

В. И. КАЗАНСКИЙ

**РУДОНОСНЫЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
СТРУКТУРЫ
АКТИВИЗИРОВАННЫХ
ОБЛАСТЕЙ**



В. И. КАЗАНСКИЙ

РУДОНОСНЫЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
СТРУКТУРЫ
АКТИВИЗИРОВАННЫХ
ОБЛАСТЕЙ

521



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва • 1972

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972, 240 с.

На примере Восточной Азии рассмотрено положение активизированных областей в ряду крупнейших структурных элементов материков, соотношения тектонических структур периода активизации и предшествующих этапов развития, показаны главные закономерности в пространственном распределении эндогенного оруденения в активизированных областях разных типов. Особое внимание уделено взаимосвязям региональных и локальных рудоносных структур. Приведена систематика постагматических рудных полей в зависимости от их геологической позиции. Изложены результаты изучения внутреннего строения рудоносных разломов кристаллического фундамента, позволившие сопоставить условия дислокационного метаморфизма горных пород с условиями рудоотложения.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области тектоники, геологии рудных месторождений и студентов высших учебных заведений.

Таблиц 11, иллюстраций 47, список литературы — 337 названий.

2—9—4
32—72

Вадим Иванович Казанский

Рудоносные тектонические структуры активизированных областей

Редактор издательства Л. Г. Рожкова
Техн. редакторы А. Е. Матвеева, Л. Д. Агафонова
Корректор П. А. Денисова

Сдано в набор 15/III 1972 г. Подписано в печать 10/VII 1972 г. Т-12520.
Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 15,0. Уч.-изд. л. 17,2. Тираж 1600 экз.
Заказ 1581/2839—4. Цена 1 р. 83 к.

Издательство «Недра» 103633. Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский шр., 94.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная Азия привлекает внимание геологов не только минеральными богатствами, но и своеобразием геологической истории. Она во многом отличается от истории развития европейских и американских территорий, изучение которых легло в основу теории о двух крупнейших элементах земной коры — устойчивых платформах и подвижных геосинклиналях.

Еще в начале XX века В. А. Обручев установил, что Восточная Сибирь и Центральная Азия после палеозойской складчатости длительное время находились в состоянии тектонического покоя, а затем были захвачены мощным горообразованием, и дал прекрасные описания механизма и условий образования таких «возрожденных гор». Они являются характерным признаком областей тектонической активизации. Самостоятельное значение третьего — кроме платформ и геосинклиналей — типа крупнейших структур Земли было доказано в 1940 г. Г. Ф. Мирчинком, который назвал их «глыбовыми зонами», и в качестве отличительных черт таких зон указал на вертикальные дифференциальные движения блоков по разломам, извержение лав, главным образом базальтов, интрузии сиенитов и щелочных гранитов, накопление в замкнутых впадинах континентальных осадков и относительно слабые дислокации этих осадков.

Дальнейшую разработку проблема тектоно-магматической активизации получила в трудах В. М. Сеницына, Е. В. Павловского, Н. С. Шатского, Чен Го-да, И. В. Корешкова, В. В. Белоусова, В. А. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого, М. С. Нагибиной, Н. П. Хераскова, В. Е. Хаина, А. Л. Яншина и других исследователей. Обширные данные о геологическом строении активизированных областей Восточной Азии содержатся в «Основах тектоники Китая» (1962) и в «Тектонике Евразии» (1966).

Явления тектоно-магматической активизации привлекли большее внимание специалистов в области металлогении. Е. А. Радкевич первая выделила соответствующие рудные районы в особую группу. С наибольшей на сегодняшний день полнотой металлогения активизированных областей освещена в работах А. Д. Щеглова. Исследования рудоносности активизированных областей развиваются по разным направлениям: место эндогенного оруденения в истории их развития, типы и закономерности пространственного размещения

месторождений; связи месторождений с теми или иными формациями изверженных пород; систематика рудоносных площадей и т. д. Проблема металлогении активизированных областей стала одной из наиболее популярных, и ей посвящается все больше научных публикаций. Вместе с тем понятие о тектоно-магматической активизации получает все более широкое толкование, далеко выходящее за пределы первоначального смысла. Высказываются и такие точки зрения, согласно которым почти все эндогенные месторождения платформ и складчатых областей считаются производными тектоно-магматической активизации.

Наиболее мощно и широко тектоно-магматическая активизация проявлена в восточных районах Азиатского материка. Мезозойские тектонические движения, магматизм и эндогенное оруденение захватили здесь разнородные более древние сооружения — платформы на архейском, протерозойском и палеозойском основании, каледонские и герцинские складчатые области с присущими им более древними металлогеническими зонами. В этом отношении территория Восточной Азии представляет первостепенный интерес, и к ней в той или иной степени обращаются все исследователи, изучающие активизацию консолидированных структур земной коры.

На материалах по Восточной Азии разрабатываются и многие другие теоретические проблемы геологии. Литература по этой территории огромна, а представления разных исследователей о геологическом строении того или иного региона зачастую весьма противоречивы и служат предметом дискуссий. Изложить и сопоставить все точки зрения в одной книге невозможно. Автор ограничил свою задачу характеристикой тектонических структур, непосредственно вмещающих эндогенное оруденение, на примере нескольких металлогенических провинций, рудных районов и рудных полей разных типов.

Для сравнения выбраны Алданский щит и его обрамление, Южно-Китайский платформенный массив, Буреинский кристаллический массив и Охотско-Чукотский вулканический пояс. Сопоставление данных по этим регионам позволяет судить о влиянии возраста и степени консолидации фундамента на характер мезозойских тектонических движений, на размещение эндогенного оруденения по площади и в структурных этажах, выявляет закономерные комбинации региональных и локальных рудоносных структур и их эволюцию в ходе геологического развития земной коры. Наконец, во внутреннем строении рудоносных разломов кристаллического фундамента мы находим отражение тектоно-магматической активизации в особой форме — в виде полиметаморфизма горных пород и совмещенной вертикальной структурной зональности.

При окончательной подготовке рукописи к печати автором с благодарностью учтены критические замечания В. Н. Котляра.

МЕЗОЗОИДЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОИД ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Основы современных представлений о тектонике Восточной Азии были заложены в трудах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933, 1937), А. Н. Криштофовича (1932), П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова (1939), В. М. Силицына (1955), Ю. М. Шейнманна (1937), А. Грэбо (Grabau, 1924), Ли Сы-гуана (1952), Хуан Цзи-цина (1952) и других ученых.

Результаты последних исследований отражены на геологических и тектонических картах Советского Союза в м-бе 1 : 5 000 000—1 : 2 500 000 (1956, 1967 гг.), на тектонической карте Евразии в м-бе 1 : 5 000 000 (1966 г.), на геологической карте северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в м-бе 1 : 1 500 000 (1966 г.), в обобщающих работах по тектонике Китая (1962 г.), геологическому строению СССР (т. I—V, 1968—1969 гг.), а также в многочисленных монографиях и сборниках, количество которых с каждым годом все увеличивается.

Главнейшими тектоническими элементами этой территории являются Верхояно-Чукотская и Сихотэ-Алиньская мезозойские складчатые области, активизированные в мезозое восточные части Сибирской, Китайской платформ и палеозойской Монголо-Охотской складчатой области, а также кайнозойские складчатые сооружения Камчатки, Сахалина, Японских островов и о. Тайвань.

В отличие от простых и четких кайнозойских дуг, обращенных выпуклой стороной в сторону Тихого океана, мезозоиды Восточной Азии имеют весьма сложное тектоническое строение, определяемое, по выражению С. С. Смирнова (1946), интерференцией мезозойских складчатых областей со структурами Тетиса, прихотливыми очертаниями и разнородностью жестких массивов. Действительно, основным складчатым элементом Евразии является Средиземноморский пояс с общим широтным простираанием. Восточнее меридиана оз. Байкал он образует крупнейшую в мире виргацию и разделяется на несколько подвижных зон, которые проходят, в частности, между

Сибирской и Китайской платформами, внутри Китайской платформы, расчленяя ее на несколько массивов, и затем смыкаются с Тихоокеанским поясом, протягивающимся почти в перпендикулярном направлении.

Опираясь на геологическую карту Евразии, впервые составленную в м-бе 1 : 6 000 000, Н. П. Херасков (1963) выдвинул идею о том, что и Средиземноморский и Тихоокеанский пояса существовали по крайней мере с позднего докембрия, взаимодействуя один с другим, и лишь некоторые их части являются новообразованиями. При этом в Средиземноморском поясе максимумы тектонической активности приходятся на конец палеозоя и начало мезозоя и снова повторяются в неогене, в Тихоокеанском поясе интенсивные тектонические движения происходили в конце юрского — начале мелового периода.

Последние захватили не только мезозойские геосинклинальные области (Верхояно-Чукотскую, Сихотэ-Алиньскую), но также восточные части Сибирской и Китайской платформ и ранее консолидированные палеозойские складчатые сооружения.

Наиболее мощные проявления мезозойского магматизма связаны с Восточно-Азиатской вулканической цепью, возникшей в полосе крупнейших дислокаций на границе мезозойских и кайнозойских геосинклинальных зон (Идксон М. И., 1963, 1, 2; Устиев, 1959). Она состоит из нескольких вулканических поясов: Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алиньского и Фуцзяньско-Чжецзяньского. Контролирующие ее глубинные разломы то изгибаются, подобно островным дугам, то сочленяются в виде ломаной линии. Площадь распространения верхнемезозойских интрузивов на материке на востоке ограничена примерно Восточно-Азиатской вулканической цепью, на западе включает разнородные тектонические элементы. При этом насыщенность внешней зоны интрузивами весьма неравномерна. В восточных районах Советского Союза гранитоидные массивы размещаются главным образом в Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алиньской мезозойских складчатых областях. Вдоль активизированной в мезозое складчатой области Становика — Джугджура они прослеживаются на тысячу километров внутрь материка и распространяются на обширных пространствах Монголо-Охотской складчатой области. На Китайской платформе мезозойские гранитоидные интрузивы сосредоточены главным образом в Юго-Восточном Китае и на Корейском полуострове.

Широкое развитие в материковой части Восточной Азии гранитоидного магматизма и соответственно месторождений олова, вольфрама, золота, молибдена, сурьмы, свинца, цинка, ртути, а в области кайнозойской складчатости основного магматизма и месторождений меди, никеля, хрома и др. явилось для С. С. Смирнова (1946) основой подразделения Тихоокеанского рудного пояса на две зоны: внутреннюю и внешнюю.

С. С. Смирнов связывал особенности металлогении внутренней зоны Тихоокеанского пояса с ее положением относительно океани-

ческой впадины, подчеркивая в то же время отсутствие каких-либо принципиальных отличий Тихоокеанского рудного пояса от других рудных областей, приуроченных к молодым орогеническим зонам. Дальнейшее рассмотрение этого вопроса привело Ю. А. Билибина (1948) к выводу о большом сходстве внутренних зон Тихоокеанского и Средиземноморского поясов и о существенном различии их внешних зон, выделенных соответственно под названием дальневосточного и западноевропейского типа минерализации.

После выхода упомянутых работ С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина в разных районах Восточной Азии были сделаны крупные новые открытия полезных ископаемых. Некоторые из них прямо подтверждают представления С. С. Смирнова (около Комсомольского района, золото Чукотки), другие дополняют и частично меняют характеристику металлогенических зон (медь и ртуть во внешней зоне, олово во внутренней зоне). Само геологическое строение рудоносных площадей Восточной Азии и закономерности размещения оруденения теперь представляются в гораздо более сложном виде. Пожалуй, наиболее решительные изменения произошли в интерпретации геотектонического положения эндогенных месторождений восточных районов Азиатского материка.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ОБРАЗОВАНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Как известно, на материалах по Дальнему Востоку были разработаны многие теоретические концепции, относящиеся к тектонике, магматизму и металлогении геосинклинальных областей, и до определенного времени рудоносность Восточной Азии рассматривалась главным образом в свете этих концепций. Важным этапом в изучении Тихоокеанского рудного пояса явилась Первая Всесоюзная конференция, посвященная его геологии и металлогении, которая состоялась во Владивостоке осенью 1960 г. (Геология и металлогения..., 1963).

Именно на этой конференции были вынесены на широкое обсуждение особенности древних массивов, вовлеченных в сферу воздействия молодых тихоокеанских тектонических движений, проблема активизации древних платформенных структур и их металлогении.

Впервые идея о самостоятельном металлогеническом значении рудоносных площадей активизированных платформ была выдвинута Е. А. Радкевич (1959). Она предложила разделять рудоносные районы на два геохимических типа — фемический, характеризующийся проявлением основных и ультраосновных пород, и сиалический с преобладанием гранитоидов, а затем классифицировать рудные районы в зависимости от их приуроченности к тем или иным структурным элементам платформ, геосинклинальных зон и, наконец, областей блоково-мульдового строения и омоложенных платформ. Е. А. Рад-

кевич указала на ряд примеров, свидетельствующих, по ее мнению, об особых условиях рудообразования в этих областях. Так, в средней Европе (Рудные горы) олово-вольфрамовая и полиметаллическая минерализация разделены во времени, но совмещены в пространстве и связаны с различными источниками, расположенными на разных глубинах; на активизированной Китайской платформе богатые оловянные руды локализуются в карбонатных породах обширных «синклиноидных» прогибов, а не в алюмосиликатных толщах, как это наблюдается в мезозойских геосинклинальных зонах и т. п. К прогибам на омоложенных платформах, характеризующимся развитием карбонатных толщ, смятых в пологие складки, приурочены рудные районы с полиметаллическими месторождениями каратауского типа, удаленными от активного источника рудоносных растворов.

Особый тип районов, по Е. А. Радкевич, представляют наложенные прогибы, выполненные субаэральными вулканитами, которые возникают в посторогенный период в складчатых областях, а также на платформах в связи с региональными расколами. Оруденение в этих вулканических зонах может быть связано с самими вулканическими породами, с гипабиссальными фациями и, наконец, с глубинными магматическими бассейнами.

Выступая на конференции, Е. А. Радкевич (1963) в пределах внешней зоны Тихоокеанского пояса назвала четыре типа рудоносных территорий: 1) докембрийские массивы с присутствием им древними месторождениями, нередко переработанные позднейшими движениями; 2) складчатые области палеозойского возраста: байкалиды, каледониды, герциниды с палеозойской и местами с наложенной мезозойской минерализацией; 3) мезозойские складчатые сооружения, представляющие наибольший интерес в отношении мезозойской (а частично и третичной) минерализации; 4) области омоложенных платформ.

Следует, однако, подчеркнуть, что металлогения областей омоложенных платформ иллюстрировалась на конференции примерами по Корейскому полуострову, Северо-Восточному и Юго-Восточному Китаю, а рудоносность восточных районов СССР анализировалась, как правило, в связи с этапами развития мезозойских геосинклинальных областей, будь то Верхояно-Чукотская, Сихотэ-Алиньская складчатые области или территория Забайкалья. Вместе с тем в докладе М. С. Нагибиной (1963₁) было подчеркнуто, что мезозойские прогибы Восточного Забайкалья представляют собой особую категорию структур, отличающихся как от мезозойских геосинклинальных прогибов Северо-Востока СССР и Сихотэ-Алиня, так и от типичных платформенных структур, а А. Д. Щеглов (1963) убедительно показал специфику образования мезозойских редкометальных и флюоритовых месторождений в активизированных каледонидах Западного Забайкалья.

В дальнейшем А. Д. Щеглов (1963, 1966, 1968, 1970), используя результаты своих исследований по Забайкалью, а также обширные

сравнительные данные по другим регионам, выделил два типа процессов активизации;

1) процессы активизации, происходящие на платформах и в консолидированных складчатых сооружениях в связи с развитием смежных геосинклинальных зон («отраженная активизация» по М. И. Ицикзону, А. И. Семенову);

2) процессы активизации, независимые от развития геосинклинальных поясов и приводящие к формированию новых структурных элементов — областей автономной активизации, равнозначных платформам и геосинклиналям.

А. Д. Щеглов определяет области автономной активизации как регионы, прошедшие в ранние периоды геологической истории геосинклинальную стадию развития вплоть до превращения в область (зону) завершённой складчатости или платформу и затем после полной консолидации и периода тектонического покоя (время которого в разных областях различно и иногда измеряется несколькими геологическими периодами) подвергающиеся воздействию качественно новых тектонических процессов, проявляющихся в последовательном, континентальном, этап развития земной коры и не связанных в своем развитии с формированием геосинклинальных прогибов на соседних территориях. Эти процессы проявляются в усилении роли крупных разломов и формировании наложенных локальных прогибов, выполненных обычно вулканогенными и терригенными, часто угленосными, но почти всегда континентальными образованиями. Для наложенных впадин характерны формирование на общем фоне сводового воздымания территории, приразломная складчатость и проявления трещинного интрузивного магматизма, тесно ассоциирующего с вулканическими излияниями.

В развитии областей автономной активизации А. Д. Щеглов различает две стадии, в каждую из которых возникают особые тектонические структуры и специфические ряды эндогенных месторождений. В первую стадию, как правило, образуются наложенные пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями, трещинные, часто субвулканические интрузивы различного состава, сопровождаемые весьма разнообразной минерализацией. Это олово, вольфрам и молибденоносные грейзены, высокотемпературные гидротермальные оловорудные и вольфрамовые месторождения, редкоземельные карбонатиты и альбитизированные ниобийсодержащие граниты, среднетемпературные оловянные, вольфрамовые, молибденовые и золотые месторождения, а также полиметаллические, медные и урановые месторождения «пятиэлементной» формации. Для второй стадии типичны наложенные терригенные впадины, заполненные угленосными континентальными отложениями, небольшие по размерам и сложные по составу основные щелочные интрузивы, а также эпитепральные месторождения флюорита, барита, марганца, полиметаллов, сурьмы, ртути и др.

Явления тектоно-магматической активизации привлекли внимание и в связи с разработкой проблемы рудоносности вулканогенных

формаций, которая в последние годы стала одной из важнейших в области петрологии и металлогени. В. Н. Котляр (1965) выделил четыре группы месторождений, ассоциированных с палеовулканизмом: А — ранних геосинклинальных прогибов в связи со спилиткератофировыми, порфировыми, кремнисто-яшмовыми формациями (железородные, марганцевые, колчеданные, колчеданно-полиметаллические и др.), Б — позднегеосинклинальных складчатых зон, сложенных порфировыми формациями (реальгаровые, молибденит-смолковые, золото-серебряные, меднопорфировые, антимонит-ферберитовые и др.), В — вулканических поясов негеосинклинальных и активизированных зон глубинных разломов, представленных порфировыми формациями основного, среднего и кислого состава (самородной серы, ртутные, реальгаровые, борные, флюоритовые, урановые, олово-серебряные, золото-серебряные, серебряные и др.), Г — платформ в ассоциации с трапзовыми и другими формациями (алмазоносные кимберлитовые, апатито-магнетитовые, магнетитовые, карбонатитовые и др.). В более поздней своей работе В. Н. Котляр (1968) ограничил рудоносные вулканогенные формации зон активизации тремя типами — ультраосновным-щелочным, собственно щелочным и субщелочным — и к месторождениям зон активизации кроме перечисленных выше отнес железородные месторождения ангаро-илимского типа, а также карбонатитовые.

Е. Д. Карпова (1968) называет активизированные области сводово-глыбовыми и выделяет в них три группы структурных элементов: 1) седиментогенные сводово-глыбовые и глыбовые, 2) магматогенные сводово-глыбовые и глыбовые, 3) глыбовые, и группы делит на 10 типов. Полезные ископаемые сводово-глыбовых областей объединены Е. Д. Карповой в 11 рудных комплексов. В качестве примеров у Е. Д. Карповой, помимо Забайкалья, Алданского щита, Сибирской платформы и др., фигурируют позднепротерозойско-кембрийские прогибы байкалид, обширные палеозойские складчатые сооружения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, объединенные ею в единую Казахстано-Тяньшаньскую сводово-глыбовую металлогеническую провинцию, и мезозойские складчатые области Советского Дальнего Востока, в которых главные минеральные богатства, по мнению Е. Д. Карповой, также связаны не с геосинклинальными, а со сводово-глыбовыми структурами.

Заметим, что в последние годы и другие исследователи связывают образование оловородных, полиметаллических и иных месторождений Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей не с заключительным орогенным этапом их развития, а с процессами тектоно-магматической активизации мезозойских складчатых структур (Радкевич и др., 1966).

М. А. Фаворская и И. Н. Томсон (1968) вообще трактуют геосинклинальный процесс как частный случай тектоно-магматической активизации. Они выделяют особые сквозные рудоконцентрирующие структуры, наложенные и на геосинклинальные зоны, и на более древние сооружения. Основными их признаками М. А. Фаворская,

И. Н. Томсон считают: большую глубину заложения, превосходящую мощность земной коры, что проявляется на поверхности в независимом поведении этих структур по отношению к структурам земной коры; их выражение в виде широких (первые десятки километров) зон сближенных скрытых разломов с интенсивной блоковой расчлененностью; смену одних типов оруденения другими по простиранию (в отличие от менее глубинных рудопоподводящих структур с их устойчивыми типами минерализации).

Если добавить высказывания о том, что с тектоно-магматической активизацией связаны излияния траппов, формирование медно-никелевых месторождений, алмазонасных кимберлитов, протерозойских гидротермальных месторождений в цоколе древних щитов и т. д. (а в печати появились такие высказывания), то роль собственно геосинклинального и платформенного развития в образовании эндогенных месторождений сведется практически к нулю. Тенденция к неоправданно широкой трактовке металлогении активизированных областей привела к тому, что само понятие об активизированных областях вышло далеко за пределы первоначального смысла.

