литвинович А. Н., Калашников Г. П. «Геология и металлогенез Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 150.

Среди основных сульфидных минералов алтайских полиметаллических месторождений (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, иногда — марказит и пирротин) главнейшим носителем (и концентратором) галлия является сфалерит, в некоторых пробах которого весовое содержание этого элемента достигает 0,020—0,035%. Встречается галлий также в блеклых рудах (0,0018—0,0027%), содержащих цинк, но вследствие их незначительного распространения существенного влияния на распределение галлия они не оказывают. Отмечаемые при анализе пиритов, галенитов, пирротинов небольшие содержания галлия объясняются в основном загрязнением проб сфалеритом (и блеклыми рудами). Существующее мнение о том, что галлий находится в виде изоморфной примеси в халькопирите, не подтвердилось.

Содержание галлия в сфалеритах не выдержано даже в пределах одного типа руд месторождения. В некоторых месторождениях сфалериты сплошных сульфидов по сравнению со сфалеритами прожилково-вкрашенных руд более бедны галлием. Самое высокое среднее содержание этого элемента имеют сфалериты тех месторождений, где особенно интенсивно проявлена пиритизация, а количественное отношение между пиритом и сфалеритом максимально. В рудные зоны полиметаллических месторождений галлий не привносился. При формировании сульфиды заимствовали галлий из вмещающих пород (содержания его в рудах и вмещающих породах практически не отличаются), причем он переходил из окисной формы (в алюмосиликатах) в сульфидную.

В алтайских полиметаллических месторождениях минералов галлия не обнаружено. Однако данные многократного последовательного растворения сфалеритов позволяют с известной долей вероятности предполагать наличие в них субмикроскопических включений минералов галлия. Приводятся описание, таблицы и графика, обобщающие результаты растворения сфалеритов.

Рис. 3, табл. 4, библ. 10.

Рефераты

УДК 549.321(584.4)

Находка цинкодержащего гринокита в рудах Орловского месторождения на Рудном Алтае. Аксенов В. С., Ичин В. Д., Литвинович А. Н. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 164.

Редкий сульфид кадмия — гринокит — обнаружен при микроскопическом исследовании сплошных сульфидных серноколчеданно-медиоцинковых руд Орловского месторождения на глубине 150—200 м от поверхности. Количественным микрорентгеноспектральным методом (JXA-3) в гриноките установлено 6 % цинка, гомогенность распределения которого свидетельствует о его изоморфном входлении в кристаллическую решетку этого минерала.

В статье приведены данные по дисперсии отражательной способности и микротвердости минерала, а также обоснование неслучайности его находок в первичных сульфидных рудах.

Рис. 2, табл. 1, библ. 9.

УДК 622.1:55

О крупномасштабном геологическом картировании открытых горных работ методом наземной стереосъемки. Антонов В. А., Ермолаев К. Ф. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 168.

Метод наземной стереофотограмметрической съемки вполне удовлетворяет современным задачам крупномасштабного геологического картирования и имеет ряд преимуществ: объективность и полноту информации, высокую производительность при полевых работах, простоту камеральной обработки, удобство хранения материалов первичной геологической документации и возможность извлечения дополнительной информации. Рассмотрены в критическом плане четыре способа выполнения полевых работ и приводятся данные по геологическому дешифрированию в условиях Зыряновского месторождения. Кроме прямых и косвенных дешифрирующих признаков предлагается использование спектрональной фотографии на примере спектральной отражательной способности нескольких образцов. Породы Зыряновского месторождения имеют четкие специфические кривые спектральной отражательной способности, причем наибольшее различие интенсивности отражения наблюдается в красной части спектра.

Рис. 1, библ. 4.

УДК 681.2:087.5

Прибор для камеральной обработки наземной стереофотограмметрической съемки. Антонов В. А., Ермолаев К. Ф. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 176.

В статье излагаются результаты исследования опытного образца электромеханического стереоавтографа и приводится конструкция нового прибора, разработанная сектором аналитической геологии Алтайского отдела. Прибор предназначен для камеральной обработки геологомаркшейдерских съемок открытых горных работ и позволяет шире внедрять в практику метод наземной фотограмметрии с целью получения полноценной объективной многопараметрной информации для весьма детального выявления особенностей морфологии рудных тел, тектоники, геометрии текстурных взаимоотношений и т. п.

Рис. 2, библ. 3.

УДК 552(584.4)

Эталонные коллекции и методика их составления. Кузебый В. С., Кожемяко М. Н. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 186.

Показывается практическое значение эталонных коллекций и подчеркивается необходимость их составления на генетической основе. Рассмотрена методика составления таких коллекций горных пород, руд и минералов на действующих рудниках, в геологоразведочных партиях, а также при геологической съемке и тематическом изучении районов.

Рефераты

УДК 551.733.3—551.734.1

Задачи и некоторые итоги работ III Международного симпозиума по границе силура — девона и нижнего — среднего девона. Бубличенко Н. Л. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 189.

Сообщается о результатах работы III Международного симпозиума, состоявшегося 15—22 июля 1968 г. в г. Ленинграде.

В соответствии с предложениями, выдвинутыми на предыдущих симпозиумах, в особенности в Канаде (1967), большинство участников высказалось за проведение границы силура — девона в основании зоны *M. uniformis*, которая располагается где-то стратиграфически выше традиционной границы *D/S* Мурчисона 1839 г., возможно между даунтоном и диттоном. В СССР эта новая граница вызовет необходимость относить к нижнему девону те отложения, которые ранее считались лудловскими.