АКТИВИЗИРОВАННЫЕ ОБЛАСТИ — ТРЕТИЙ ОСНОВНОЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ МАТЕРИКОВ

Основные закономерности тектоники геосинклиналей и платформ были установлены в результате геологического изучения Европы и Северной Америки. Но еще в начале XX в. В. А. Обручев (Избранные труды, 1958—1964) доказал, что история развития Восточной Сибири и Центральной Азии в мезозое и кайнозое не укладывается в классическую схему превращения геосинклинали в устойчивую платформу. Эти территории после палеозойской складчатости были подвергнуты энергичному размыву, а современный рельеф создан неоднократными движениями по разломам, которые сопровождались осадконакоплением и вулканизмом. Образованные таким путем горные сооружения В. А. Обручев относил к особому типу «возрожденных гор». Впоследствии выяснилось, что они представляют особый тип не только рельефа, но и структур земной коры.

Начало современным представлениям о тектонике Китайской платформы положила небольшая заметка Ю. М. Шейнманна (1937), в которой он, опираясь на отрывочные в то время данные о синийских отложениях Китая, Бирмы, Советского Дальнего Востока, высказал идею о том, что они являются остатками платформенного чехла древнего Синийского щита, существовавшего уже в протерозойское время. Появление в пределах щита палеозойских и мезозойских складчатых сооружений Ю. М. Шейнманн связал с более поздними процессами раздробления и погружения.

В 1940 г. Г. Ф. Мирчинк в четкой и определенной форме высказал мысль о существовании третьего, кроме геосинклинальных зон и платформ, крупнейшего элемента земной коры, названного им

глыбовыми зонами. Отличительной особенностью глыбовых зон, писал Г. Ф. Мирчинк, «...является стремление к вертикальным дифференциальным движениям масс с разрывом сплошности пород по трещинам, с излиянием по ним мощных лав, преимущественно базальтов, и образование интрузий из нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов. Не менее характерны для этих глыбовых зон мощные более или менее сильно дислоцированные, нередко грубообломочные осадки, образованные за счет прилежащих к впадинам приподнятых глыб» (1940, стр. 54). Примерами глыбовых зон служат южная часть Алданского массива с прилежащими к нему с юга горными сооружениями, излияния траплов на Сибирской платформе, Донбасс с его разнообразными щелочными породами, впадины Средней Азии и Центрального Казахстана, нарушенный разломами Кольский полуостров со щелочными интрузивами, заполненные континентальными отложениями впадины Дальнего Востока и др. По мнению Г. Ф. Мирчинка, в истории Земли глыбовые структуры появляются в конце палеозоя и начинают играть ведущую роль с тихоокеанской «революционной фазы преобразования земного шара».

Дальнейшее развитие представлений о третьем структурном элементе мы находим в работах Е. В. Павловского (1948, 1953). Отвергая мысль о том, что после альпийского орогенеза земная кора перешла в стадию параплатформы, Е. В. Павловский обращает внимание на мощный процесс аркогенеза — длительное формирование крупных сводовых поднятий, разделенных прогибами, — который с особой силой начинает проявляться с конца юры — мела в Южной Якутии, Восточной Сибири, Центральной Азии, Тянь-Шане и в других местах. Эти движения, по его мнению, ни в коем случае нельзя рассматривать как поверхностные, они безусловно охватывают огромные толщи твердой оболочки Земли, о чем можно судить по интенсивности магматических проявлений, связанных с аркогенезом (формирование гранитоидных и щелочных интрузий, мощные излияния лав кислого и основного состава), а также по геофизическим данным (отрицательные аномалии под крупными впадинами, заполненными осадочными отложениями).

Развивая идеи Ю. М. Шейнманна, Г. Ф. Мирчинка и Е. В. Павловского на примере восточных районов Китая, Чен Го-да (Chen Kuo-ta, 1956; Chen Kuo-ta, 1957; Chen Quo-da, 1959; Chen Kuo-da, 1960) * назвал третий основной структурный элемент земной коры «районами дива» (diwa region). Термин «дива» на китайском языке обозначает особый тип депрессий на древней платформе, заполненных континентальными и реже морскими «отложениями дива». Это главным образом песчаники и глинистые сланцы с прослоями конгломератов и известняков, перемежающиеся с туфами, риолитами, базальтами и др. Мощность их от 1 до 4 и даже 7—8 км. Для «районов дива», согласно представлениям Чен Го-да, характерны три структурных

* В разных работах дана разная английская транскрипция имен китайских ученых.

этажа, из которых два первых аналогичны складчатому фундаменту и осадочному покрову обычных платформ, а третий представлен «отложениями дива». Другими особенностями этих районов Чен Го-да считает: довольно интенсивную складчатость, сопровождаемую сбросами, мощный, преимущественно гранитоидный магматизм, явные неотектонические движения, высокую сейсмичность, расчлененный рельеф. По мнению Чен Го-да, развитие земной коры идет в такой последовательности: геосинклиналь — платформа — «районы дива».

Хуан Цзи-цин (1961, Huang, 1959, 1960), возражая Чен Го-да относительно самостоятельного значения «районов дива», считает Китайскую платформу представителем параплатформ, отличающихся от ортоплатформ следующими признаками:

Ортоплатформы

1. Фундамент сильно консолидирован
2. Осадочный чехол сложен типичными платформенными отложениями небольшой мощности
3. Интенсивные складки и разрывы не характерны, а поздняя тектоническая деятельность незначительна
4. После образования платформ магматическая деятельность кислого — среднего состава слабо проявлена
5. Развита крупная поднятия и впадины — антеклизы и синеклизы
6. Глубинные разломы выражены слабо, осадочный чехол слабо нарушен

Параплатформы

1. Фундамент слабо консолидирован
2. Осадочный чехол состоит из типичных платформенных отложений значительно большей мощности, иногда приближающихся к геосинклинальным (кремнистые, грауполитовые сланцы и др.)
3. Типична интенсивная тектоника глыбового или переходного типа
4. Магматическая активность высокая: интрузии гранитоидных пород и различные эффузивы
5. Линейные в палеозое и неллинейные в мезокайнозое впадины заполнены мощными молассовыми и угленосными формациями
6. Глубинные разломы, рассекающие и фундамент, и осадочный чехол обнаруживают большую активность в каждом орогеническом цикле

Если сравнить между собой работы Чен Го-да и Хуан Цзи-цина, нетрудно убедиться, что они опираются в сущности на одни и те же особенности геологического строения Китайской платформы, но дают им различную интерпретацию. Хуан Цзи-цин характеризует суммарный результат геологической истории составных частей платформы, а Чен Го-да делает основной упор на мезозойскую активизацию.

В. А. Масайтис, Ю. Г. Старицкий (1963) показали, что представления Че Го-да о специфике развития Китайской платформы в мезозое справедливы и для многих восточных районов СССР, и что эти районы также принадлежат к третьему основному структурному элементу земной коры в понимании Чен Го-да.

В. В. Белоусов (1956, 1962) определил мезокайнозойский период развития Китайской платформы как процесс тектонической активизации, знаменующий новую форму развития земной коры и проявляющийся и на месте платформ (эпипротерозойских, эпикаледонских и эпигерцинских), и на месте альпийских геосинклиналей. Тектоническая активизация, по его мнению, — лишь одно из явлений базальтовой стадии развития земной коры, включающей, кроме того, массовые излияния плато-базальтов, внедрение в земную кору гигантских базальтовых даек и океанизацию гранитной коры.

Н. П. Херасков (1963) подошел к характеристике третьего структурного элемента земной коры на формационной основе и выделил в дополнение к платформенному геосинклинальному «орогенный тип формаций». В качестве его отличительных особенностей Н. П. Херасков перечислил, в сущности, те же признаки, что и Г. Ф. Мирчинк и Чен Го-да: накопление в горных областях, преобладание обломочных и грубообломочных континентальных отложений, появление изолированных и полуизолированных бассейнов аккумуляции (в том числе лагунных), формирование вулканогенных серий и т. д. Применив для третьего структурного элемента земной коры термин «орогенные области», Н. П. Херасков значительно расширил его объем и наметил четыре типа тектонических обстановок, при которых возникают орогенные формации:

1) на платформах или на ранее сивелированном цоколе геосинклинальных складчатых структур (Северо-Китайский платформенный массив, Тянь-Шань);

2) на платформах в начальной стадии образования синеклиз (рифейские отложения Пачелмского прогиба на Русской платформе);

3) в краевых и внутренних прогибах при замыкании геосинклинальных систем (верхнепалеозойские формации герцинид и неогеновые формации средиземноморских альпид);

4) на крупных геоантиклиналях в геосинклинальную стадию (юра и мел Приханкайского массива).

А. Л. Яншин (1965), опираясь на тектоническую карту Евразии м-ба 1 : 5 000 000, показал, что в пределах Азиатского материка существуют четыре категории структур, которые, строго говоря, не могут быть отнесены ни к группе геосинклинальных, ни к группе платформенных, а именно:

1) впадины и прогибы, развивавшиеся в среднем и верхнем палеозое в областях каледонской и отчасти байкальской складчатости;

2) наложенные мезозойские впадины восточной окраины Азиатского материка (тихоокеанские впадины М. С. Нагибиной);

3) неотектонические впадины, связанные с эпиплатформенным орогенезом;

4) Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс, не имеющий аналогов в других районах Евразии.

Как уже отмечалось, Г. Ф. Мирчинк (1940) рассматривал глыбовые зоны не только как структурные, но и как определенные исторические элементы земной коры, появляющиеся в конце палеозоя после догеосинклинальной и платформенно-геосинклинальной стадии. Древнейший этап развития земной коры до образования гранитных куполов включительно, когда не существовало ни линейных геосинклиналей, ни платформенного чехла, Е. В. Павловский (1962) назвал нуклеарным. Он закончился примерно 2,5 млрд. лет назад. Следующий, протогеосинклинальный этап (от 2,5 до 1,7—1,9 млрд. лет) характеризовался накоплением вулканических пород основного и кислого состава, джеспилитов и аркозов в пределах обширных и глубоких линейных прогибов, отличавшихся простотой строения, отсутствием ярко выраженных внутригеосинклинальных поднятий, фациальной устойчивостью осадков. В результате карельской складчатости уже были созданы крупные платформы — ядра будущих континентов, геосинклинальный процесс локализовался в промежуточных между ними областях и в дальнейшем претерпел длительную эволюцию в течение рифейской, байкальской, каледонской, герцинской, альпийской складчатостей. Весь огромный новый материал (Тектоника Евразии, 1966) подтверждает идею о направленном необратимом развитии структур земной коры, которую так энергично отстаивал Н. С. Шатский.

Разбирая общие геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений, Н. С. Шатский (1960) пришел к выводу, что отличия в строении, магматизме и минерализации каледонид, герцинид и альпид объясняются не разным уровнем денудации и не спецификой развития отдельных структурно-фациальных зон, а принадлежностью этих складчатых сооружений к разным этапам единого процесса формирования земной коры. Так, каледониды закончили свое существование как складчатые зоны в раннем периоде развития. Герциниды с их невероятным количеством кислой магмы стали кульминационным пунктом проявления складчатости земной коры, причем герцинские гранитоиды распространились далеко в прилегающие платформы. Альпийская эпоха явилась конечной в длинной цепи превращений складчатых зон, но она еще не закончилась. Н. С. Шатский указал на существование глубокой дисимметрии земной коры, своеобразии Тихоокеанского пояса с его специфической и яркой металлогенией. Все европейские и восточноамериканские складчатые области развивались между древними платформами, наращивая их, и с течением времени сами становились все более и более устойчивыми. В Тихоокеанском же поясе, окружающем глубоководную океаническую впадину, напротив, наблюдается раздробление древних платформ и других древних сооружений. «Таким образом, — писал Н. С. Шатский, — в общем

тектоническом распределении месторождений я вижу два процесса, с одной стороны, нормальный процесс развития складчатых зон, который выражается в серии каледонид, герцинид и альпид, и второй, наложенный на них. Этот второй процесс, связанный с диссимметрией земной коры, с образованием Тихоокеанского пояса, начал развиваться, может быть, с конца палеозоя» (1960, стр. 17).

Переход в конце архея — начале протерозоя от нелинейных структурных элементов земной коры к геосинклинально-платформенным, Ю. М. Шейнманн (1970) объясняет сменой глубинных процессов. В архее тектонические явления определялись мощным и повсеместным притоком энергии, генерируемой в своей главной части в земной коре, позже верхних горизонтов земной коры достиг легкий дифференциат — результат разделения первичного вещества Земли и образования ядра.

В последнее время некоторые исследователи связывают с тектономагматической активизацией древних платформ образование траппов, ультраосновных интрузий центрального типа, кимберлитов и соответствующих месторождений (Корешков, 1960; Комаров, Одинцов, Хренов, 1964; Радкевич, 1965). По мнению автора, их правильнее относить к платформенному этапу развития. Трапповые области весьма специфичны. Для них характерны отсутствие линейности и значительных перемещений блоков земной коры, однотипность основных магм на большой площади и их малая дифференцированность, огромная суммарная энергия, зарождение расплавов на глубине порядка 100 км (Белоусов, 1966; Шейнманн, 1968). Они наследуют положение синеклиз, начинают формироваться в платформенных условиях и заканчивают развитие в период тектономагматической активизации. Во многих массивах центрального типа ультраосновное ядро образовано в платформенных условиях в результате полного или частичного выплавления вещества мантии, а внешнее кольцо щелочных пород отделено от ядра огромным временным интервалом и только повторяет его форму.

Иное дело гранитоидные интрузии, возникающие в осадочно-метаморфической оболочке и распространенные как в мезозойских геосинклинальных областях, так и на огромных пространствах Китайской платформы и других консолидированных структур Восточной Азии. Характерным признаком гранитоидного магматизма на активизированных платформах, так же как и в складчатых областях, является теснейшая пространственная и временная связь с поднятиями (Кузнецов, Яншин, 1969). По-видимому, образование магм в земной коре неизбежно сопровождается значительным увеличением объема и вызывает воздымание соответствующего участка. Вместе с тем для гранитоидных интрузий типична связь с зонами глубинных разломов, по которым с более низких уровней поступают потоки сквозьмагматических растворов.

Проявление в активизированных областях гранитоидного магматизма в его интрузивной и эффузивной форме создает большие труд-

ности при разграничении активизированных складчатых областей и тектонических зон, возникших на заключительном этапе формирования геосинклинальных поясов, особенно в тех регионах, где перерыв между складчатостью и образованием орогенного этажа невелик, например в складчатых системах герцинид и мезозоид. Наглядным тому примером служат дискуссии по тектонике и металлогении Восточного Забайкалья, Сихотэ-Алиньской складчатой области и одноименного вулканического пояса и др. Все это вместе взятое приводит к весьма противоречивым представлениям о соотношениях между геосинклинальным процессом и тектоно-магматической активизацией. обстоятельный обзор этих представлений дан А. Д. Щеголовым (1970, 1971).

Для обозначения процессов активизации и соответствующих структурных элементов используются разные названия: тектоническая, тектоно-магматическая, отраженная и автономная активизация, омоложение, реювенация, активизированные платформы, подвижные платформы, активизированные складчатые области, районы «дива», эпигонали, орогенные области, области эпиплатформенного орогенеза и др. В настоящей работе в качестве наиболее широкого термина использовано название «активизированные области».

С учетом сказанного выше активизированные области можно определить как структуры первого порядка, возникшие в ходе эволюционного развития земной коры на месте платформ и древних складчатых областей в результате тектонических движений, сопровождавшихся формированием орогенного структурного этажа, после того как прекратилось воздействие заключительных этапов геосинклинального цикла и произошло изменение тектонического плана. Они подразделяются на «области тектонической активизации», в которых продукты магматической деятельности играют резко подчиненную роль в строении орогенного структурного этажа или вовсе отсутствуют, и «области тектоно-магматической активизации», где омоложение древних структур сопровождается интенсивным наземным вулканизмом и внедрением гранитоидных и щелочных интрузивов.

Исходя из идеи о направленном развитии земной коры, для обозначения процессов переработки щитов и платформ в позднем докембрие можно предложить название «протоактивизация» подобно тому, как древнейшие подвижные зоны именуется «протогеосинклиналями», а относительно более устойчивые — «протоплатформами».

Наиболее ярко тектоническая активизация выражена в Средней Азии, где в течение неогена и антропогена интенсивные и контрастные неотектонические движения охватили палеозойские складчатые области и отдельные участки молодых эпипалеозойских платформ (Активизированные зоны земной коры, 1964; Ханн, 1965). Среди покровных мезо- и кайнозойских отложений Средней Азии продукты магматизма практически отсутствуют, а проявления рудной минерализации имеют эпигенетический характер и связаны в основном



с крупными водонапорными системами (Попов, Гольдштейн, 1968). Процессы тектоно-магматической активизации и соответственно эндогенное рудообразование наиболее широко и разнообразно проявлены в Восточной Азии.

АКТИВИЗИРОВАННЫЕ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ИХ ГРУППИРОВКА

В Восточной Азии в тектоно-магматическую активизацию были вовлечены разнородные древние сооружения — платформы на докембрийском и палеозойском основании, а также консолидированные палеозойские складчатые области — байкальские, каледонские, герцинские. В процессе активизации возникли и наложенные вулканические пояса.

На рис. 1 изображены главнейшие структурные элементы этой территории на границе триаса и юры, т. е. к началу мезозойской тектоно-магматической активизации. Схема в основном соответствует Тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966), за исключением трактовки Буреинского массива и прилегающих к нему с юга районов как северо-восточного выступа Китайской платформы.

Чтобы оттенить своеобразие активизированных областей Восточной Азии, необходимо хотя бы в общих чертах сказать о геологическом строении и металлогении мезозойских геосинклинально-складчатых областей — Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алиньской.

По данным С. М. Тильмана и др. (1969), в триасе и юре, когда в Верхояно-Чукотской геосинклинальной области продолжалось интенсивное прогибание и формирование верхоянского комплекса, в Анадырско-Корякской кайнозойской складчатой системе господствовал квазиплатформенный режим. Заложение системы произошло в поздней юре и вплоть до готерива в ней существовали крупные эв- и многогеосинклинальные прогибы.

Исследования В. Н. Сакса (1940), К. Я. Спрингиса (1958), Ю. М. Пушаровского (1960) подтвердили идею Н. П. Хераскова (1935) о том, что Сибирская платформа раньше распространялась на восток гораздо дальше современной ее границы с Верхояно-Чукотской складчатой областью. Тектонический режим на площади мезозой в течение синиия и почти всего палеозоя характеризовался, по Ю. М. Пушаровскому, условиями подвижной платформы: в это время здесь накопились многокилометровые комплексы преимущественно карбонатных пород, которые сейчас обнажаются в краевых поднятиях Колымского срединного массива совместно с докембрийскими глубоко метаморфизованными породами. Геосинклинальному этапу развития мезозойской складчатой области (от среднего карбона до средней юры включительно) соответствует формирование песчано-сланцевого верхоянского комплекса. Наиболее длительное и глубокое прогибание испытала внутренняя зона геосинклинали, примыкающая к Колымскому срединному массиву, где суммарная мощность

палеозойских и мезозойских отложений достигает, по-видимому, не менее 15—20 км. В течение верхней юры и мела произошло преобразование геосинклинальной области в платформенную, сопровождаемое мощной мезозойской складчатостью, крупным поднятием территории, глубокими расколами, внедрением гранитоидных интрузий, развитием межгорных наложенных впадин. В целом для Верхояно-Чукотской складчатой области характерны сравнительно простые пликативные структуры (коробчатые, ступенчатые, угловатые складки верхоянского комплекса) и только на границе Колымского срединного массива развиты наклонные и опрокинутые линейные складки, осложненные согласными разломами. Именно к обрамлению срединного массива и приурочен гигантский пояс гранитоидных интрузивов.

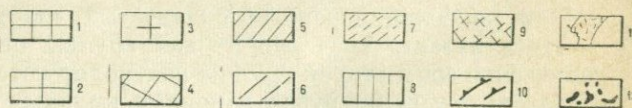
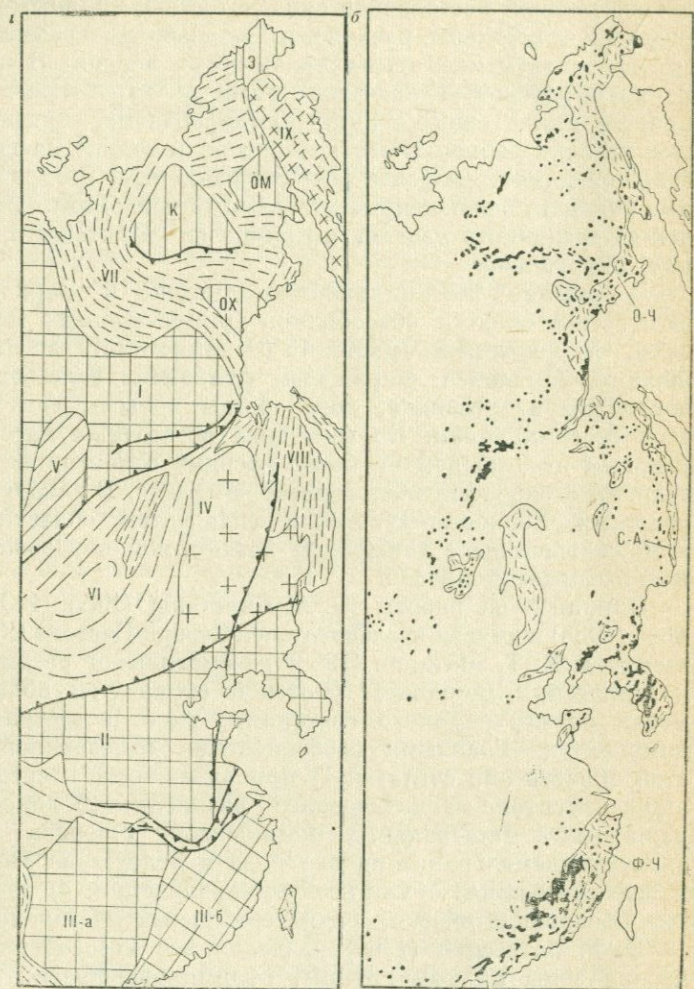
В течение геосинклинального этапа в Верхояно-Чукотской складчатой области обособились три остаточных массива — Охотский, Омолонский и Чукотский (Эскимосский), где мощности верхоянского комплекса сокращены, фундамент залегает сравнительно неглубоко и, очевидно, переработан меньше, чем во внутренней зоне геосинклинали. Во всех трех остаточных массивах с резким угловым несогласием на более древних отложениях залегает мезозойский осадочно-вулканогенный комплекс. В заключительный этап развития Верхояно-Чукотской складчатой области почти вдоль всей ее границы с Сибирской платформой образовался Приверхоянский краевой прогиб.

Опираясь на работы Ю. А. Билибина (1935, 1937), С. С. Смирнова (1936) и других исследователей Северо-Востока СССР, В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов (1958) рассматривают развитие эндогенной металлогении Верхояно-Чукотской складчатой области в зависимости от структурного состояния, типа и состава интрузивных комплексов. Главными особенностями мезозойской металлогении этой области они считают: 1) принадлежность к средним и поздним этапам тектоно-магматического развития, 2) линейно зональное размещение минеральных комплексов, 3) связь месторождений с интрузивами гранитоидного ряда и вследствие этого благородно-и редкометальный облик всей минерализации, 3) резкое преобладание послемагматических гидротермальных месторождений.

В. Т. Матвеевко (1960) разделил все мезозойские металлогенические зоны на три группы, сформировавшиеся: 1) в начальные этапы развития геосинклинали, 2) в главную фазу складчатости и 3) в консолидированных складчатых сооружениях.

Практическое значение первой группы не выяснено. Металлогенические зоны второй группы контролируются в основном поясами «добатолитовых» интрузий и цепями крупных гранитоидных интрузивов. К ним относятся Яно-Индигино-Колымская зона золотого оруденения, протягивающаяся параллельно юго-западной границе Колымского срединного массива на 1100 км при ширине до 200 км, Аллах-Юнская и Мало-Аньюнская золотоносные зоны, Полоусненско-Колымская зона и ее восточное продолжение Улахан-Сисская зона,

совпадающие с гигантским поясом колымских гранитоидов и объединяющие месторождения олова, вольфрама, молибдена, мышьяка, кобальта, Чаунская оловорудная зона и др.



Металлогенетические зоны третьей группы косо или поперек пересекают складчатые структуры, вмещают малые трещинные интрузивы и несут олово-сульфидное, серебро-свинцово-цинковое, медно-вольфрамовое и сурьмяно-ртутное оруденение. Характерными пред-

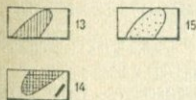
ставителями этой группы являются Депутатская, Эгехайская, Нельгехэ-Дербекинская зоны, сосредоточенные вблизи западного окончания Колымского массива, Валькумейская зона и др.



Рис. 1. Схема размещения мезозойских вулканических поясов, интрузивов и эндогенного оруденения в тектонических структурах Восточной Азии. (Схема составлена на основании тектонических карт Евразии в м-бе 1 : 5 000 000, Китая в м-бе 1 : 4 000 000. Северо-Востока СССР в м-бе 1 : 2 500 000. Контуры рудоносных площадей нанесены по данным К. Б. Ильина, М. И. Ицксона, Л. И. Красного, Ся Сян-жуна, Чжу Цзюня и др.)

a — главные тектонические элементы Восточной Азии на границе триаса и юры, *б* — мезозойские вулканические пояса, гранитоидные и щелочные интрузивы, *в* — рудоносные площади мезозойского возраста 1—4 — платформы на архейском (1), верхнепротерозойском (2), нижнепалеозойском (3), среднепалеозойском (4) основании; 5—6 — складчатые области нижнепалеозойского (5) и средне—верхнепалеозойского (6) возраста; 7 — мезозойские геосинклинальные области; 8 — срединные массивы и выступы палеозойского основания в мезозойских геосинклинальных областях; 9 — область эпипалеозойской «квазиплатформы»; 10 — разломы; 11 — мезозойские вулканиды; 12 — мезозойские гранитоидные и щелочные интрузивы; 13—15 — площади развития мезозойского эндогенного оруденения, ассоциирующегося с вулканоплутоническими комплексами (13), гипабиссальными интрузивными комплексами (14) и не обнаруживающего явных связей с продуктами магматической деятельности (15). Символами обозначены ведущие рудные элементы.

I — восточная часть Сибирской платформы; II — Северо-Китайский платформенный массив; III — Южно-Китайский платформенный массив (III-а — эпипротерозойская, III-б — эпикаледонская часть массива); IV — Северо-восточно-Китайский платформенный массив; V — Байкальская; VI — Монголо-Охотская складчатая область; VII — Верхояно-Чукотская складчатая область (К — Колымский, Ох — Охотский, Ом — Омолонский, Э — Эскимосский массивы); VIII — Сихотэ-Алиньская складчатая область; IX — эпипалеозойская «квазиплатформа» — основание Анадырско-Корянской геосинклинальной системы; О-Ч — Охотско-Чукотский, С-А — Сихотэ-Алиньский, Ф-Ч — Фудзяньско-Чжэцзянский вулканические пояса



Сихотэ-Алиньская мезозойская складчатая область по геологическому строению и истории развития в мезозое во многом сходна с Верхояно-Чукотской. Она заложена в среднем палеозое (предположительно в карбоне) частично на северо-восточном выступе

Китайской платформы, частично — на ранее консолидированной нижнепалеозойской складчатой области. Геосинклинальный режим существовал здесь до сенона, когда территория Сихотэ-Алиня превратилась в молодую платформу. Для этой складчатой области характерны четкие линейные синклиории и антиклиории, а также протяженные вулканические пояса, параллельные главным структурным элементам. Верхнемезозойские гранитоидные интрузивы располагаются главным образом вдоль Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва. На территории Приморья Е. А. Радкевич (1963) выделяет внутри Сихотэ-Алиньской складчатой области три главных металлогенических элемента: 1) зону Сихотэ-Алиньского антиклиория с золотом, вольфрамом, оловом и др., 2) Восточно-Сихотэалиньскую оловоносную зону, приуроченную к одноименному антиклиорию, и 3) прибрежную полиметаллическую зону, совпадающую с прибрежным поднятием и наложенным на него вулканическим поясом мелового — третичного возраста. В северной части этого пояса локализуются золоторудные месторождения. Несомненное положение в Сихотэ-Алиньской складчатой области занимает Бадкало-Мяо-Чанский рудный район с его крупнейшими оловянными месторождениями и многочисленными проявлениями ртутного оруденения.

Главными структурными элементами восточной части Сибирской платформы, граничащей с Верхояно-Чукотской складчатой областью, являются Алданская и Анабарская антеклизы, протерозойская складчатая область Становика — Джугджура, Прибайкальский и Юдомо-Майский перикратанные прогибы и Вилюйская впадина. Фундамент восточной части Сибирской платформы сформировался в архее и нижнем протерозое, а осадочный чехол — в течение среднего протерозоя — нижнего палеозоя. От синия до конца палеозоя тектонический режим был сравнительно спокойным. В мезозое произошла активизация ранее сформированных платформенных структур. Мезозойские деформации Алданского щита привели к воздыманию горстов, образованию по южной границе щита прогибов, заполненных угленосными отложениями; сопровождалась они внедрением гипабиссальных интрузий щелочноземельной и щелочной магмы (Геология Сибирской платформы, 1966.) Анабарская антеклиза характеризуется более спокойным залеганием сино-кембрийского чехла. Разрывные нарушения здесь проявлены значительно слабее, чем на Алданской антеклизе, и обычно выполнены дайками и интрузивными телами траппов.

Юдомо-Майский перикратонный прогиб отличается большими мощностями среднепротерозойских-кембрийских терригенно-карбонатных отложений, разбитых и смятых в коробчатые складки. Вилюйская впадина заполнена юрскими и меловыми угленосными отложениями. Кристаллическое основание здесь опущено на глубину более 5000 м. Складчатые структуры впадины очень пологие.

Проявления мезозойской магматической деятельности не установлены.

Геосинклинальные системы байкалид — Байкало-Витимская и Становика — Джугджура (Салоп, 1958) — были заложены на архейском основании в нижнем протерозое и закончили свое развитие в нижнем кембрии. Во время верхнепротерозойской складчатости здесь образовались огромные массивы гранитов. Мезозойские тектонические движения и магматизм проявились с наибольшей силой в складчатой области Становика — Джугджура, где в юрское время по крупным разрывам внедрили многочисленные гранитоидные интрузивы (Красный, 1960₁).

Характерной особенностью Алданского щита является полицикличность оруденения, сочетание архейской, протерозойской, синийской и мезозойской металлогенических эпох, из которых главное значение имеют архейская и мезозойская (Билибин, 1941; Дзевановский, 1960; В. И. Смирнов, 1963). С формированием архейского метаморфического комплекса здесь связано образование крупнейших флогопитовых и железорудных месторождений, к протерозойскому времени относится появление пьезокварцевых месторождений, а в области Становика — Джугджура — внедрение анортозитов с титановым оруденением. Для синийской металлогенической эпохи характерны ультраосновные (со щелочным уклоном) интрузивы, сопровождаемые рудоносными карбонатитами и платиновой минерализацией. Наконец, мезозойская металлогеническая эпоха ознаменована формированием комплекса щелочных пород и сопутствующих ему гидротермальных месторождений золота, молибдена, флюорита, из которых главные — золоторудные месторождения.

Тектоническое положение Монголо-Охотской складчатой области, или, точнее, время завершения ее геосинклинального развития, определяются по-разному. На двух тектонических картах СССР, (1953, 1957 гг.), составленных под руководством Н. С. Шатского, в сводке по геологическому строению СССР (1958 г.), а также на мелкомасштабной тектонической карте СССР, изданной под редакцией А. А. Богданова (1961 г.), она отнесена к мезозоидам. Вместе с тем в объяснительной записке по второму изданию тектонической карты СССР Н. С. Шатский указал, что ее правильнее относить к герцинидам. Эта идея подробно разработана М. С. Нагибиной (1958, 1960, 1963₂) и отражена на тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966).

Основу структурного плана Монголо-Охотской области создали позднепротерозойские — раннепалеозойские разломы и складчатость. От среднего кембрия до ордовика в ее пределах существовал геосинклинальный режим. В течение силура — нижнего карбона произошло значительное прогибание геосинклинальной области, завершившееся складчатостью и внедрением гранитоидных интрузивов. Со второй половины карбона и до верхнего триаса значительная часть территории испытывала поднятие (Падалка и др., 1958). Затем тектонические движения снова усилились, образовалась серия

верхнетриасовых и юрских прогибов, заполненных в нижней части морскими, в средней — угленосными и в верхней — вулканогенными отложениями. Самый крупный из этих прогибов — собственно мезозойская геосинклиналь Восточного Забайкалья — соединился, по-видимому, с Сихотэ-Алиньской геосинклинальной областью. В начале верхней юры произошла складчатость и внедрились многочисленные гранитоидные интрузии трещинного типа. На заключительной стадии развития Монголо-Охотской складчатой области возникли наложенные прогибы. К ним приурочены меловые вулканогенно-осадочные отложения мощностью до 1500 м. С особенной интенсивностью верхнемезозойский вулканизм проявился на Большом Хингане. Наложённые межгорные впадины развивались и в кайнозойе, постепенно заполняясь терригенными отложениями.

Связующим звеном между Сихотэ-Алиньской и Монголо-Охотской складчатыми областями служит Главный Приамурский (Тукурингский) пояс коренных и россыпных месторождений золота, который начинается в Нижнем Приамурье и протягивается почти на 1500 км по границе Монголо-Охотской области со Становиком — Джугджуром в Восточное Забайкалье, где соединяется с Шилка-Олекминским золото-молибденовым поясом (Воларович, 1963; Ицксон М. И., 1963^{1, 2}; Ицксон и др., 1960; Ярмолюк, 1963).

На территории Восточного Забайкалья помимо преобладающего мезозойского оруденения известны палеозойские контакто-метасоматические месторождения железа, но они не имеют практического значения. С. С. Смирнов (1936, 1944) подразделил мезозойские месторождения на две возрастные группы — верхнеюрскую и нижнемеловую — и выделил в Восточном Забайкалье три рудных пояса — олово-вольфрамовый, золото-молибденовый и полиметаллический. В общей схеме металлогенической зональности оруденение размещается параллельно тектоническим структурам, причем Центральный редкометальный пояс вытянут вдоль оси мезозойской геосинклинальной зоны, Шилка-Олекминский золото-молибденовый пояс проходит в каледонских или байкальских складчатых сооружениях, омоложенных в мезозойское время, Приаргунский полиметаллический пояс располагается в краевой части мезозойского прогиба. Особое положение в Восточном Забайкалье занимают эпитермальные месторождения флюорита, золота (балецкого типа), вольфрама, ртути и сурьмы. Сформированные в меловое время, они отчетливо тяготеют к наложенным прогибам, ограниченными разломами и заполненными вулканогенно-осадочными отложениями. Перекрывая другие металлогенические пояса, низкотемпературные флюоритовые месторождения распространяются в область активизированных каледонских структур Западного Забайкалья, где, кроме того, развито и мезозойское молибдено-вольфрамовое оруденение (Щеглов, 1963).

Китайская платформа была консолидирована еще в досинийское время, но в палеозое и мезозое распалась на отдельные блоки вследствие образования более молодых складчатых зон (Шейнманн, 1937). Последние по морфологическим особенностям отличны от складча-

тых зон геосинклинальных областей и представляют собой внутри-платформенные сооружения (Синицын, 1948). Для обозначения составляющих Китайскую платформу структурных элементов II порядка китайские геологи предлагают термин «платформенный массив», а для элементов третьего порядка термины «платформенный антиклинорий», «платформенный синклинорий», «парагеосинклинальная зона». В восточной части Азиатского материка они разделяют Китайскую платформу на три платформенных массива: Северо-восточно-Китайский, Северо-Китайский и Южно-Китайский, которые отличаются по характеру пород фундамента, разрезу осадочного чехла и тектоническому строению (Основы тектоники Китая, 1962).

Северовосточно-Китайский платформенный массив был консолидирован в заключительные фазы байкальской складчатости, и здесь платформенные отложения синия — нижнего кембрия смяты в узкие складки и заключены среди огромных масс нижнепалеозойских гранитов, обнажающихся в Бамяньтунском платформенном антиклинории, Буреинском и Уссури-Ханкайском кристаллических массивах (Хуан Цзи-цин, 1961; Основы тектоники Китая, 1962). От среднего кембрия до ордовика Северовосточно-Китайский платформенный массив испытывал поднятие. В течение среднего — верхнего палеозоя в его южной части образовались Гиринская и Тайпинлинская парагеосинклинальные зоны. Во время мезозойских движений в Северовосточно-Китайском массиве возникли крупные разломы северо-восточного и северо-западного простирания, которые контролируют размещение угленосных прогибов, продуктов наземного вулканизма, а также интрузивов среднего — кислого состава.

Почти все публикации по рудоносности Северовосточно-Китайского платформенного массива относятся к его крайним выступам — Буреинскому и Уссури-Ханкайскому массивам (Радкевич, 1965; М. И. Ициксон и др., 1947). Здесь распространены метаморфогенные месторождения железа, марганца, фосфора, графита, доломита, магнезита, приуроченные к блокам протерозойских — нижнекембрийских пород. К палеозойскому времени относится формирование довольно разнообразных эндогенных месторождений: меди, молибдена, золота, ассоциирующихся с диоритами-гранодиоритами, свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах, месторождений олова, флюорита и др. Процессы мезозойской активизации, наиболее ярко проявившиеся в восточной части Буреинского массива, привели к образованию здесь наложенного Хингано-Баджальского вулканического (и одноименного металлогенического) пояса, с которым связаны месторождения олова, сурьмы, флюорита, молибдена.

В Северо-Китайском платформенном массиве фундамент сложен глубокометаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами архея, которые здесь обнажаются на обширных площадях. На них резко несогласно располагается синийско-нижнепалеозойский покров, смятый в простые пологие складки. От синия до ордовика на площади массива происходили дифференциальные колеба-

тельные движения. После среднего ордовика весь Северо-Китайский платформенный массив был приподнят и только в верхнем палеозое в отдельных впадинах отложились континентальные (иногда угленосные) толщи. Мезозойские движения выразились в виде глыбово-складчатых дислокаций кристаллического фундамента, погружения отдельных ограниченных разломами блоков (Ордосская и Хэхуайская впадины) и, наконец, складчатости осадочного чехла, которая наиболее сильно проявилась в Яньшаньском платформенном синклинории. В восточной части массива в юрское — меловое время внедрились гранитоидные интрузивы.

На Северо-Китайском платформенном массиве широко и разнообразно проявлено и древнее докембрийское, и молодое мезозойское оруденение (Основы тектоники Китая, 1962). В этом отношении он сходен с Алданским щитом. Правда, набор полезных ископаемых здесь иной. Среди докембрийских месторождений главное значение имеют железистые кварциты аньшаньского типа, а также слюдonoносные пегматиты, некоторые месторождения золота, меди и никеля (ассоциирующиеся с основными интрузивами), молибдена, железа (с редкими элементами) и др. Почти весь Северо-Китайский платформенный массив вовлечен в сферу мезозойской металлогении. Но наибольшая концентрация мезозойского оруденения наблюдается в его восточной части — на Корейском полуострове. Так, по данным К. Б. Ильина (1962), здесь развит очень широкий комплекс полезных ископаемых: свинец, цинк, золото, серебро, вольфрам, молибден, флюорит, барит, сурьма, бор, ртуть, олово, кобальт, никель, редкие элементы и др. За исключением железистых кварцитов, графита, магнезитов, приуроченных к древним комплексам пород, а также месторождений хрома, никеля, кобальта, все остальное оруденение связано с мезозойскими магматическими породами. При этом характерными особенностями Корейского полуострова являются пространственное совмещение различных генетических типов месторождений и залегание главной массы руд цветных и редких металлов в осадочном существенно карбонатном покрове архейского кристаллического фундамента.

Между Северо- и Южно-Китайскими платформенными массивами протягивается полоса крупнейших дислокаций земной коры, которая в восточной части совпадает с Янцзыцзянской парагеосинклинальной зоной, а в западной — с Цинлинской складчатой областью варисского возраста (Синицын, 1955). Для Янцзыцзянской зоны характерно широкое развитие скарновых месторождений железа и меди, локализованных на контактах мезозойских диоритовых интрузивов с известняками триасового и более древнего возраста.

В Южно-Китайском платформенном массиве, где фундамент сложен преимущественно слабо метаморфизованными сланцами и песчаниками, в течение синия, всего палеозоя и триаса преобладало опускание. Западная его часть сформирована на протерозойском основании, восточная — на каледонском.

Для Южно-Китайского платформенного массива типичны наибо-

лее интенсивные дислокации платформенного чехла. В конце мезозоя в восточных районах произошли огромные излияния лав среднего и кислого состава и внедрились многочисленные гранитоидные интрузии. И именно в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации Южно-Китайского платформенного массива образовались крупнейшие месторождения вольфрама, олова, сурьмы, ртути, флюорита и других полезных ископаемых (Хуан Ци-цин, 1952; Ся Сян-чжун, Чжу-цзюнь, 1958).

На востоке, совпадая с одним из боковых ответвлений Фуцзяньско-Чжецзянского вулканического пояса, локализуется зона медных, свинцово-цинковых и флюоритовых месторождений, а в прибрежной части пояса — оловянное оруденение. Подавляющее большинство вольфрамовых месторождений размещается в Южно-Цзянсийской металлогенической области, где наблюдается максимальная концентрация мезозойских гранитоидов. К западу и северо-западу от нее обособляется свинцово-цинковое, оловянное, мышьяковое, золотое, сурьмяное оруденение. Наконец, на максимальном расстоянии от прибрежных районов, вне видимой связи с мезозойскими интрузивами находится ртутная Восточно-Гуйчжоуская металлогеническая область. Несколько изолированное положение занимает в Южном Китае знаменитый оловорудный район Гэцзю. Он примыкает к оловянной области, включающей Северный Вьетнам.