Библ. 5.

УДК 549.12+549.283(584.4)

Особенности внутренней структуры самородного золота Калбы. Роташ И. А. «Геология и металлогения Рудного Алтая». Алма-Ата, «Наука», 1970, стр. 195.

Структурным травлением установлено, что внутренняя структура самородного золота из золоторудных кварцевых жил довольно резко отличается от вторичного золота из зоны окисления минерализованных зон дробления. Выделены две разновидности вторичного переотложенного золота. Установлено также, что развитые в Калбе золотоносные россыпи имеют генетическую связь с зонами гидротермально измененных пород с дисперсным золотом.

Рис. 2, библ. 9.



СОДЕРЖАНИЕ

Стратиграфия и тектоника

Н. Л. Бубличенко. О некоторых общих принципах установления границы силура—девона	3
М. И. Дробышевский, Р. Я. Дробышевская. Стратиграфия и литология палеозойских отложений Белоусовского рудного района Прииртышья	5
Н. Л. Бубличенко. О границе силура — девона в Северо-Восточном Казахстане	18
В. С. Ерофеев. О стратиграфическом положении кызылгирской свиты неогена Горного Алтая	21
Л. А. Линева. Интерпретационные признаки структурно-тектонических форм рельефа Зайсанской впадины (по данным морфометрического анализа)	24

Петрология

А. К. Каюпов, А. М. Марьин, Г. В. Назаров, Г. Г. Ткаченко, П. И. Хохлов, В. А. Шулика, Е. С. Шуликов. О гальках магматических и метаморфических пород из конгломератов намюр-среднекаменоугольного возраста	32
В. С. Кузебий, П. В. Ишин, П. Г. Ведерииков, М. С. Шнайдер. Магматогенные брекчии Рудного Алтая и некоторые вопросы их генезиса	49
Э. А. Цвинев. Внутреннее строение и особенности зональности Центральной порфировой залежи Зыряновского месторождения	63
В. С. Аксенов, М. Х. Халилов. Особенности геологического строения Орловского интрузивного массива	69
В. А. Кокшаров. Геологические и петрохимические особенности Дунгалинского гранитного массива	80
В. А. Кокшаров. К характеристике пегматитов и силекситов Дунгалинского гранитного массива и их генетических особенностей	86
Е. А. Сущих. Петрографические особенности щелочных гранитов массивов гор Малой и Большой Голухи (Лениногорский район)	90
В. А. Лукин. Некоторые особенности распределения акцессорных минералов в гранитоидах Калбинского комплекса	94
М. С. Коэлов. Петрология Бокалыкского гранит-гранодиоритового массива (Аягузский район)	97

Геология рудных месторождений

М. И. Дробышевский, Д. Н. Гаджи, Е. А. Ганжа, В. П. Боронин. О структурных особенностях Николаевского месторождения на Алтае	103
Э. С. Пономарев, И. Я. Велигуря. Некоторые данные о геологическом строении и зональности руд Камышинского месторождения (Рудный Алтай)	109
А. С. Тарантов, В. А. Антонов, К. Ф. Ермолаев. Строение и особенности формирования сплошных мелкозернистых руд Зыряновского полиметаллического месторождения	115

Э. А. Цвинев. О связи оруденения Ревнушкинского рудного узла на Алтае с магматизмом (по данным изотопного состава свинца)	127
Ю. Б. Гекин. Некоторые особенности ртутной металлогении Восточного Казахстана	135
М. И. Дробышевский, В. А. Кокшаров, И. И. Филиппенко. О структурных особенностях юго-западного фланга Лениногорского рудного поля	143

Геохимия и минералогия

А. Н. Литвинович. К изучению форм нахождения примесей в минералах химическим способом	146
А. Н. Литвинович, Г. П. Калашникова. Распределение и формы нахождения галлия в сульфидах полиметаллических месторождений Рудного Алтая	150
В. С. Аксенов, В. Д. Ичин, А. Н. Литвинович. Нахodka цинкодержащего гринокита в рудах Орловского месторождения на Рудном Алтае	164

Методика исследований

В. А. Антонов, К. Ф. Ермолаев. О крупномасштабном геологическом картировании открытых горных работ методом наземной стереосъемки	168
В. А. Антонов, К. Ф. Ермолаев. Прибор для камеральной обработки наземной стереофотограмметрической съемки	176
В. С. Кузебай, М. Н. Кожемяко. Эталонные коллекции и методика их составления	186

Хроника

Н. Л. Бубличенко. Задачи и некоторые итоги работ III Международного симпозиума по границе силура — девона и нижнего — среднего девона (Ленинград, 1968)	189
И. А. Ротараш. Особенности внутренней структуры самородного золота Калбы	195

Геология и металлогения Рудного Алтая

*Утверждено к печати Ученым советом
Алтайского отдела Ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР*

Редактор Короткова Е. А.
Худож. редактор Сущих И. Д.
Техн. редактор Порокина З. П.
Корректор Сулейманова Г. А.

Сдано в набор 30/IV 1970 г. Подписано к печати 6.VIII 1970 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 1. Усл. печ. л. 18,15 (4 вкл.). Уч.-изд. л. 19.
Тираж 1000. УГ03255. Цена 2 р. 25 к.

Типография издательства «Наука», г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28. Зак. 78.

5727