К совершенно особой категории структур, возникших в процессе тектоно-магматической активизации, относится Охотско-Чукотский вулканический пояс. Будучи образован на гетерогенном основании, он наложен и на остаточные массивы Верхояно-Чукотской складчатой области, и на разделяющие их геосинклинальные зоны, и на крайнюю восточную часть Сибирской платформы. Слагающие его изверженные породы среднего — кислого состава принадлежат к особым вулканоплутоническим формациям (Устиев, 1963). Геологические исследования последних лет выявили в Охотско-Чукотском вулканическом поясе эпитермальные месторождения и рудопроявления золота, ртути, серебра, молибдена, сурьмы, что позволило выдвинуть его как новую металлогеническую провинцию СССР, обладающую огромными потенциальными возможностями (Ерофеев, Лугов, 1962).

Из этого краткого обзора видно, насколько разнообразны активизированные области Восточной Азии и приуроченные к ним эндогенные месторождения. Металлогенический профиль одних регионов определяют мезозойские эндогенные месторождения. В других регионах они совмещены с более древними месторождениями, которые также имеют важное практическое значение. Все это создает большие трудности при систематике активизированных областей, анализе их тектоники и металлогении.

Группировка активизированных областей может строиться, очевидно, на разных принципах. Так, К. В. Боголепов (1967) сводит

мезозойские тектонические структуры Сибири к трем основным рядам: континентальному (Яблоново-Становая, Центрально-Сибирская области сводового поднятия), шельфовому (Западно-Сибирская плита, Лено-Енисейский прогиб, Лено-Алданская плита, Ангаро-Вилуйский прогиб) и, наконец, геосинклинальному (Яно-Колымская, Сихотэ-Алиньская геосинклинали).

Т. Н. Спижарский в основу районирования территории СССР кладет тектонический режим как совокупность геологических процессов, в результате которых развивается тот или иной тектонический регион и свойственная ему структура (Геологическое строение СССР, т. II, 1968).

В. Е. Хаин (1971) в качестве основных типов планетарных геоструктурных единиц различает: океанические платформы, срединно-океанические орогенные пояса, геосинклинальные пояса, складчатые эпигеосинклинальные орогенные пояса, молодые и древние платформы и глыбовые эпиплатформенные орогенные пояса. Последние, в свою очередь, состоят из выступов фундамента, именуемых горст-мегаantikлиналями, и разделяющих их межгорных впадин или мега-синклиналей.

В. И. Смирнов (1965₂) подразделил древние платформы по степени пострифейской активизации на четыре группы: 1) интенсивно активизированные (с гранитоидным магматизмом и гидротермальными месторождениями олова, вольфрама, свинца и цинка), 2) активизированные (с кимберлитами, габброидными, щелочными, ультраосновными-щелочными интрузивами и сопутствующей им минерализацией), 3) слабо активизированные (с телетермальными месторождениями свинца и цинка), 4) неактивизированные.

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко (1965) различают четыре типа активизированных областей или «глыбовых зон» с развитием в них: А — кислых гранитов, Б — умеренно кислых гранитоидов и малых интрузий различного состава, В — щелочных гранитоидов и Г — ультраосновных-щелочных пород. Если попытаться применить эту группировку к мезозоидам Восточной Азии, то вся восточная часть Китайской платформы должна быть отнесена к типу А, а Алданский щит — к типам Б и Г.

А. Д. Щеглов (1970) характеризует главные типы областей тектоно-магматической активизации по совокупности признаков: характеру фундамента, специфике тектонического развития, осадочным и вулканогенным формациям, магматизму, металлогеническим особенностям, предполагаемому разрезу тектоносферы. Области автономной активизации он подразделяет на два основных типа — с отчетливо выраженными наложенными структурами и без наложенных структур при ведущем значении разрывных нарушений, а затем внутри этих типов намечает шесть подтипов. Такой комплексный подход безусловно целесообразен. Но сама группировка вызывает замечание из-за излишне широкого толкования тектоно-магматической активизации. Кроме того, в основу выделения подтипов положены разные признаки: стадии развития наложенных прогибов,

характер магматизма, глубина залегания кристаллического фундамента. Наконец, в этой группировке не учтены масштабы областей автономной тектоно-магматической активизации, вследствие чего, например, Алданский щит фигурирует в двух подтипах.

М. И. Ицикзон, Л. И. Красный (1970) на востоке СССР сопоставили два ряда мезозойских структур — геосинклиналиальный и негеосинклиналиальный, или тетрагональный. К первому ряду они отнесли Верхояно-Колымскую, Чукотскую, Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алиньскую складчатые системы, а структуры негеосинклиналиального ряда разделили на три типа: 1) ортогеосинклиналиальный периокеанический пояс Восточного Сахалина и Корякского нагорья; 2) краевые складчато-глыбовые системы Сетта-Дабана и прилегающих частей Юдомо-Майского прогиба; 3) сводово-глыбовые поднятия и сопряженные с ними рифтовые структуры (Южно-Якутский рифт, сводово-глыбовые поднятия Становой области и Забайкалья, Восточно-Азиатский вулканогенный пояс). Это одна из наиболее удачных систематик тектонических структур восточных районов Советского Союза. Однако в силу изложенных выше причин нельзя согласиться с отношением всей Монголо-Охотской складчатой системы к ряду мезозойских геосинклиналиальных структур. Кроме того, в ней недостаточно учтены масштабы и соподчиненность структур негеосинклиналиального ряда (Сетта-Дабан и Восточно-Азиатский вулканогенный пояс).

Поскольку в задачу автора входит анализ соотношений мезозойских тектонических структур с более древними и выяснение связей между ними, то группировку целесообразно строить в зависимости от характера древних тектонических элементов, вовлеченных в мезозойскую активизацию. С учетом всего вышесказанного ее можно представить в следующем виде.

I. Активизированные платформы:

1) на архейско-нижнепротерозойском основании (юго-восточная часть Сибирской платформы, Северо-Китайский платформенный массив);

2) на верхнепротерозойском и нижнепалеозойском основании — западная часть Южно-Китайского массива, Северовосточно-Китайский платформенный массив;

3) на каледонском основании — восточная часть Южно-Китайского платформенного массива.

II. Активизированные складчатые области:

1) на каледонском основании — каледониды Западного Забайкалья;

2) на герцинском основании — Монголо-Охотская складчатая область.

III. Наложённые вулканические пояса: на платформенном и геосинклиналиально-складчатом основании — Охотско-Чукотский, Фуцзяньско-Чжэцзянский.

Дальнейшее подразделение территорий может быть произведено в зависимости от древних (доорогенных) структур более высокого порядка. На платформах это антеклизы, синеклизы (платформенные антиклинории и синклинории в Южно-Китайском платформенном

массиве), перикратонные прогибы, краевые зоны глубинных разломов, в складчатых областях — антиклинории, синклинории, срединные и остаточные массивы.

ВЫВОДЫ

Итак, в Восточной Азии мезозойские тектонические движения захватили не только мезозойские геосинклинальные области (Верхояно-Чукотскую, Сихотэ-Алиньскую), но и Сибирскую и Китайскую платформы, а также ранее консолидированные палеозойские складчатые сооружения.

Заложение Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алиньской геосинклинальных областей относится к концу карбона, когда на раздробленном палеозойском складчатом основании и частично на опущенных блоках Сибирской и Китайской платформ начали накапливаться многокилометровые песчано-сланцевые отложения. В дальнейшем они были дислоцированы в результате верхнеюрской — нижнемеловой складчатости и инъецированы огромными массами гранитоидов.

В противоположность мезозойским геосинклинальным областям восточные части Сибирской платформы и Китайской в конце палеозоя — начале мезозоя находились в состоянии относительного тектонического покоя. Но в начале юры геологическая обстановка на платформах, как и в консолидированных палеозойских складчатых зонах, изменилась; тектонические движения стали более резкими и контрастными. Платформенный чехол вместе с более древними породами был рассечен разломами и местами смят в складки, в межгорных прогибах стали накапливаться континентальные угленосные толщи, на огромных пространствах произошли излияния лав и внедрились гранитоидные (и щелочные на Алданском щите) интрузии. Наиболее мощные проявления мезозойского магматизма связаны с Восточно-Азиатской вулканической цепью, отделяющей внешнюю зону Тихоокеанского пояса от внутренней.

Резкое преобладание гранитоидов во внешней зоне определило преимущественное развитие в континентальной части Восточной Азии послемагматических месторождений цветных и редких металлов — вольфрама, олова, свинца, цинка, сурьмы, ртути, меди, а также золота, мышьяка, флюорита. Они характерны и для мезозойских геосинклинально-складчатых областей, и для областей тектоно-магматической активизации.

В Восточной Азии в тектоно-магматическую активизацию были вовлечены разнородные более древние сооружения: платформы на архейском, верхнепротерозойском и палеозойском основании, а также консолидированные палеозойские складчатые области.

Идея об активизированных областях как об особом третьем типе структур материков вытекает из исследований В. А. Обручева, Г. Ф. Мирчинка, В. В. Белоусова, Е. В. Павловского, Н. П. Хераскова, Чен Го-да, Е. А. Радкевич, А. Д. Щеглова и других ученых и служит основой для всех дальнейших построений.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

ПРИНЦИПЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУДОНОСНЫХ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Анализ закономерностей размещения эндогенных месторождений охватывает очень широкий круг вопросов, а именно: выясненные истории геологического развития рудоносных площадей, определение возраста оруденения, его источников и соотношений с магматизмом, положения в региональных структурах и др. В настоящей книге главное внимание уделено условиям размещения эндогенного оруденения в различных тектонических элементах активизированных областей подобно тому, как это сделано В. И. Смирновым (1965,) для тектонических зон геосинклиналей.

Сопоставление материалов по Сибирской и Китайской платформам выявляет более сложные соотношения между мезозойскими рудоносными зонами и тектоническими элементами, чем в геосинклинально-складчатых областях. Как известно, складчатым областям свойственно поясовое размещение интрузивов и ассоциирующихся с ними месторождений, совпадение пространственной ориентировки металлогенических поясов и структурно-формационных зон. На активизированных платформах внедрение рудоносных интрузивов ознаменовано резким изменением тектонического плана и определяется «решеткой» разломов нескольких направлений. Соответственно постмагматическое оруденение приобретает здесь не линейное, а площадное распространение, накладывается на самые разнообразные структурные элементы предшествующих этапов развития. При этом на тектонические структуры этапа активизации оказывают влияние степень консолидации и возраст фундамента, продолжительность платформенного развития и строение платформенного чехла (Казанский, 1961, 1965₂, 1968). Вот почему сравнение активизированных областей целесообразно начать с характеристики основных этапов их геологической истории и структурных этажей, соответствующих этим этапам.

Структурный этаж, согласно трактовке А. А. Богданова (1962), которой мы будем придерживаться, — это комплекс формаций, отвечающий определенному этапу развития земной коры и выделенный по следующим признакам: 1) общности структурного плана, отличного от выше- и нижележащих этажей, 2) закономерному ряду формаций, 3) типу и интенсивности складчатости, 4) степени метаморфизма, 5) наличию интрузивных пород, не прорывающих вышележащих структурных этажей, 6) разделению структурных этажей несогласиями — от стратиграфических до региональных.

Структурные этажи делятся на подэтажи, которые соответствуют отдельным стадиям геосинклинального или платформенного развития. В геосинклинальных областях они разделены перерывами, совпадающими с фазами складчатости. На обычных платформах выделяются два структурных этажа — фундамент и платформенный чехол, на активизированных платформах к ним прибавляется третий, орогенный структурный этаж.

Обычно интрузивы рассматриваются как составные части того этажа, с формированием которого они связаны генетически и во времени. Однако в Восточной Азии гипабиссальные мезозойские интрузивы в современном эрозионном срезе выходят далеко за пределы зон интенсивного мезозойского вулканизма и размещаются как в платформенном чехле, так и в метаморфических породах фундамента. Это позволяет считать их самостоятельными тектоническими элементами.

Таким образом, в основу анализа региональных закономерностей локализации оруденения положена сравнительная характеристика геологической истории активизированных областей, их структурных этажей, мезозойской тектоники и, наконец, рудоносности.

Во многих районах мезозойское эндогенное оруденение сочетается с более древними металлогеническими зонами и поясами. Отсюда возникает необходимость сопоставить закономерности размещения тех и других. Вопрос о соотношениях активизированных и геосинклинально-складчатых областей нельзя считать однозначно решенным, и автор снова будет к нему возвращаться.

Для сравнения выбраны юго-восточная часть Сибирской платформы, юго-восточная часть Китайской платформы, Буреинский кристаллический массив и Охотско-Чукотский вулканический пояс. Они представляют основные типы активизированных областей Восточной Азии, за исключением герцинид Монголо-Охотской области и каледонид Забайкалья, для которых А. Д. Щегловым (1963—1970), Ю. В. Комаровым, П. М. Хреновым (1964), Н. А. Флоренсовым (1960), Н. А. Фогельман (1968) даны всесторонние описания тектономагматической активизации палеозойских складчатых областей.

Юго-восточная часть Сибирской платформы с ее архейско — нижнепротерозойским фундаментом принадлежит к числу наиболее древних тектонических элементов Восточной Азии. Западная часть Южно-Китайского платформенного массива возникла на верхнепротерозойском, а восточная — на каледонском основании. Ниж-

ний структурный этаж Бурейнского кристаллического массива образовался в результате байкальской складчатости. Наконец, Охотско-Чукотский вулканический пояс наложен на самые разнородные структурные элементы Дальнего Востока: как на геосинклинальные комплексы мезозой, так и на платформенные сооружения.

Геологическая изученность перечисленных регионов далеко не равноценна. Наиболее подробные данные опубликованы по юго-восточной части Сибирской платформы и Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Для юго-восточных районов Китая стратиграфия и тектоника освещены в литературе сравнительно полно, а мезозойский магматизм и строение глубинных зон земной коры — лишь в самом общем виде. Это заставляет отказаться от обсуждения некоторых проблем, в том числе таких, как зависимость близповерхностных структур земной коры от ее глубинного строения и формационная принадлежность продуктов магматизма.

Изложение материалов мы начнем с юго-восточной части Сибирской платформы, где основные этапы формирования активизированных областей проявлены особенно ярко и контрастно и мезозойские гидротермальные месторождения пространственно совмещены с докембрийскими.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Основными структурными элементами юго-восточной части Сибирской платформы являются Алданская антеклиза и Алданский щит, протерозойская складчатая область Становика — Джугджура, Юдомо-Майский перикратонный прогиб. На северо-востоке платформа граничит с Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой областью, на юге — с Монголо-Охотской герцинской складчатой областью. Фундамент платформы здесь сложен архейскими — нижнепротерозойскими ультраметаморфическими породами, в разрезе платформенного чехла присутствуют среднепротерозойские — нижнекембрийские отложения, а орогенный структурный этаж представлен угленосными юрскими — нижнемеловыми толщами. В мезозойское время на Алданском щите сформировался многофазный комплекс щелочноземельных — щелочных пород, а в складчатой области Становика — Джугджура внедрились многочисленные гранитоидные интрузивы (рис. 2). Это одна из важнейших металлогенических провинций Советского Союза, в которой располагаются широко известные месторождения флогопита, железа, золота (Геология Сибирской платформы, 1966; Минергенция Сибирской платформы, 1970; Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, 1966).

Алданский щит

Алданский щит как древнейший структурный элемент Восточной Сибири впервые был выделен В. Н. Зверевым (1913). Большую роль в его изучении сыграли исследования Ю. А. Билибина по мезозойскому

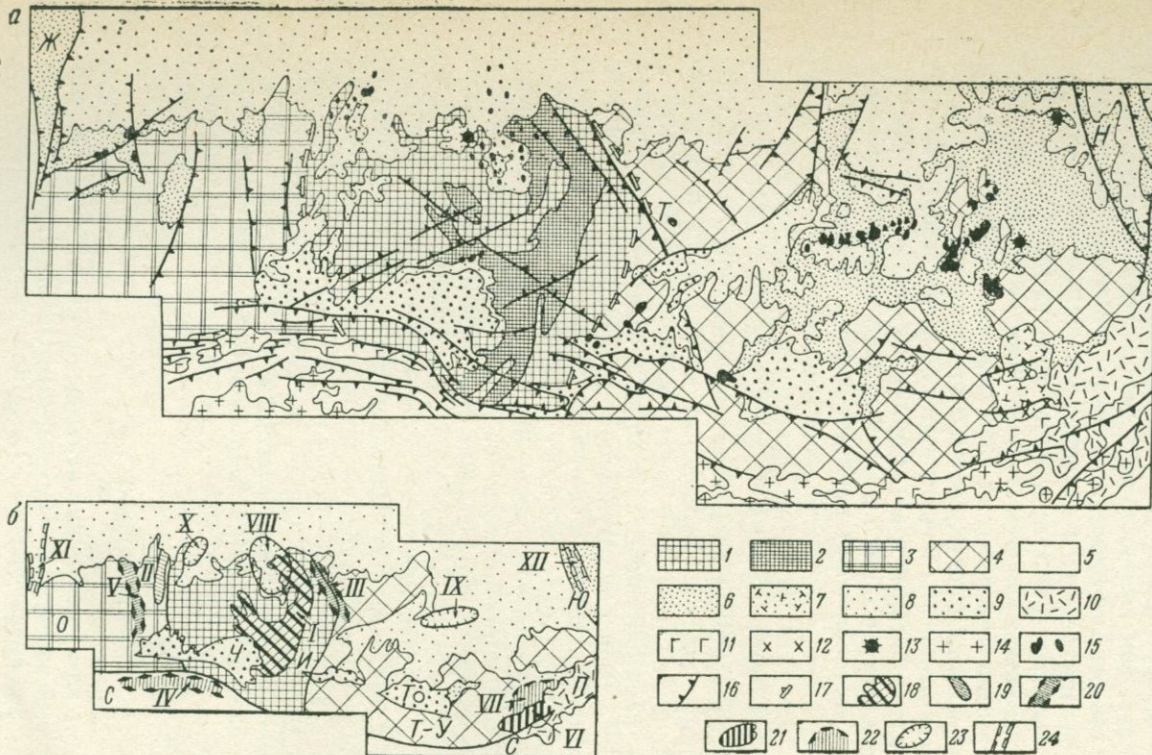


Рис. 2. Алданский щит. Схемы геологического строения (а), тектонического и металлогенического районирования (б). (Составлены по геологической карте СССР в м-бе 1 : 2 500 000 с использованием данных Т. В. Билибиной, Л. В. Булиной, Т. Н. Спижарского, В. М. Терентьева и др.)

1—4—архейский кристаллический фундамент Алданского щита: иенгрская серия (1), Федоровская свита (2), курультинская, олекминская, борсалинская серии (3), тимитонская и джелтулинская серии (4); 5—архейско-нижнепротерозойский фундамент Становика — Джугджура; 6—8 — платформенный чехол: осадочные отложения среднего — верхнего протерозоя (6), вулканогенно-осадочные отложения верхнего протерозоя (7), осадочные отложения нижнего кембрия (8); 9—10 — верхний структурный этап: юрские угленосные отложения (9), меловые вулканогенные отложения (10); 11—протерозойские габбро-анортозиты; 12 — раннесинийские гранитоиды; 13 — синийские ультраосновные — щелочные интрузивы; 14 — мезозойские гранитоиды; 15 — мезозойские щелочноземельные — щелочные интрузивы; 16 — разломы; 17 — границы палеоблоков; 18—24 — главные рудоносные площади: архейских-раннепротерозойских контакто-метасоматических месторождений флогопита и железа (18), метаморфических месторождений железа (19), редкометаллового оруденения (20), мезозойских золоторудных месторождений (21), титанового оруденения (22), свинцово-цинкового оруденения (23), осадочных месторождений (24).

Тектонические элементы: Палеоблоки Алданского щита: О — Олекминский, И — Иенгрский (Алдано-Тимитонский); Т-У — Тимптоно-Учурский, С — складчатая область Становика — Джугджура; Ю — Юдомо-Майский перикратонный прогиб, Ч — Чульманский; То — Токинский, П — Преддзугджурский прогибы. Разломы: Т — Тырандинский, Н — Нельканский, Ж — Жуинский. Рудоносные площади: I — Эмельджак-Тажинская, II — Кудулах-Дьялуктинская, III — Тырандинская, IV — Имангра-Тимитонская, V — Тэнэ-Олекминская, VI — Геранская, VII — Улканская, VIII — Центрально-Алданская, IX — Кеткапская; X — Верхне-Амгинская, XI — Жуй-Ничатская, XII — Юдомская

магматизму и золотоносности, Д. С. Коржинского по петрологии архейского и протерозойского комплекса, Ю. К. Дзевановского по тектонике. Обширные материалы по геологии Алданского щита получены в процессе тематических исследований, поисковых и разведочных работ на флогопит, железо, пьезокварц, золото, уголь и особенно в ходе геологических съемок, осуществляемых силами Якутского геологического управления, Всесоюзного Аэрогеологического треста и других организаций.

Архейские породы Алданского щита были подразделены Д. С. Коржинским (1936) на три серии (снизу вверх): иенгскую (основные кристаллические сланцы, кварциты, силлиманитовые и гранатовые гнейсы), тимптонскую (гиперстеновые гнейсы, основные и ультраосновные кристаллические сланцы) и джелтулинскую (диопсидовые гнейсы с мраморами, гранулиты, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты). Последующие геологические съемки подтвердили обоснованность схемы Д. С. Коржинского и позволили выделить в каждой из серий несколько свит.

В большинстве случаев соотношения калия и аргона в ультраметаморфических породах Алданского щита отвечают 1800—2000 млн. лет. Опираясь на единичные определения уран-свинцовым методом по магнетиту и гидрослюде, А. И. Тугаринов и др. (1967) оценили максимальный возраст алданских ультраметаморфических пород в 2550 ± 200 млн. лет, что соответствует нижнему протерозою. Однако эта оценка встречает возражение с геологических позиций и противоречит совокупности полученных разными методами геохронометрических данных (Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968; Рудник и др., 1969). Так, для джелтулинской, тимптонской, иенгской серий калий-аргоновый метод дает по амфиболам значение 2800 млн. лет, а свинцово-изохронный метод позволяет принять в качестве среднего возраста вулканогенно-осадочных пород иенгской серии 3300 млн. лет. Омоложение же их объясняется более поздними процессами гранитизации и высокотемпературного диафореза.

Тектоническое строение нижнего структурного этажа, сложенного архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и пронизывающими их гранитоидными породами, до недавнего времени представлялось в виде антиклинорий и синклинорий северо-западного простирания с тенденцией к погружению шарниров на юго-восток (Дзевановский, 1958). Детальные поисково-съемочные работы на флогопит и железо, проведенные в Центральном-Алданском районе, не подтвердили этой схемы. В междуречье Тимптона и Алдана было выявлено концентрически кольцевое залегание архейских гнейсов и кристаллических сланцев, которое отчетливо фиксируется по выходам Федоровской свиты (Швецов, Механошин, 1962). Наибольший радиус кольца достигает 100 км. Н. Г. Судовиков и др. (1962) рассматривают эту кольцевую структуру как деформированный блок древнейшего основания Алданского щита, находящийся под покровом кристаллических сланцев и гнейсов иенгской и тимптонской серий.

Затем Е. П. Максимовым и А. Н. Угрюмовым (1966) в центральной части Алданского щита были выделены две разновозрастные складчатые системы — Алдано-Тимптонская и Тимптоно-Учурская, отличающиеся между собой по литологическому составу пород, складчатым структурам, магматизму и степени метаморфизма. Алдано-Тимптонская складчатая система, по их мнению, представляет собой обнаженный отрезок огромного антиклинория, протягивающегося под платформенным чехлом в сторону Вилюйской синеклизы. В эту складчатую систему входит и упоминавшаяся выше куполовидная структура. Центральная ее часть сложена гранитами, гранито-гнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами верхнеалданской свиты, периферия — гранитизированными гнейсами и кристаллическими сланцами федоровской свиты. Ближе к центру развиты брахиформные складки высших порядков, на крыльях купола — более узкие и местами опрокинутые синклинали и антиклинали. Важнейшей особенностью Алдано-Тимптонской складчатой системы является широкое распространение в ней гранитов, активно участвующих в складчатости. В полях наиболее интенсивной гранитизации, отвечающих мигматитовым полям Ю. А. Кузнецова (1964), метаморфические породы сохранились в виде реликтов, в той или иной степени мигматитизированных. Ориентировка мелких структурных форм в гранитах, гранито-гнейсах и мигматитах, как правило, совпадает. Но в отдельных зонах метаморфические породы присутствуют в виде разобщенных глыб, а граниты обнаруживают секущее залегание по отношению к реликтовой слоистости. В полях интенсивной гранитизации широко развиты и малые складки течения. Для Алдано-Тимптонской складчатой системы характерно также преобладание пород амфиболитовой фации ультраметаморфизма, наложенной на гранулитовую фацию более раннего регионального метаморфизма.

Тимптоно-Учурская складчатая система отличается более простым строением, сложена тимптонской и джелтулинской сериями и представлена системой дугообразных складок. Главная из них — Сутамский синклиниорий, имеющий северо-западное близмеридиональное простирание. Крылья синклинория залегают симметрично и в общем довольно полого. Степень гранитизации и мигматитизации здесь гораздо меньше, ультраметаморфические породы принадлежат в основном к гранулитовой фации.

Смена куполовидных складчатых структур Алдано-Тимптонской области линейными складками Тимптоно-Учурской области происходит довольно резко и выражается узкой — не более 5—6 км — переходной зоной, совпадающей с Иджекским разломом (Краснов, 1964). Это особенно хорошо видно по данным аэромагнитной съемки (рис. 3). В зоне Иджекского разлома, проходящего параллельно крупнейшему Тыркандинскому разлому, А. Г. Лихомановым (1970) описаны сложные складки реоморфического течения гнейсов, интрузивные тела аляскитовых гранитов и бластомилонитовые швы нижепротерозойского возраста.

Различное строение Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской складчатых систем является одним из характерных проявлений гетерогенности фундамента Сибирской платформы. Л. В. Булина и Т. Н. Спижарский называют эти системы Иенгрским и Тимптонским палеоблоками. Кроме того, в западной части Алданского мегаблока они выделяют Олекминский палеоблок (Геологическое строение СССР, т. 2, 1968). Его слагают три серии: курультинская, счи-

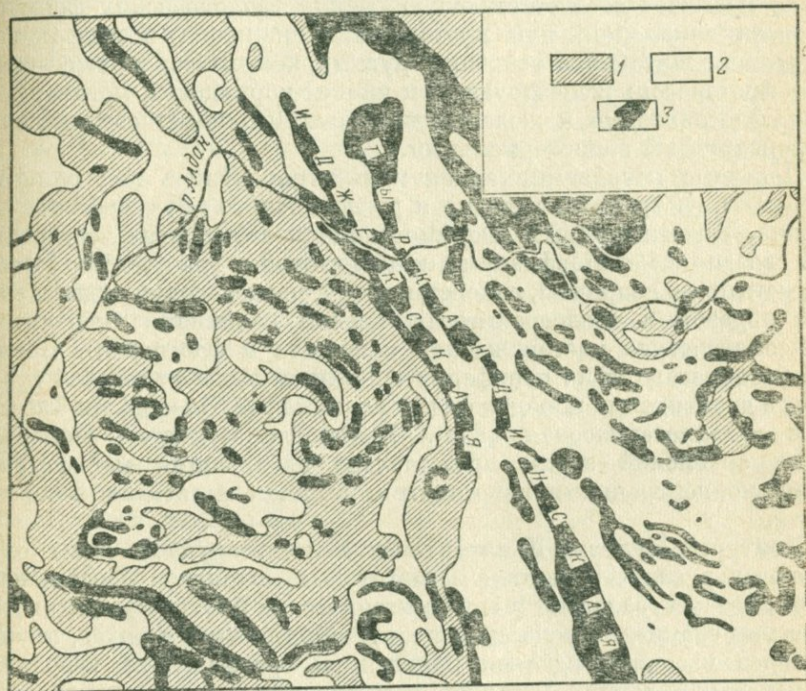


Рис. 3. Структурно-корреляционная схема центральной части Алданского щита по данным аэромагнитной съемки. (По Краснову, 1964).

1 — магнитное поле, свойственное породам федоровской свиты иенгрской серии; 2 — магнитное поле, свойственное породам тимптоно-джекутинской серии; 3 — положительные магнитные аномалии

тающаяся возрастным аналогом федоровской свиты, олекминская и борсалинская. Курультинская серия сложена гнейсами, метаморфизованными в гранулитовой фации и претерпевшими наложенный метаморфизм амфиболитовой фации. Олекминская серия состоит из биотитовых, биотит-амфиболовых, амфиболовых гнейсов и редко кристаллических сланцев, отвечающих высокой ступени амфиболитовой фации. Борсалинская серия, залегающая несогласно на олекминской, представлена микрогнейсами, железистыми кварцитами и кристаллическими сланцами более низкой ступени метаморфизма. Складки линейные, простирание их на востоке меридиональное, а в западной части — северо-восточное.

Архейские — нижнепротерозойские структуры Алданского щита отбечают наиболее ранней «нуклеарной» стадии развития Земли и сформированы в условиях общей высокой подвижности литосферы и более интенсивных тепловых потоков (Дзевановский и др., 1970; Павловский, 1970).

Металлогения архея — нижнего протерозоя во многом определяет промышленное значение Алданского щита. Т. В. Билибина (1966) называет соответствующую группу геологических формаций догеосинклинальной, или протогеосинклинальной, и выделяет на Алданском щите пять основных рудных комплексов архея — нижнего протерозоя: железорудный и кианит-корундовый метаморфический, флогопитовый и железорудный контактово-метасоматический, пьезокварцевый гидротермальный.

Полезные ископаемые архея концентрировались под влиянием процессов ультраметаморфизма и регионального метаморфизма (Билибина, Терентьев, 1968). Формирование железорудных месторождений связано с метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций (магнетитовые кварциты, гиперстен-кварц-магнетитовые руды) и главным образом с послегранитизационными явлениями (контактово-метасоматические месторождения магнетита и флогопита). Последние располагаются на периферии описанной выше кольцевой структуры в диоксидовых породах федоровской свиты (Эмельджак-Таежинская металлогеническая зона). Высокоглиноземистая минерализация архейской эпохи представлена небольшими метаморфическими концентрациями алюминия в сланцах и гнейсах иенгрской серии.

Контуры Кудулах-Дьялтуктинской железорудной зоны определяются распространением магнетитовых кварцитов борсалинской серии, которые залегают в виде тектонических блоков среди кристаллических сланцев. Процессы пегматитообразования в архее, нижнем протерозое сопровождалась появлением сравнительно небольших концентраций редких металлов и мусковита в ортотектитах (Тыркандинская зона, приуроченная к одноименному региональному разлому).

В кварцитах иенгрской серии размещаются многочисленные пьезокварцевые месторождения. По мнению В. И. Бергера (1962), хрусталоносные поля контролируются антиклинальными структурами архейских пород, по данным В. А. Мухина (1962), А. В. Коплуса и Л. С. Пузанова (1962) — наложенными на складки зонами разломов и интенсивной трещиноватости. Возраст их точно не определен. Минералогические и термобарометрические данные свидетельствуют об отложении пьезокварцевых жил из средне-низкотемпературных гидротермальных растворов.

Согласно геологическим и геохронометрическим данным, к среднему протерозою Алданский щит был полностью консолидирован и на все последующие тектонические движения реагировал глыбовыми перемещениями. Абсолютный возраст самых молодых свит кристаллического фундамента 1,8—1,9 млн. лет. Среднепротерозой-

ские терригенные отложения налегают на породы кристаллического фундамента с резким угловым несогласием и резко отличаются от них гораздо более слабым метаморфизмом.

К. Б. Мокшанцев (1970) относит верхне-среднепротерозойские отложения юго-восточной части Сибирской платформы к самостоятельному орогенному комплексу и считает, что этот комплекс сопоставим с мезозойскими орогенными отложениями Восточной Азии. В силу изложенных в I гл. причин нельзя согласиться с такой трактовкой орогенных комплексов и средний протерозой Алданского щита рассматривается как нижняя часть его платформенного чехла.

В восточной части щита разрез платформенного чехла начинается с песчаников конкулинской свиты мощностью 400 м, на которых залегают песчаники гонамской свиты с абсолютным возрастом 1500 млн. лет, а выше наблюдается чередование карбонатных и терригенных отложений вплоть до доломитов и песчаников аймской свиты (650 млн. лет), согласно перекрываемых кембрийскими породами (Решение межведомственного совещания..., 1963). Огромный промежуток времени — от кембрия до юры — ознаменован перерывом в стратиграфическом разрезе Алданского щита. Очевидно, в это время он находился в состоянии тектонического покоя.

Платформенные отложения среднего структурного этажа, сплошным чехлом облекающие северный склон Алданского щита, на самом щите сохранились в виде отдельных фрагментов. Они отличаются небольшой мощностью и удивительной выдержанностью карбонатных и песчано-сланцевых горизонтов, практически не затронутых региональным метаморфизмом.

Средне-верхнепротерозойские карбонатно-песчано-сланцевые отложения, которые можно отнести к нижнему структурному подэтажу, распространены лишь в восточной и западной части щита и постепенно выклиниваются по направлению к его центральной части (рис. 4). По данным С. В. Нужнова и В. А. Ярмолюка (1959), в позднем докембрии междуречье Учур и Май испытывало относительно спокойное погружение, а восточнее располагался Юдомо-Майский перикратонный прогиб, в котором мощность синия резко увеличивается. Вблизи западной границы Алданского щита мощность средне-верхнепротерозойских платформенных отложений также возрастает от 600—700 м в районе горы Мурун до 3000 м в среднем течении р. Чары, и затем они переходят в интенсивный дислоцированный патомский комплекс байкальской складчатой области.

Верхний (кембрийский) структурный подэтаж сложен главным образом карбонатными породами — доломитами, известняками, мергелями. Его мощность, как правило, составляет 500—700 м. В западной и восточной частях щита он ложится с разрывом на верхнепротерозойские толщи, а между Олекмой и Учуром — непосредственно на кристаллические породы. И хотя перерыв между кристаллическим фундаментом и платформенным чехлом здесь достигает 1,5 млрд. лет, в основании нижнекембрийских доломитов прослеживается лишь очень тонкий (сантиметры — первые метры) горизонт

песчаников и галечников, а нередко доломиты налегают прямо на гнейсы и граниты.

Литологические исследования К. К. Зеленова (1957 г.) и О. И. Некрасовой (1962 г.) показали, что нижнекембрийские карбонатные свиты северного склона Алданского щита накапливались в мелководном морском бассейне с нормальной соленостью на востоке и повышенной на западе, причем одновременно с седиментацией формировалось очень пологое антиклинальное поднятие, погружавшееся в сторону Вилюйской синеклизы.

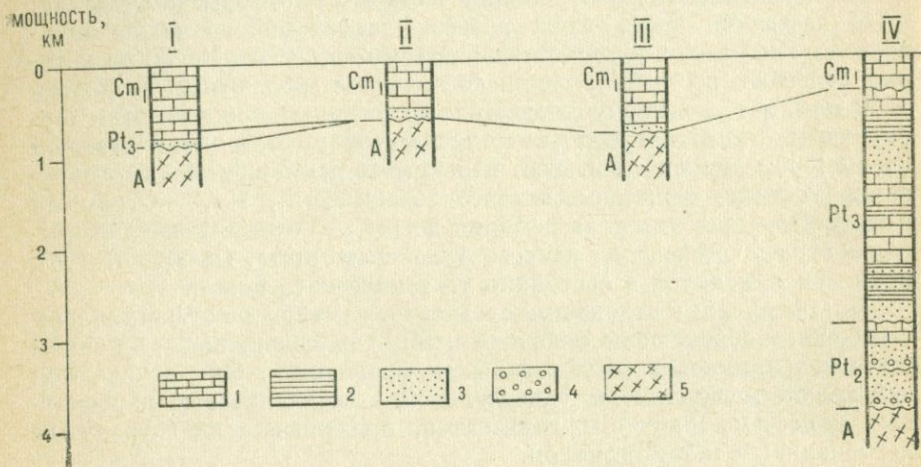


Рис. 4. Разрезы платформенного чехла Алданского щита. (Из книги А. Д. Горштейна «Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Алданской антеклизы», 1965, упрощено.)

1 — известняки, доломиты, мергели; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — конгломераты; 5 — ультраметаморфические породы
I — р. Туолба; II — реки Якокут, Элькю; III — р. Амга; IV — р. Мая

К верхнему протерозою на Алданском щите относятся проявления платинового оруденения и карбонатиты, ассоциирующиеся с ультраосновными — щелочными массивами центрального типа (Шейнманн, 1955; Рожков и др., 1962; Ельянов, Андреев, 1960; Андреев, 1959). Эти массивы (Инаглинский, Кондерский и др.) имеют концентрически кольцевое строение, сложены в центральных частях дунитами, а на периферии — габбро-диоритами, монцонитами, щелочными габброидными породами и рассекаются жильными дериватами и карбонатитами. Их сопровождают небольшие месторождения и рудопроявления редких земель, платины, флогопита, титаномагнетита. В Учуро-Майском районе абсолютный возраст массивов центрального типа по урано-ториево-свинцовому методу оценивается в 600 ± 40 млн. лет (Виноградов и др., 1960).

Процессы активизации Алданского щита начались в нижней юре, когда к северу от Станового хребта заложился обширный пологий

прогиб, соединявшийся с Вилуйской синеклизой. В начале средней юры, примерно на широте 58° , возникло срединное поднятие и единственный прогиб расчленился на несколько энергично погружавшихся грабенов, вытянутых в субширотном направлении и ограниченных с юга разломами (Мокринский, 1962; Синдюков, 1962).

М. С. Нагибина считает эти грабены характерными представителями прогибов «тихоокеанской группы» (Тектоника Евразии, 1966). Наиболее крупные — Чульманский прогиб 300—350 км в длину на востоке. Каждый из них достигает 70—80 км в ширину. Прогибы выполнены континентальными угле-

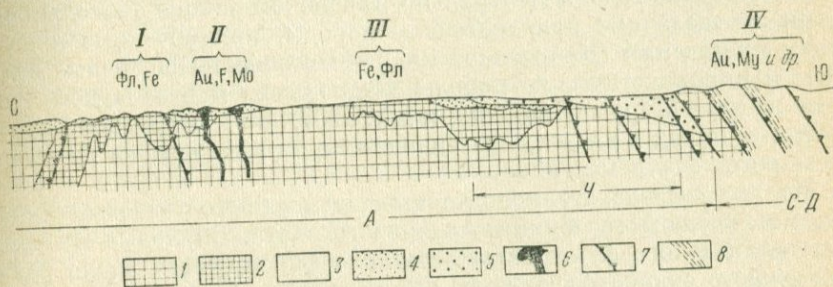


Рис. 5. Схематический геологический разрез через центральную часть Алданского щита (А), Чульманский бассейн (Ч) и складчатую область Становика — Джугджура (С-Д)

1—2 — архейский кристаллический фундамент Алданского щита: пенгская серия (1), федоровская свита (2); 3 — архейско-нижнепротерозойский фундамент Становика — Джугджура; 4 — карбонатные отложения нижнего кембрия; 5 — юрские угленосные отложения; 6 — мезозойские щелочноземельные — щелочные интрузивы; 7 — разломы; 8 — диафориты. Рудноносные площади: I — Эмельджанская; II — Ташенская; III — Имагра-Тимптовская; IV — Центрально-Алданская

Символами обозначены ведущие рудные элементы: Фл — флогопит, Му — мусковит

носными отложениями всех трех отделов юры и нижнего мела мощностью до 4 км. В разрезе мезозоя преобладают грубозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, в подчиненном количестве встречаются конгломераты и вулканогенные породы. При движении вдоль широтной полосы прогибов с запада на восток увеличиваются и стратиграфический объем мезозойских отложений, и относительная роль вулканогенных пород в их разрезе. Прогибы резко асимметричны. Вдоль их южного борта на границе с Южно-Алданским разломом мезозойские отложения имеют максимальные мощности и наиболее грубый состав, собраны в крутые (до вертикальных) складки и разбиты многочисленными разрывами. Севернее фундамент постепенно поднимается, а мезозойские слои приобретают более спокойное залегание, образуя широкие и пологие синклинали и антиклинали (рис. 5).

По данным вертикальных электрических зондирований и гравиметрической съемки (Данкевич и др., 1970), фундамент Чульманской впадины в южной части опущен на 4500—5000 м. Многочисленными разрывными нарушениями он расчленен на ряд блоков, амплитуды смещения которых достигают 2 км. Основное направление

разломов — субширотное, кроме того, установлены дизъюнктивы северо-восточного и северо-западного простирания. Самый крупный из них — Южно-Чульманский разлом на глубине 1,5—2 км падает под углами 30—40°, а затем приобретает почти отвесное залегание. Амплитуда горизонтальных перекрытий мезозойских отложений ультраметаморфическими породами по надвигу превышает в восточной части впадины 15 км. Образование Южно-Чульманского разлома связано с разрастанием в позднем мезозое сводового поднятия Станового хребта. Такого типа надвиги названы В. Н. Даниловичем (1963) аркогенными.

В последние годы в Центральном-Алданском районе описаны среднеюрские щелочные вулканогенные породы, приуроченные к кальдерам проседания (Кравченко, 1960). Мезозойские щелочные эффузивы и пирокластические породы установлены и в западной части щита на горе Мурун (Билибина и др., 1967), но в целом роль вулканогенных пород в разрезе орогенного структурного этажа на Алданском щите очень невелика.

Многие исследователи подчеркивают мозаично-глыбовый характер мезозойской тектоники Алданского щита. Блоковые смещения кристаллического фундамента отчетливо фиксируются вдоль разломов южного склона Алданского щита, причем вблизи этих разломов континентальные юрские отложения метаморфизованы в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации (Другова, Неелов, 1960). На северном склоне Алданского щита мезозойские дислокации выразились в виде ступенчатых поднятий и опусканий кристаллического фундамента совместно с перекрывающим его платформенным чехлом. На большей части щита кембрийские и синийские отложения сохраняют почти горизонтальное залегание и только вблизи Березовского и Юдомо-Майского перикратонного прогиба приобретают более крутые углы наклона.

Открытие мезозойских щелочных вулканогенных пород позволило внести некоторые изменения в схему деления щелочных интрузий Центрального Алдана, разработанную Ю. А. Билибиным (1941). Замечательной особенностью щелочных интрузивов Алданского щита является их кучное групповое расположение (см. рис. 2). Ю. К. Дзевановский (1956) объединил щелочные интрузивы в пять зон северо-восточного простирания, которые, по его мнению, контролируются крупными дизъюнктивными нарушениями того же простирания. Л. М. Минкин (1960) считает более правильной идею Ю. А. Билибина (1947) о приуроченности щелочных интрузий к северному и южному крыльям сводового поднятия Алданского щита и о решающей роли в пространственном расположении групп интрузивов пологих поперечных синклиналильных структур.

На северном крыле сводового поднятия размещаются Атбастах-Мурунская, Верхне-Амгинская, Центральном-Алданская группы щелочных интрузивов, на южном склоне — Хагинская и Эвотинская, у восточной окраины щита, где блоки архейского фундамента приподнимают осадочные отложения Юдомо-Майского перикратонного

прогиба, — Кет-Капская и Томптоганская (Билибина, 1966). Особое положение занимают Учурская, Гонамская и Токинская группы, тяготеющие к Тьркандинскому разлому. Кульминацией мезозойской магматической деятельности явился Центрально-Алданский район, где присутствуют все возрастные группы вулканогенно-интрузивного комплекса и количество мезозойских магматических тел исключительно велико.

Мезозойский щелочной магматизм сопровождался интенсивной гидротермальной деятельностью, образованием золоторудных месторождений в ассоциации с медью, серебром, свинцом и висмутом, а также месторождений молибдена, флюорита и амфибол-асбеста (Билибина, Щеглов, 1968). Подчиненное значение имеют редкометалльные пегматиты в щелочных и нефелиновых сиенитах, а также контактово-метасоматические проявления железорудной минерализации в ореолах интрузий сиенитов. Большинство известных золоторудных месторождений залегает в карбонатных породах платформенного чехла и тяготеет к щелочным интрузивам. Формирование мезозойского щелочного комплекса в подвижной тектонической обстановке отражено в сложности его состава, многофазности и сочетании интрузивных и вулканогенных фаций. Соответственно для комплекса характерны вулканогенно-интрузивные тела кольцевого строения, штоки и лакколиты.

Подобно щелочным интрузивам золоторудные и другие мезозойские гидротермальные месторождения отличаются кучно-групповым распределением и локализуются по своему особому плану, отличному от тектонических структур и фундамента и платформенного чехла (Шейнманн, 1958; Казанский, 1968). Центрально-Алданский золоторудный район располагается в центральной части Ингрского палеоблока, Верхне-Омгинский — на границе последнего с Олекминским, Кет-Капский — в пределах Тимптоно-Учурского палеоблока (см. рис. 2). Какие-либо определенные данные о связи мезозойских гидротермальных месторождений с положительными или отрицательными структурами платформенного этапа отсутствуют. То же самое относится к мезозойским угленосным прогибам южной части Алданского щита. Таким образом, перестройка тектонического плана в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита несомненна, но причины локализации конкретных групп щелочных интрузивов и сопровождающих их месторождений в том или ином месте еще недостаточно ясны.

Пространственное совмещение мезозойского гидротермального оруденения с более древними рудоносными зонами особенно хорошо видно в Центрально-Алданском районе (см. рис. 5). Золоторудные месторождения локализуются здесь главным образом в доломитах юдомской свиты: либо на контакте с юрскими песчаниками (куранахский тип), либо вблизи границы с архейскими ультраметаморфическими породами (лебединский тип). Проявления золотой минерализации установлены и в омоложенных разломах фундамента. В самом же кристаллическом фундаменте на периферии золоторудных

полей располагаются докембрийские контактово-метасоматические месторождения Эмельджак-Таежинской зоны, а также платиноносный массив ультраосновных — щелочных пород Инагли.

Поскольку Алданская антеклиза на севере, востоке и юге граничит со складчатыми областями различного возраста, то очень многие исследователи анализировали ее соотношения с этими областями и в тектоническом, и в металлогеническом плане (Шатский, 1946; Шейнманн, 1958; Пушаровский, 1960; Косыгин, Лучицкий, 1961; Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского ..., 1966 и др.). Непосредственно структурами ограничения Сибирской платформы здесь являются: складчатая область (краевой шов) Становика — Джугджура, Юдомо-Майский перикратонный прогиб и Предверхоанский краевой прогиб.

Первые две характеризуются унаследованностью структурного плана с докембрийского времени. Формирование Предверхоанского краевого прогиба связано с заключительным этапом развития Верхояно-Чукотской складчатой области. В металлогеническом отношении все эти пограничные зоны резко отличаются между собой (Казанский, Терентьев, 1968).

Протерозойская складчатая область Становика — Джугджура

Происхождение и развитие складчатой области Становика — Джугджура тесно связано с трансрегиональным Становым линейментом, который протягивается из Восточного Забайкалья через Прихотье к Алеутской глубоководной борозде (Ицксон М. И. и др., 1960; Красный, 1960).

В течение длительного времени, начиная с позднего протерозоя, Джугджуро-Становая область испытывала устойчивое воздымание. В результате в ее пределах сочетаются сложно дислоцированный кристаллический фундамент архейского и протерозойского возраста, фрагменты позднепротерозойских и палеозойских структур и многочисленные новообразования мезозойской эпохи активизации (см. рис. 2, 5; рис. 6).

Протерозойский этап развития характеризовался ретроградной переработкой архенд краевой части Алданского щита, происходившей на фоне интенсивных глыбовых движений. Повторно гранитизированные блоки архейского фундамента ограничены региональными разломами и подчинены общей структуре протерозоид. В строении гнейсо-сланцевого комплекса раннего протерозоя участвуют протяженные линейные крутые складки, находящиеся в структурном единстве с полями мигматитов, со складчатыми массивами палингенно-метасоматических гранитоидов и системой региональных разломов.

Характерный элемент Становика — Джугджура, связанный с протерозойским этапом развития, — вытянутые на многие сотни километров массивы основных пород габброидного и габбро-анортозитового состава. В западной части зоны развиты многочисленные пластовые

тела габброидов и ультрабазитов, разделенные участками раздробленных архейских пород. В восточной части зоны локализованы крупнейшие габбро-анортозитовые массивы уплотненной линзообразной формы, приуроченные к зонам пограничных глубинных разломов. Наконец, следует указать на развитие регионального пояса диафторитов, шириной до 15—20 км, возникшего в результате преобразования гнейсовых толщ.

Самые крупные разломы протягиваются на сотни километров по границе Алданского щита с протерозойской складчатой областью Становика — Джугджура. Они выражены мощными (сотни метров и первые километры) зонами диафтореза архейских пород. По наблюдениям Д. С. Коржинского (1935), который впервые изучил их

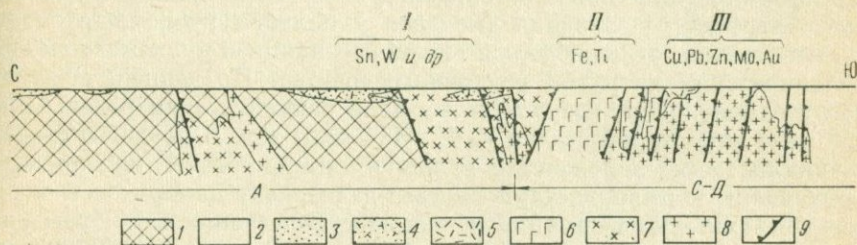


Рис. 6. Схематический геологический разрез через восточную часть Алданского щита (А) и складчатую область Становика — Джугджура (С-Д)

1 — архейский кристаллический фундамент Алданского щита; 2 — архейско-нижнепротерозойский фундамент Становика — Джугджура; 3 — терригенно-карбонатные отложения среднего — верхнего протерозоя; 4 — вулканогенные отложения верхнего протерозоя; 5 — мезозойские вулканогенные отложения; 6 — протерозойские габбро-анортозиты; 7 — раннесибирийские гранитоиды; 8 — мезозойские гранитоиды; 9 — разломы
Рудоносные площади: I — Улканская, II — Геранская, III — Джугджурская. Символами обозначены ведущие рудные элементы

в пересечении по Амуро-Якутской магистрали, они образовались под воздействием древнестановых (протерозойских) гнейсов и рассекаются зонами дробления мезозойского возраста. Эту точку зрения развивают С. П. Кориковский и Ю. Б. Казмин (1964).

Н. Г. Судовиков и др. (1965) в южном обрамлении Алданского щита различают четыре периода метаморфизма. Первый из них привел к преобразованию древнеархейских осадочно-вулканогенных пород в гнейсы и сланцы гранулитовой фации. Второй был ознаменован метаморфизмом верхнеархейской становой серии в условиях амфиболитовой фации и высокотемпературным диафторезом древнеархейского комплекса. Не совсем ясно возрастное положение метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций вдали от протерозойских толщ. Не исключено, что некоторые явления повторного рассланцевания и диафтореза происходили в протерозое. Но наиболее мощно диафторез проявился в связи с мезозойскими тектоническими движениями. В современном эрозионном срезе для него характерно сочетание низких и высоких ступеней зеленосланцевой фации. Статистические максимумы возрастных значений

в обрамлении Алданского щита соответствуют двум интервалам — 1800—2000 и 130—180 млн. лет. Они датируют время окончательной консолидации складчатой области Становика — Джугджура и время ее тектоно-магматической активизации.

Мезозойский этап развития Джугджуро-Становой области отличался интенсивнейшими глыбово-сводовыми перемещениями, активной магматической деятельностью и процессами щелочного метасоматоза в региональных разломах. Глыбовые движения привели к возникновению крупных продольных зон растяжения и магматической проницаемости главным образом в осевой части Станового сводового поднятия. Обычно выделяются две стадии мезозойского магматизма: ранняя (позднеюрская — раннемеловая), с которой связано формирование пояса батолитоподобных и трещинных гранитоидных интрузий, и поздняя (меловая — палеогеновая) интрузивно-вулканогенная, отличающаяся тесной ассоциацией вулканитов и субвулканических интрузий различного состава. По данным абсолютной геохронологии, возраст интрузивов ранней стадии равен 110—158 млн. лет, второй стадии — 72—114 млн. лет. В позднюю стадию возникли также наложенные вулканогенные прогибы, заполненные эффузивами и пирокластами андезит-дацитовый, липаритовой и андезит-базальтовых формаций и частью туфопесчаниками. Низы разреза вулканогенных толщ (мощностью 2,5—3 км) характеризуются складчатостью промежуточного типа.

В связи с длительным унаследованным развитием складчатая область Становика — Джугджура вмещает эндогенное оруденение разного возраста и разного состава.

В раннем протерозое в связи с габбро-анортозитовой формацией возникла железо-титановая минерализация метасоматического типа Геранской зоны. Вкрапленные и массивные ильменитовые и титаномагнетитовые руды образовали серии линзообразных и пластообразных тел в габброидах и анортозитах. Оруденение тесно связано с процессом перераспределения железа и титана при анортизации исходных основных и ультраосновных пород (Мошкин и др., 1961). В пегматитовых жилах этого времени отмечается гнездовая редкометальная и мусковитовая минерализация (Имангра-Тимптонская зона). Пегматитовые жилы образуют поля разнообразной формы, абсолютный возраст их 1860 ± 50 —150 млн. лет (Тугаринов, 1965).

К позднему докембрию относится появление высокотемпературного оруденения (олово, вольфрам и др.) в парагенетической связи с субщелочными гранитоидными интрузивами (Улканская зона). Они размещаются на крайнем юго-восточном окончании Алданского щита и в примыкающих к нему протерозойских структурах Становика — Джугджура. Пегматитовые и гидротермальные месторождения обычно пространственно совмещены. Характерны сложные минеральные ассоциации редких металлов (олова, вольфрама и др.), в меньшей степени распространено сульфидное, молибденовое, цинковое оруденение. Рудные жилы и штокверки локализуются в зонах

щелочного метасоматоза, грейзенизации и других гидротермальных изменений, тяготеющих к пограничным разломам.

Измерения свинцово-урановым методом абсолютного возраста радиоактивных минералов, выделенных из рибекитовых гранитов и пегматитов Улканского массива, дали 1900 ± 50 млн. лет. Древний возраст этого массива доказывался также находками гальки граносиенит-порфиров и кварцевых порфиров в базальных конгломератах гонамской свиты (Тугаринов, Войткевич, 1970).

В позднем палеозое в разломах Становика — Джугджура в связи с габброидами повторно образовались сегрегационные вкрапленные концентрации ильменита и титаномагнетита.

Наиболее широко процессы эндогенного рудообразования проявились в мезозойскую эпоху, ведущими элементами которой являются медь, свинец, цинк, молибден, редкие металлы, золото, железо и др. Металлогенические зоны мезозойского возраста контролируются долгоживущими разломами, что определяет их значительную линейную протяженность и комплексный характер оруденения. Скарновые месторождения меди, свинца, цинка и других металлов залегают в приконтактных зонах мезозойских гранитных массивов в виде линзо- и гнездообразных скоплений вкрапленных галенит-сфалерит-халькопиритовых руд. Гидротермальная минерализация представлена жильными концентрациями сульфидов меди, свинца, цинка и др., а также вкрапленным молибденовым оруденением в зонах пиритизации и окварцевания.

Почти на всем протяжении складчатой области Становика — Джугджура обнаружены проявления золотоносности. Большой частью это золотые россыпи. Наряду с ними выявлены коренные месторождения и рудопроявления золота, приуроченные к участкам пересечения субширотных структур субмеридиональными разрывными нарушениями (Воларович, 1963). В центральной части Станового хребта развиты золотоносные диафориты (возраст их неясен), а также мезозойское гидротермальное оруденение (Коген, 1968). Оно представлено тремя типами. Золото-кварцевые жилы, которым сопутствуют березиты, ассоциируются с гипабиссальными интрузивами диоритов-монцитов. Золотоносные пропилиты локализуются в полях нижнемеловых андезитов, фельзитов, кварцевых порфиров и частично среди докембрийских метаморфических сланцев. Жилы золотоносного халцедоновидного кварца также размещаются среди мезозойских вулканитов, но сопровождаются не пропилизацией, а аргиллизацией вмещающих пород.

Таким образом, складчатая область Становика — Джугджура представляет собой крупнейшую пограничную структуру «шовного» типа, характеризующуюся во времени «сквозным» проявлением глубоких разломов, полиметаморфизмом, многократным и интенсивным магматизмом. Этим обусловлено совмещение в ее пределах разновозрастных и разнотипных эндогенных месторождений, а также активное воздействие на Алданский щит в мезозое: взламывание его краевой части, появление угленосных прогибов в связи с воздыманием

Станового хребта, проникновение крупных разломов в глубь платформы. Признаки такого воздействия устанавливаются и для более ранних периодов геологической истории. Вместе с тем отсутствие к югу от Джугджуро-Становой складчатой области мезозойских складчатых комплексов указывает на независимость ее тектонического и металлогенического развития от мезозойского геосинклинального процесса.

Юдомо-Майский перикратонный прогиб

Как крупный геотектонический элемент восточной окраины Алданского щита Юдомо-Майский прогиб охарактеризован в работах М. И. Ициксона, С. А. Музылева (1963), В. М. Моралева, А. Л. Ставцова (1961), С. В. Нужнова, В. А. Ярмолюка (1959), В. М. Терентьева

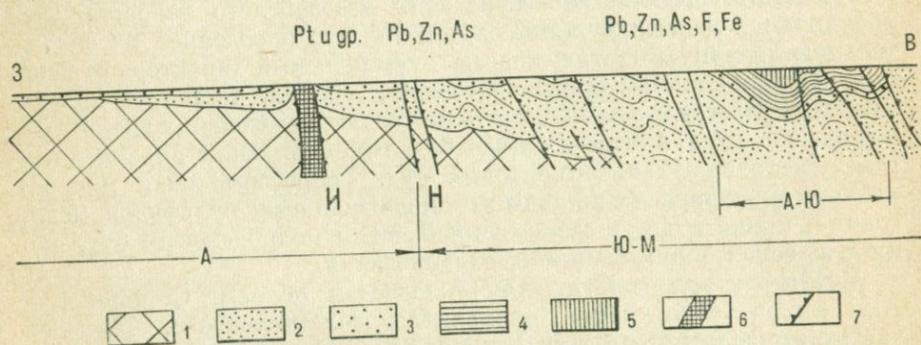


Рис. 7. Схематический геологический разрез через восточную часть Алданского щита (А), Юдомо-Майский перикратонный прогиб (Ю-М) и Аллаш-Юнский синклиорий (А-Ю)

1 — архейский кристаллический фундамент; 2 — терригенно-карбонатные отложения среднего — верхнего протерозоя; 3 — карбонатные отложения нижнего кембрия; 4 — карбонатно-терригенные отложения силура — карбона; 5 — терригенные отложения перми; 6 — синийские ультраосновные-щелочные интрузивы; 7 — разломы; И — Ингилийский массив, Н — Нельканский разлом. Символами обозначены ведущие рудные элементы

(1959) и др. Он вытянут в субмеридиональном направлении на многие сотни километров при ширине от 50—80 до 140 км, на западе отделен от Алданского щита глубинным Нельканским разломом, на юге, востоке и севере ограничен наложенными тектоническими структурами Джугджуро и Верхоянья.

В восточной части Алданского щита кристаллический фундамент перекрыт осадочным чехлом среднепротерозойско-нижнекембрийского возраста. Его мощность достигает 4 км (см. рис. 4, разрез IV). Залегает он почти горизонтально, за исключением местных осложнений, обусловленных внедрением интрузивов ультраосновных — щелочных пород центрального типа (рис. 7). Один из них — Ингилийский — прорывает верхнепротерозойские свиты: от оматинской до кандыкской. В пределах узкого кольца вокруг Ингилийского массива верхнепротерозойские отложения приобретают крутые углы

падения. Нижнекембрийские доломиты залегают на них трансгрессивно, не обнаруживая признаков контактового изменения. С помощью калий-аргонового метода возраст нефелиновых сиенитов Ингилийского массива определен в 690 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970).

Сам Юдомо-Майский прогиб заполнен мощными (10—12 км) карбонатно-терригенными осадками среднего и позднего протерозоя и кембрия. Фундамент прогиба, по-видимому, сложен архейскими — нижнепротерозойскими ультраметаморфическими породами. Сейчас он опущен на большую глубину и не доступен для непосредственного изучения. На протяжении всей зафиксированной геологической истории в пределах прогиба отмечается устойчивая тенденция к опусканию, свойственная перикратонным прогибам (Павловский, 1959). Намечаются два полных и один неполный циклы осадконакопления, соответствующие последовательно уянской, учурской, майской и уйской сериям среднего — верхнего протерозоя. Каждый из циклов начинался с формирования трансгрессивной серии терригенных осадков и заканчивался образованием существенно карбонатных отложений. Этап завершился формированием крупных продольных разломов, часть которых заложилась в период накопления осадочных толщ. В кембрии подобная цикличность отсутствовала; разрез осадочных толщ представлен преимущественно карбонатными породами. В послекембрийское время тенденция к прогибанию выразилась в возникновении в центральной части прогиба среднепалеозойского Аллах-Юнского (Южно-Верхоянского) синклизория, унаследовавшего структурный план Юдомо-Майского прогиба. На остальной части прогиба этому времени соответствовало оживление движений в зонах разломов с формированием диабазов.

В позднемезозойскую и кайнозойскую эпоху прогиб подвергался интенсивной активизации. Она проявилась следующим образом: усложнились древние разломы и возникли многочисленные позднемезозойские расколы, обусловившие мозаичноблоковую структуру краевых частей прогиба. По отдельным из этих разломов внедрились интрузии гранитоидной магмы.

Тектонические структуры прогиба весьма своеобразны. Разрывные нарушения относятся преимущественно к категории протяженных (до 300 км) продольных взбросов, ориентированных согласно со складчатыми сооружениями. Складки представлены гребневидными, реже сундучными и килеобразными антиклиналями и пологими широкими (корытообразными) синклиналиями. В целом для них характерна линейная вытянутость в меридиональном направлении и резко проявленная асимметрия складок, обусловленная надвижением антиклинальных структур с востока на запад по крупным взбросам и уменьшением в том же направлении общей дислоцированности пород и интенсивности перемещений по разломам.

Существуют две точки зрения на время образования складчатых структур. Согласно первой (Ицксон, Музылев, 1963; Резанов, Зарудный, 1962) они связываются с байкальской эпохой — эпохой

предкембрийской структурной перестройки Сибирской платформы.

Вторая, более вероятная точка зрения (Моралев, Ставцов, 1961; и др.) предполагает сопряженность этих структур с мезозойскими движениями Верхояно-Колымской области и тесную генетическую связь складчатых дислокаций с разрывными нарушениями.

Особенности геологического развития прогиба определяют основные черты его металлогении. К позднедокембрийской эпохе относится проявление непромышленной железорудной минерализации осадочного генезиса, представленной скоплениями бурых железняков, гематита или сидерита в грубообломочных терригенных или карбонатных толщах протерозоя. Образование железорудных концентраций, иногда сопровождаемых повышенными содержаниями фосфатов, глинозема и битумов, находится в тесной связи с формированием этих толщ.

С активизацией разломов в мезозое связывается телетермальная минерализация свинца, цинка, мышьяка, фтора, железа с примесью молибдена, меди, серебра и других элементов, локализованная в карбонатных породах позднего протерозоя и кембрия. Рудные тела с вкрапленным галенит-сфалерит-сидеритовым оруденением контролируются участками осложненных складчатых структур вблизи зон крупных разломов; они имеют пластообразную или гнездообразную форму и характеризуются развитием околорудных ореолов карбонатизации и окварцевания. Крупные региональные разломы определяют линейно вытянутую конфигурацию Юдомской и других рудных зон. Внутри этих зон иногда отмечаются признаки низкотемпературной барит-гематит-сидерит-доломитовой минерализации. Какие-либо конкретные данные о связи оруденения с магматизмом отсутствуют.

Показательно, что вдоль западной границы Алданского щита с Березовским перикратонным прогибом также распространена низкотемпературная свинцово-цинковая минерализация, тяготеющая к Жуинскому разлому (см. рис. 2). Свинцово-цинковая минерализация, как и в Юдомо-Майском перикратонном прогибе, локализуется среди дислоцированных осадочных пород протерозоя — нижнего кембрия, вне видимой связи с массивами изверженных пород (Билибина, Терентьев, 1968).

Предверхооянский краевой прогиб

Предверхооянский краевой прогиб, детально описанный Ю. М. Пущаровским (1960), входит в одноименную краевую систему вместе с примыкающей к нему частью Вилуйской синеклизы и краевой зоной Верхоянского антиклинория (Зоненшайн и др., 1966). Южный субширотный отрезок прогиба отделяет Верхояно-Колымскую складчатую область от северного склона Алданского щита.

Согласно данным геофизических исследований, погружение кристаллического фундамента платформы носит ступенчатый характер и в устье р. Алдан, где наблюдается наиболее мощный разрез мезо-

зойских отложений, превышает 20 км. По данным А. В. Лейпцига (1962), распределение мощностей триасовых — среднеюрских отложений не связано с современными очертаниями восточной окраины Сибирской платформы: они закономерно и постепенно увеличиваются по направлению к рекам Дербек и Нельгехэ, к внутренней зоне Верхояно-Колымской складчатой области (рис. 8). Во второй половине мезозоя произошла резкая перестройка структурного плана. В верхней юре сформировалось антиклинальное поднятие Верхоянья

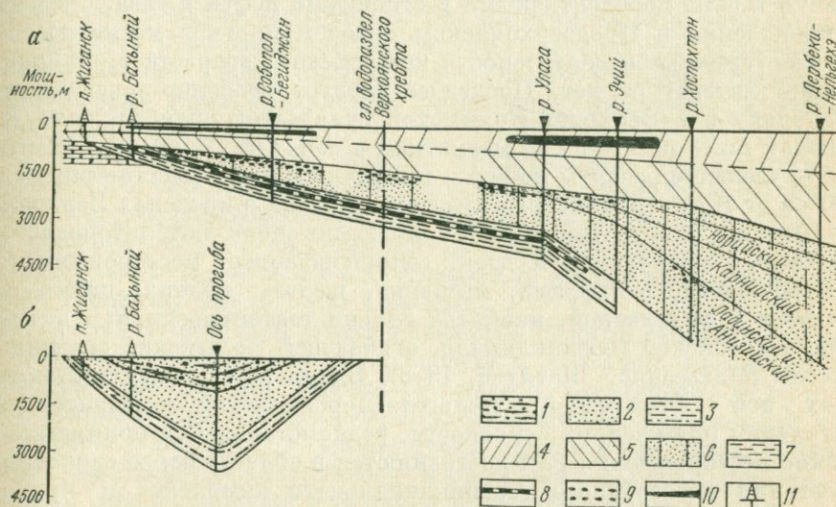


Рис. 8. Этапы развития структур восточной окраины Сибирской платформы в мезозое. (По А. В. Лейпцигу, 1962.)

а — разрезы верхнетриасовых — среднеюрских отложений Сибирской платформы и смежных районов Верхояно-Чукотской геосинклинальной области; б — разрезы верхнеюрских — нижнемеловых отложений Предверхоянского краевого прогиба
1 — верхний мел; 2 — нижний мел; 3 — верхняя юра; 4 — средняя юра; 5 — нижняя юра; 6 — средний и верхний триас; 7 — нижний триас; 8—10 — маркирующие горизонты в мезозойском разрезе — пачки конгломератов, пачки глинистых пород; 11 — разрезы, изученные по скважинам

и заложился Предверхоянский краевой прогиб. Развитие последнего охватило сравнительно короткий промежуток времени и завершилось в верхнем мелу.

Строение Предверхоянского краевого прогиба асимметричное, обусловленное подразделением на две продольные структурно-фациальные зоны: 1) внешнюю, приплатформенную, представляющую широкое, пологое крыло прогиба, сложенное мезозойскими терригенными осадками небольшой мощности, где осадочная толща образует субплатформенные куполообразные вздутия, и 2) внутреннюю, пригеосинклинальную, сложенную более полным комплексом осадочных отложений значительной мощности, собранных в линейные или брахиформные складки. Дислоцированность осадочной толщи, так же как и ее мощность, возрастает в направлении складчатой

области. Зафиксировано несколько продольных и поперечных флексуобразных уступов, осложняющих общую структуру прогиба и, по-видимому, отражающих смещение кристаллического фундамента платформы. Несомненна генетическая связь прогиба с глубинными расколами фундамента, на что указывает его переход на границе с Сетта-Дабанским горст-антиклинорием в типичный краевой шов.

Осадочные толщи, заполняющие и подстилающие прогиб, считаются весьма перспективными в отношении нефти и газа. Сведений о проявлении в Предверхоянском краевом прогибе магматической и гидротермальной деятельности мезозойского возраста в опубликованной литературе нет. Последнее следует особенно подчеркнуть, поскольку и в Верхояно-Колымской складчатой области, и на Алданском щите мезозойский магматизм и сопутствующее ему эндогенное оруденение развиты мощно и разнообразно. На расстоянии 150—250 км от Предверхоянского краевого прогиба в пределах Верхояно-Колымской складчатой области проходит пояс батолитоподобных гранитных интрузивов и даек, сопровождаемый месторождениями золота, олова, вольфрама, мышьяка, железа, свинца, цинка. Он тяготеет к внутренней, наиболее сильно тектонически нарушенной зоне мезозойской геосинклинали, огибающей Колымский срединный массив (Матвеевко, Шаталов, 1958). Вдоль поперечных тектонических зон — Эгехайской, Нельгехэ-Дербекинской — гранитоидные интрузивы повышенной основности, редкометалльные и полиметаллические месторождения распространяются в область более спокойного залегания мезозойского геосинклинали комплекса и приближаются к Предверхоянскому краевому прогибу на 100—120 км. По данным калий-аргонового метода, внедрение главной массы гранитоидных интрузивов произошло 150—80 млн. лет назад (Фирсов, 1960), т. е. в промежуток от верхней юры до конца мела — начала палеогена, что соответствует завершению главных фаз складчатости и орогенному этапу развития Верхояно-Колымской складчатой области.

На Алданском щите, где тектоническая активизация началась в нижней юре, мезозойские щелочные интрузивы удалены от Предверхоянского краевого прогиба на 200 км и более и сосредоточены на крыльях осевого сводового поднятия, осложненного разломами. Их сопровождают месторождения золота, флюорита, молибдена. Абсолютный возраст интрузивов равен 158—107 млн. лет.

Примыкающий к Предверхоянскому краевому прогибу северный склон Алданского щита сложен платформенными карбонатными породами кембрийского возраста, залегающими почти горизонтально и перекрытыми юрскими терригенными отложениями.

Таким образом, заложение и формирование Предверхоянского краевого прогиба во времени совпадает с завершающей (орогенной) стадией развития Верхояно-Колымской складчатой области и с периодом активизации Алданского щита. Проявления мезозойской интрузивной и гидротермальной деятельности затухают по направ-

влению к прогибу, а в нем самом не обнаружены. Это указывает на отсутствие прямых связей между тектоническими структурами, контролирующими размещение продуктов мезозойского магматизма по разные стороны Предвяхоянского краевого прогиба.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ КИТАЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В 1945 г. Хуан Цзи-цин опубликовал первую схему тектонического районирования юго-восточного Китая, которая легла в основу многих более поздних построений. Он выделил на этой территории три основные тектонические структуры: каледониды Цзяннани на северо-западе, каледониды Катазии на юго-востоке и расположенные между ними яньшаниды (мезозониды) собственно Южного Китая (Хуан Цзи-цин, 1952).

В. М. Симицын (1955) привел убедительные доказательства в пользу того, что яньшаниды Южного Китая принадлежат к внутренним структурам Китайской платформы, объединил всю территорию, расположенную к югу от р. Янцзы, под названием Южно-Китайского массива и показал в его пределах те же три главных структурных элемента, что и Хуан Цзи-цин.

В. В. Белоусов (1956) охарактеризовал Южный Китай в целом как альпийскую платформу на архейском и частично каледонском основании. Прибрежные районы он назвал антеклизой, подвергшейся гранитизации в меловое время, Цзяннанию — антеклизой на каледонском основании, а находящуюся между ними Нанлинскую парагеосинклиналь — синеклизой, испытавшей значительное прогибание в девоне, карбоне и перми и поднятой в мелу.

Идея о принципиальном отличии Южного Китая от «типичных» геосинклиналей и платформ наиболее ясно была высказана Чен Го-да (Chan Kuo-ta, 1956), который резко противопоставил два периода геологической истории Южного Китая: от синия до нижнего мезозоя, когда вся область находилась в устойчивом платформенном состоянии, и более поздний этап развития с высокой тектонической активностью. Построения Чен Го-да были поддержаны Но Чан-фуном (Ngo Chan-foon, 1956), который также отнес консолидацию фундамента платформы в Юго-Восточном Китае к досинийскому времени и отметил его неоднократную активизацию в более поздние периоды развития.

В 1958 г. коллективом авторов под руководством Джан Вэнь-ю в Институте геологии КНР была составлена карта тектонического районирования Китая в м-бе 1 : 4 000 000. С некоторыми изменениями она опубликована на русском языке в «Основах тектоники Китая» (1962). По районированию Южного Китая эта карта ближе всего стоит к первой схеме Хуан Цзи-цина. Однако формирование фундамента юго-восточной части Китайской платформы авторы относят не к каледонской складчатости, как это делал Хуан Цзи-цин, а к периоду люйлянских (досинийских) движений.

После выхода «Основ тектоники Китая» предложено еще несколько схем, по-иному трактующих тектоническое строение Юго-

Восточного Китая. Так, в ряде статей Хуан Цзи-цин (Хуан Цзи-цин, 1961, Huang, 1959, 1960; Huang, Jiang, 1962) решительно отвергает представление Чен Го-да о Южном Китае как об активизированной платформе и подразделяет эту территорию на параплатформу Янцзы и Южно-Китайскую параплатформу. Однако Ч. Ся (Hsieh, 1962, 1963) считает, что лишь северо-западная часть Южного Китая может быть отнесена к Китайской платформе. К югу от нее он намечает каледонские мио- и эвгеосинклинали, а в юго-восточных прибрежных районах эвгеосинклиналь мезозойского (яньшаньского) возраста.

Наконец, на «Схеме тектоники Евразии» опубликованной Н. П. Херасковым (1963 г.), в Юго-Восточном Китае выделена область байкальской складчатости, или собственно платформенная часть, область каледонской складчатости и наложенный вулканический пояс мезозойского возраста. (Это же отражено на «Тектонической карте Евразии», 1966 г.).

Таким образом, при тектоническом районировании Юго-Восточного Китая наибольшие расхождения возникают в трактовке трех основных вопросов: какая часть этой территории относится к Китайской платформе? Каков возраст фундамента и соответственно платформенного чехла? Какова роль мезозойских движений в создании тектонических структур?

В дальнейшем изложении за основу взято подразделение Южно-Китайского платформенного массива на две части: западную, сформированную на верхнепротерозойском основании, и восточную, эпикаледонскую. Будем называть их соответственно западным и восточным мегаблоками. В западном мегаблоке платформенный чехол представлен почти непрерывным разрезом пород от синия до триаса, в восточном — от нижнего девона до триаса. Главнейшими структурными элементами платформенного этапа являются Цзяннаньский и Катазиатский платформенные антиклинории, Хубэй-Гайчжоуский, Юньнань-Гуансийский и Цзянси-Хунаньский платформенные синклинии. Они в свою очередь подразделяются на более мелкие прогибы и поднятия. Наиболее крупные тектонические элементы тектономагматической активизации — Фуцзянско-Чжэцзянский вулканический пояс и Сычуаньская впадина. На севере Южно-Китайский платформенный массив граничит с Янцзыцзянской парагеосинклинальной зоной, на юго-востоке — с кайнозойской складчатой областью о. Тайвань (рис. 9).

Мезозойские тектонические движения, магматизм и оруденение захватили главным образом Катазиатский платформенный антиклинорий, Цзянси-Хунаньский платформенный синклиний и в несравненно меньшей степени — Цзяннанию и Хубэй-Гуйчжоуский платформенный синклиний (рис. 10 а, б).

В западном мегаблоке Южно-Китайского платформенного массива к нижнему структурному этапу относятся слабо метаморфизованные филлиты, кварциты, углисто-глинистые сланцы свиты баньси, обнажающиеся в пределах Цзяннани. Вышележащие синийские отложения местами содержат древние ледниковые морены, что

свидетельствует о существовании поднятий на месте Цзяннани до начала палеозоя (Ван Юэ-лунь, 1960). По данным единичных определений абсолютного возраста, верхняя граница свиты баньси оценивается в 750—850 млн. лет, что соответствует верхнему протерозою (Ли Пу, 1963).

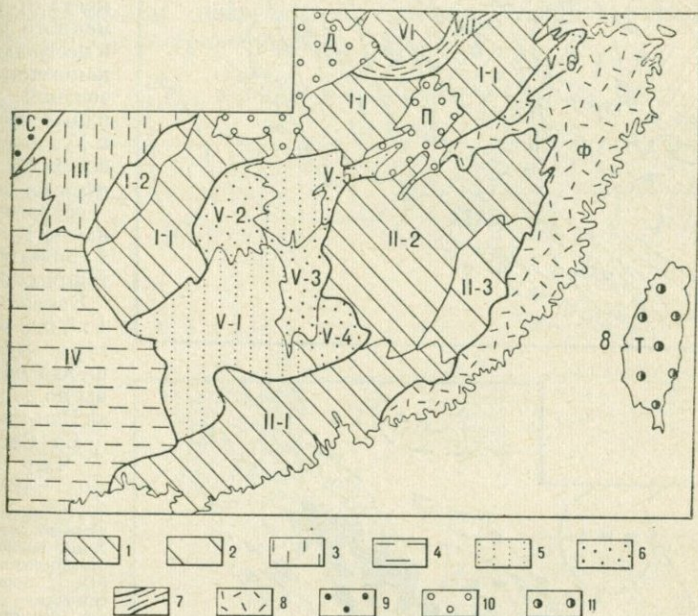


Рис. 9. Схема тектонического районирования Юго-Восточного Китая. (Составлена по книге «Основы тектоники Китая» с изменениями.)

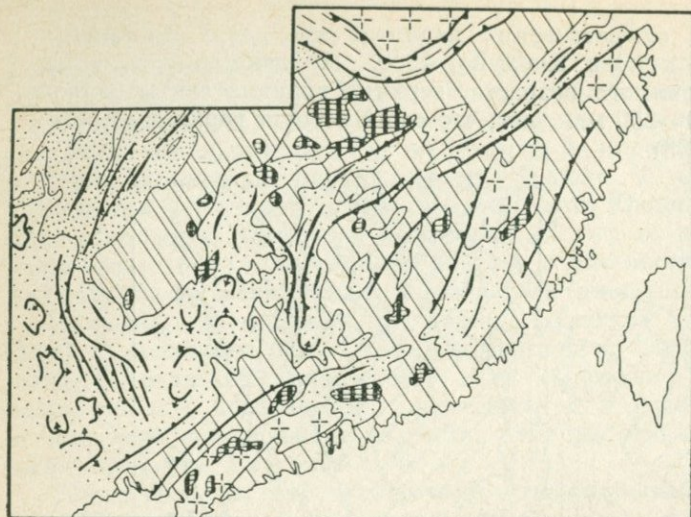
1—2 платформенные антиклинории: выходы фундамента (1), фундамент перекрыт платформенным чехлом (2); 3—6 — платформенные синклинории: неполные разрезы чехла от синия до триаса (3), полные разрезы чехла от синия до триаса (4), неполные разрезы чехла от девона до триаса (5), 6 — полные разрезы чехла от девона до триаса; 7 — парагесинклиальная зона; 8 — вулканический пояс; 9 — мезозойская впадина; 10 — кайнозойские впадины; 11 — кайнозойская геосинклиальная область

Тектоническое районирование. Южно-Китайский платформенный массив. Платформенные антиклинории: I — Цзяннаньский (I-1 — собственно Цзяннани, I-2 — зона обрамления Цзяннани), II — Катазиатский (II-1 — Гуандунское поднятие, II-2 — Цзянсийское поднятие, II-3 — Западно-Фуцзяньский наложенный прогиб). Платформенные синклинории: III — Хубэй-Гуйчжоуский, IV — Юньнань-Гуансийский, V — Цзянси-Хуаньский (V-1 — область гранитных куполов, V-2 — Западно-Хуаньский, V-3 — Южно-Хуаньский, V-4 — Бэйцзянский, V-5 — Ичуньский, V-6 — Наньчан-Ханчжоуский прогибы), VI — Хуайяньский платформенный антиклинорий, VII — Янцзыцзянская парагесинклиальная зона. Ф — Фуцзяньско-Чжэцзянский вулканический пояс, С — Сычуаньская впадина, Д — впадина Дунтинху, П — впадина Поянху, Т — Тайваньская геосинклиальная область

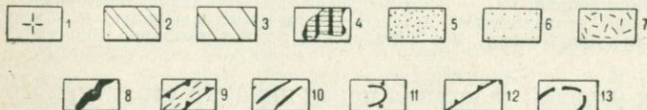
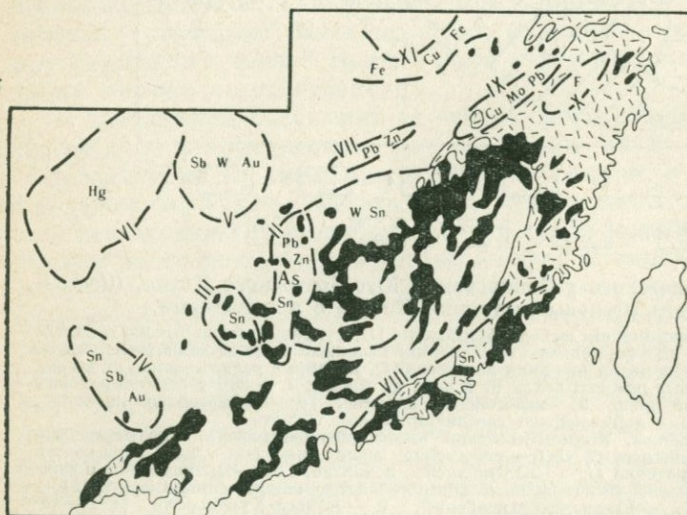
Что же касается условий залегания пород нижнего структурного этажа, то они изучены еще очень слабо. Известно лишь, что простиранье филлитов и глинистых сланцев свиты баньси изменяется в соответствии с изгибом Цзяннани от субмеридионального через широтное до северо-восточного.

Платформенный период развития в эипротерозойской части Южно-Китайского массива продолжался от синия до триаса, на

a



б



ласть; II — Южно-Хуаньская металлогеническая зона; III — Восточно-Гуансийский рудный район; IV — Наннинская металлогеническая зона; V — Центрально-Хуаньская металлогеническая область; VI — Восточно-Гуйчжоуская металлогеническая область; VII — Западно-Цзянсийская рудная зона; VIII — Прибрежная металлогеническая зона; IX — Центрально-Чжэцзянская металлогеническая зона; X — Восточно-Чжэцзянский рудный район; XI — Янцзыцзянская металлогеническая зона

Рис. 10. Южно-Китайский платформенный массив. Схема соотношений тектонических структур фундамента и платформенного чехла (а) и мезозойских вулканогенных образований, гранитоидных интрузивов и рудоносных площадей (б). (Составлена на основании геологической карты Китая м-ба 1 : 3 000 000 и Тектонической карты Евразии м-ба 1 : 5 000 000; контуры рудоносных площадей нанесены по данным Хуан Цзи-цина (1952), Ся Сян-жуна, Чжу Цзюня, 1958.)

1—4—нижний структурный этаж: архейские гнейсы и кристаллические сланцы (1), протерозойские сланцы — свита баньон (2), нижнепалеозойские геосинклинальные отложения — луньшаньская свита (3), палеозойские (каледонские) гранитоиды (4); 5—6—платформенный чехол: отложения синия — силура (5), отложения девона — триаса (6); 7 — мезозойский вулканогенный комплекс; 8—мезозойские (яньшаньские) гранитоиды; 9 — Янцзыцзянская парагеосинклинальная зона; 10 — линейные складки; 11 — брахискладки; 12 — разломы; 13 — контуры и ведущие металлы рудоносных площадей: I — Южно-Цзянсийская металлогеническая область; II — Южно-Хуаньская металлогеническая зона; III — Восточно-Гуансийский рудный район; IV — Наннинская металлогеническая зона; V — Центрально-Хуаньская металлогеническая область; VI — Восточно-Гуйчжоуская металлогеническая область; VII — Западно-Цзянсийская рудная зона; VIII — Прибрежная металлогеническая зона; IX — Центрально-Чжэцзянская металлогеническая зона; X — Восточно-Чжэцзянский рудный район; XI — Янцзыцзянская металлогеническая зона

остальной его площади — от нижнего девона до триаса. В этот период происходили неоднократные трансгрессии и регрессии эпиконтинентальных морей и отлагались карбонатно-песчано-сланцевые тощи, угленосные в верхней своей части. Соответственно платформенный чехол разделяется на два подэтажа, разделенных региональным стратиграфическим несогласием: синийско-нижнепалеозойский и среднепалеозойско-триасовый.

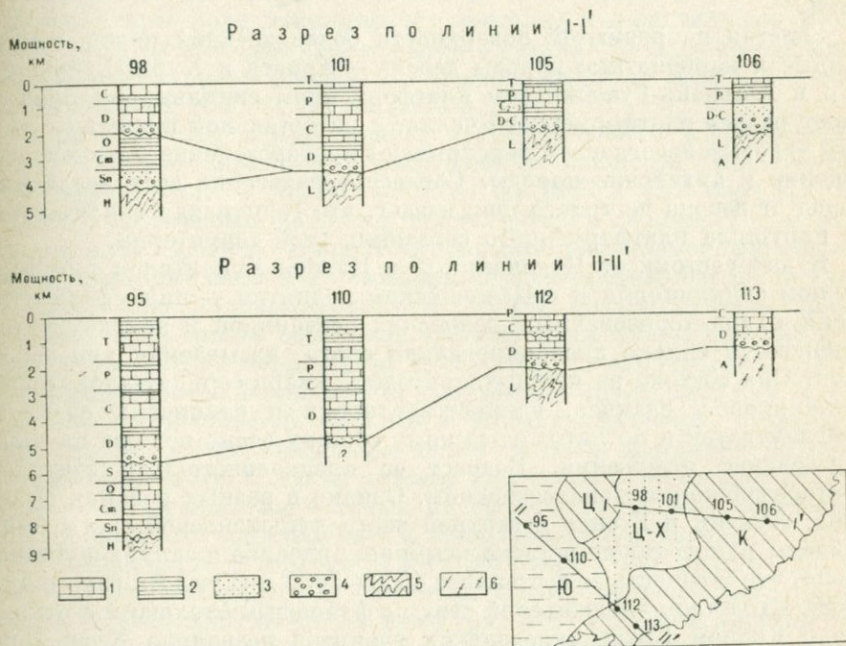


Рис. 11. Разрезы платформенного чехла в Юго-Восточном Китае. (Составлены по книге «Региональная стратиграфия Китая», 1960.)

1—4 — платформенный чехол: известняки, доломиты, мергели (1), глинистые, углистые, кремнистые сланцы (2), песчаники, алевролиты (3), конгломераты (4); 5—6 — фундамент: филлиты, песчаники свиты баньси — (H) — и лушань — L (5); гнейсы (6). Внизу справа показано расположение разрезов относительно структурных элементов платформенного этапа развития. К — Катазиатский; Ц — Цзяннаньский платформенный антиклинорий; Ю — Юньнань-Гуансийский; Ц-Х — Цзянси-Хуаньский платформенный синклиний

Платформенные отложения синия — силура распространены преимущественно в северной части Хубэй-Гуйчжоуского и платформенного синклиндия и вдоль северной границы Цзяннани (Основы тектоники Китая, 1962) и достигают большой мощности — до 3—4 км. Разрез синия начинается грубозернистыми континентальными песчаниками, конгломератами и сланцами, которые несогласно перекрывают метаморфические сланцы свиты баньси (рис. 11). Выше залегают песчано-галечные моренные отложения (тиллиты), а затем морские кремнистые и мергелистые известняки и глинистые сланцы. Нижний кембрий представлен главным образом сланцами,

песчаниками и мергелями с горизонтами фосфоритов, средний и верхний кембрий — в основном известняками и доломитовыми известняками с пропластками глинистых и песчанистых сланцев. Для ордовика и силура характерно многократное чередование углистых, глинистых, песчанистых сланцев с известняками и мергелями. В целом отложения синия — силура отвечают крупной морской трансгрессии, максимум которой приходится на средний — верхний кембрий.

Залегая на размытой поверхности более древних пород, терригенные и карбонатные породы девона — триаса в Хубэй-Гуйчжоуском и Юньнань-Гуансийском платформенном синклинории продолжают разрез платформенного чехла, а на остальной площади с резким угловым несогласием перекрывают протерозойские, нижнепалеозойские и архейские породы. Согласно залеганию всех осадочных пород от девона до триаса показывает, что герцинская складчатость не нарушила платформенного состояния этой территории.

К юго-востоку от Цзяннани — в Цзянси-Хуаньском платформенном синклинории и в Цзянсийском поднятии — ниже фаунистически охарактеризованных девонских песчаников и конгломератов обнажается сильно дислоцированная свита, называемая луньшаньской. Она состоит из кварц-хлоритовых, кварц-серцит-хлоритовых песчаников и сланцев, глинисто-углистых и глинистых сланцев, конгломератов и по литологическому составу очень похожа на нижнедевонские отложения. Возраст ее предположительно считался протерозойско-нижнепалеозойским. Однако в разных районах Гуандуна, Хунани и Гуанси в верхней части луньшаньской свиты были найдены руководящие остатки кембрия, ордовика и силура и установлено, что мощность ее составляет 4000—5000 м (Гуан Ин-вэнь и др., 1959). Сходство луньшаньской свиты с флишевыми толщами и открытие в Южном Китае каледонских гранитов позволило Хуан Цзичуну (1961) говорить о существовании здесь нижнепалеозойской геосинклинали, но слабый метаморфизм луньшаньской свиты и незначительное распространение палеозойских интрузивов показывают, что каледонские тектонические движения были не очень интенсивными. На эту особенность каледонид Южного Китая уже давно обратил внимание А. И. Мазарович (1951, 1952).

На палеогеографических схемах синия — нижнего палеозоя на месте всей Катазии до недавних пор изображалась суша. Согласно данным Ма Син-юаня, Ю Чжень-фуна (1964), в синийское время восточные приморские районы, сложенные докембрийскими гнейсами, и отдельные части Цзяннани испытывали относительное поднятие, между ними происходило интенсивное погружение, в то время как территория Цзянси-Хуаньского платформенного синклинория медленно и спокойно опускалась.

Сравнение разрезов девона — триаса, составленных по книге «Региональная стратиграфия Китая» (1960), показывает, что в основании эпикаледонских платформенных отложений повсеместно наблюдаются мощные (до 600—800 м) песчаники и конгломераты. Они

сменяются известняками, песчаниками и сланцами, которые накапливались в условиях более спокойных колебательных движений, переходящих в общее поднятие Юго-Восточного Китая. Верхнекаменноугольные и пермские песчано-сланцевые отложения содержат промышленные пласты каменных углей, чередующиеся с выдержанными карбонатными горизонтами (Ван Цзай-ся, 1960). Триасовая трансгрессия, когда образовались известняки чжэнь, была последней в геологической истории Юго-Восточного Китая. На границе триаса — юры море покинуло его пределы, и нижнеюрские осадки везде ложатся на более древние слои с резким угловым несогласием, заполняя межгорные впадины. Мощность разрезов девона — триаса колеблется от 1000—1500 до 5000 м.

При этом для Цзяннаньского и Катазиатского платформенных антиклинориев характерны сокращенные мощности девонского — триасового чехла — обычно от 1000 до 2000 м (см. рис. 11). Несколькo увеличенные мощности наблюдаются в Западно-Фуцзянском наложенном прогибе. Цзянси-Хуаньский платформенный синклиорий в среднем палеозое — нижнем мезозое прогибался значительно сильнее. Максимальной мощности (3300 м) платформенные отложения девона — триаса достигают в Южно-Хуаньском прогибе и закономерно уменьшаются на юг и на север по направлению к платформенным антиклинориям. Это уменьшение происходит как за счет сокращения мощностей отдельных стратиграфических подразделений, так и за счет выпадения целых отделов, например пермских и триасовых слоев. Сходная картина наблюдается по северо-западной периферии Цзяннани, а также на границе Юньнань-Гуансийского платформенного синклиория и Гуандунского поднятия.

Главная роль в тектонике Юго-Восточного Китая принадлежит мезозойской складчатости, которую обычно подразделяют на два цикла: индосинийский (от верхнего триаса до лейаса) и яньшаньский (от верхней юры до мела). Однако разграничение тектонических структур индосинийских и яньшаньских сопряжено с большими трудностями и произведено далеко не во всех районах; поэтому мы будем в дальнейшем употреблять термин «яньшаньские», подразумевая под ним не только более молодые тектонические структуры, но также индосинийские, усложненные яньшаньскими движениями. Именно яньшаньские движения превратили прогибы и впадины платформенного этапа в складчатые сооружения.

В противоположность сильно нарушенным архейским и протерозойским породам основания, отложения девона — нижней юры обычно собраны в пологие складки, с углами падения крыльев до 10—30°, которые В. В. Белоусов (1956) рассматривает как переходные от полных к прерывистым, а Хуан Цзи-цин (1952) определяет как покрывные складки фундамента.

Мезозойские тектонические движения проявились в западной части Южно-Китайского платформенного массива слабее, чем в восточных приморских районах. За исключением Бамяньшаньского унаследованного прогиба с его дугообразно изогнутыми складками,

на остальной площади преобладают сундучные и гребневидные складки, усложненные сбросами и взбросами. Своеобразна тектоника Гуансийской дуги, входящей в Юньнань-Гуансийский платформенный синклиорий: сочетание пологих брахисинклиналей, сложенных карбонатно-песчано-сланцевыми платформенными отложениями, с горст-антиклиналями различного направления. В наиболее размытых ядрах антиклиналей на поверхность выходят протерозойские сланцы свиты баньси. Некоторые авторы трактуют Гуансийскую дугу как южное продолжение Цзяннани под платформенным чехлом. На юге Гуансийская дуга граничит с Гуандунским поднятием по крупным разломам северо-восточного направления. Серия протяженных субмеридиональных разломов опоясывает с запада и краевую часть Цзяннани. Вблизи этих разломов платформенные отложения местами имеют крутое падение, вплоть до вертикального. Восточное же, в зоне обрамления Цзяннани, песчаники, сланцы, известняки и доломиты синия — кембрия залегают на более древних породах почти горизонтально.

Эпикаледонская часть Южно-Китайского платформенного массива была дислоцирована в мезозое гораздо сильнее. Наиболее показательна тектоника Цзянси-Хунаньского платформенного синклиория. Обширная область гранитных куполов получила свое название благодаря развитию на ее площади пологих брахискладок с углами падения крыльев в $5-30^\circ$, в ядрах которых обнажаются метаморфические сланцы и песчаники протерозоя — нижнего палеозоя, прорванные гранитами, а на крыльях и в брахисинклиналях залегают мощные карбонатно-песчано-сланцевые толщи среднего — верхнего палеозоя. Расположенные на ее периферии прогибы — Западный, Южно-Хунаньский и Бэйцзянский — представляют собой грубо изометричные в плане синклиории. Южно-Хунаньский прогиб занимает среди них особое положение. В девоне — триасе он испытал наибольшее погружение, а в период активизации в нем возникли наиболее интенсивные складчатые и разрывные дислокации платформенного чехла. На восточном и западном его флангах развиты брахискладки, а в центральной части — тесно сжатые линейные складки, опрокинутые на запад и усложненные крупными надвигами. Для Западно-Хунаньского прогиба типично сочетание брахи-антиклиналей с пологими дугообразно изогнутыми линейными складками, которые часто надвинуты друг на друга в западном направлении. Бэйцзянский прогиб характеризуется комбинацией различных ориентированных складок с разломами субмеридионального, широтного и северо-восточного простирания. В тектоническом строении Ичуньского и Наньчан-Ханчжоуского прогибов, разделяющих Цзяннанию и Катазию, большую роль играют дизъюнктивные нарушения северо-восточного простирания.

В пределах Катазии яньшаньские складчатые и разрывные структуры изучены гораздо хуже, чем в Цзянси-Хунаньском платформенном синклиории. По мнению ряда исследователей, они проявились в виде глыбово-складчатых дислокаций. В Цзянсийском поднятии

песчаники и сланцы луньшаньской свиты, обнажающиеся на значительных площадях, смяты в почти изоклиналильные складки северо-северо-западного простирания, в то время как мезозойские складчатые и разрывные структуры имеют северо-восточное направление.

Мезозойские деформации платформенного чехла были обусловлены блоковыми перемещениями фундамента (Chang, 1961). Приведенные выше данные о мощностях и условиях залегания платформенных отложений показывают, что наиболее интенсивные складчатые и разрывные нарушения чехла произошли на границах платформенных синклиналирий и антиклиналирий, испытывавших в течение платформенной стадии интенсивное погружение.

Третий структурный этаж сформировался в период активизации в условиях гораздо более резких и дифференцированных тектонических движений, нежели те, которые происходили в платформенную стадию развития. К нему относятся юрские угленосные отложения и вулканогенно-осадочный комплекс верхнеюрского — мелового возраста, объединяемые в нижний структурный подэтаж, а также кайнозойские континентальные пестроцветные отложения и четвертичные базальты, образующие верхний структурный подэтаж.

В отличие от триасовых известняков, песчаников и сланцев, венчающих разрез платформенного чехла, юрские угленосные отложения накапливались в разобщенных впадинах, ограниченных разломами. Как правило, они начинаются с базальных конгломератов. Выше залегают кварцевые и полевошпатовые песчаники и глинисто-углистые сланцы с прослоями каменных углей. В некоторых впадинах мощность угленосных юрских отложений достигает 700—1000 м. Это уже чисто континентальные образования, возникшие на фоне общего воздымания территории.

Следует, однако, подчеркнуть, что переход к иному тектоническому режиму наметился еще в конце платформенного периода, о чем свидетельствует появление угленосных горизонтов в верхнепалеозойских отложениях и совпадение юрских впадин с унаследованными прогибами платформенного этапа развития. Более того, в Ичуньском прогибе наблюдается практически непрерывный разрез угленосных отложений пермского, триасового и юрского возраста.

Самые мощные разрезы мезозойских континентальных отложений (до 5—7 км) наблюдаются в изолированной Сычуаньской впадине, которая испытывала интенсивное погружение в течение юрского и мелового периодов. Она заполнена исключительно терригенными породами — пестроцветными песчаниками, алевролитами и сланцами, дислоцированными в заключительные фазы яньшаньской складчатости.

Вулканогенно-осадочный комплекс перекрывает с резким углом несогласием все подстилающие породы, включая угленосные юрские свиты. Наибольшей мощности (до 2000 м) он достигает в Фуцзяньско-Чжэцзянском вулканическом поясе. В северной части пояса в основании залегают трахиандезиты, трахиты, андезитовые и трахитовые туфы, риолиты. Выше по разрезу располагаются туфокон-

гломераты и туфопесчаники с прослоями трахиандезитов и, наконец, мощная толща риолитов и туфов риолитов, перемежающихся с красноцветными песчаниками, глинистыми сланцами и туфоконгломератами (Региональная стратиграфия Китая, 1960). В южной части Фуцзяньско-Чжэцзянского пояса вулканические породы представлены в основном флюидалными риолитами, вулканическими брекчиями, агломератами, туфоандезитами, туфами, туфоконгломератами. Обломки вулканических брекчий состоят из риолитов, цементирующая масса — из рыхлого туфогенного материала. В основании иногда отмечаются красные, фиолетовые и черные песчаники, глинистые

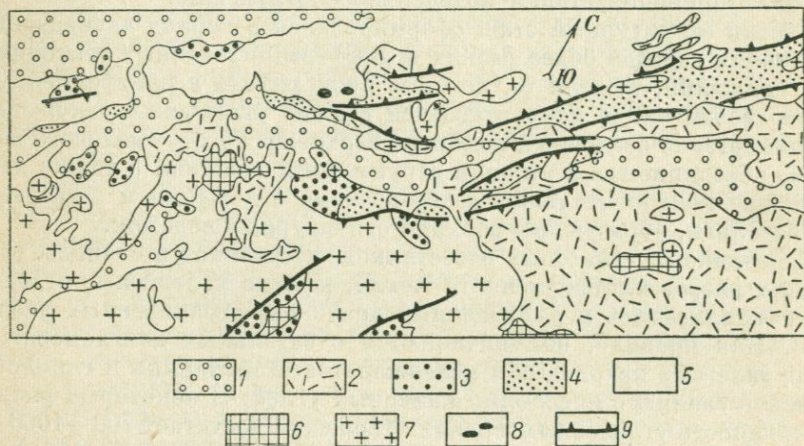


Рис. 12. Схема геологического строения Наньчан-Ханчжоуского прогиба и его обрамления. (Составлена на основании геологической карты Китая м-ба 1 : 1 000 000.)

1 — третичные и древнечетвертичные отложения; 2 — меловые вулканогенные отложения; 3 — юрские угленосные отложения; 4 — платформенные отложения девона — триаса; 5 — песчано-сланцевые отложения луньшаньской свиты; 6 — архейские гнейсы; 7 — мезозойские гранитоидные интрузивы; 8 — ультраосновные интрузивы; 9 — рвааломы

сланцы и агломераты с линзами туфов. Западнее Фуцзяньско-Чжэцзянского пояса мощность вулканогенно-осадочного комплекса быстро уменьшается и меловые отложения представлены исключительно терригенными осадочными породами.

В целом Фуцзяньско-Чжэцзянский вулканический пояс ориентирован по азимуту 20—30° и косо пересекает Катазиатский и Цзяннаньский платформенные антиклинории. Вдоль Наньчан-Ханчжоуского прогиба от него ответвляется шестистокметровая вулканическая зона, имеющая иное простирание — 50—70°.

Среди тектонических структур Южно-Китайского платформенного массива Наньчан-Ханчжоуский прогиб занимает особое положение. Будучи ориентирован в северо-восточном направлении, он отделяет Цзяннаньский платформенный антиклинорий от Катазиатского, а в период активизации (и это главная его особенность) в нем происходили интенсивные вулканические процессы (рис. 12). Сле-

дует обратить внимание на тот факт, что вдоль юго-восточной его границы во многих местах обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы предположительно архейского возраста, в самом прогибе наблюдаются полные и мощные разрезы среднего и верхнего палеозоя, а к северу от него преобладающим развитием пользуются дислоцированные геосинклинальные отложения протерозоя — нижнего палеозоя. Кварцитовидные песчаники девона — нижнего карбона имеют в прогибе в несколько раз ббльшую мощность, чем в других районах Южного Китая.

Вулканическая зона, отходящая от Фуцзянско-Чжэцзянского вулканического пояса вдоль Наньчан-Ханчжоуского прогиба, частично захватывает и его границы с платформенными антиклинариями. Разрез вулканогенного комплекса начинается с красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов, выше залегают андезиты и их туфы, далее эффузивные и пирокластические породы среднего — кислого состава и, наконец, потоки риолитовых лав. Общая мощность этих отложений составляет 1500—2000 м. По мере удаления от оси прогиба разрез и мощность комплекса меняются. Например, в краевой части Цзяннани его суммарная мощность не превышает 500—600 м, а в разрезе преобладают красноцветные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы с подчиненными горизонтами андезитовых и риолитовых туфов, трахилипаритов и дацитов.

Наньчан-Ханчжоуский прогиб сохранял высокую подвижность и в третичном периоде. Но в отличие от большинства других кайнозойских впадин Южного Китая, в которых третичные отложения ложатся с резким угловым несогласием на мезозойские структуры как в разрезе, так и в плане, в Наньчан-Ханчжоуском прогибе красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты заполняют узкие грабены, вытянутые согласно с общим простираем более древних складок.

Мезозойские движения проявились в Наньчан-Ханчжоуском прогибе с гораздо большей силой, чем в прилегающих платформенных антиклинариях. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что в крайних частях Цзяннани мезозойские породы залегают с небольшими (10—15°) углами наклона, а в самом прогибе они нередко смяты в крутые складки или флексуры с почти отвесным падением пластов.

Судя по геологическим картам, структуры Наньчан-Ханчжоуского прогиба продолжают далее на северо-восток под покровом вулканических отложений Фуцзянско-Чжэцзянского пояса. Присутствие здесь серии северо-восточных разломов фундамента подтверждается и ориентировкой третичных межгорных впадин, и тем обстоятельством, что в отдельных окнах из-под меловых эффузивов рядом с архейскими гнейсами обнажаются пермские, ордовикские, силурийские, кембрийские породы.

Все это доказывает, что Наньчан-Ханчжоуский прогиб возник в зоне длительно развивавшихся глубинных разломов и что эти

разломы оказали несомненное влияние на формирование орогенного структурного этажа. Примечательно, что именно здесь располагаются мелкие массивы ультраосновных пород мезозойского возраста, которые вообще редки на Китайской платформе.

С вулканогенно-осадочным комплексом во времени и частично в пространстве связаны гранитоидные интрузии, известные в литературе под названием яньшаньских. К ним относятся изверженные породы преимущественно кислого состава — от диоритов до лейкократовых гранитов и гранит-порфиров включительно. Гранитоидные массивы обнажаются главным образом среди протерозойско-силурийских и девонских пород. Отдельные массивы пересекают весь разрез палеозойских отложений и вулканогенно-осадочный комплекс до меловых риолитов включительно. Некоторые китайские геологи считают, что интрузии гранитов, залегающие в осевой части Цзяннани, имеют не яньшаньский, а палеозойский или даже протерозойский возраст. Они имеют несколько иной состав и сопровождаются многочисленными пегматитовыми жилами. В ряде районов Катазиатского платформенного антиклинория действительно обнаружены каледонские граниты, прорывающие луньшаньскую свиту и перекрываемые нижнедевонскими песчаниками (Цзи Шоу-юань и др., 1963). Но как широко они распространены — остается неясным.

В «Основах тектоники Китая» (1962) мезозойские интрузивы Южного Китая подразделены на две группы: верхнеюрскую (граниты Наньин, диориты Джуцзи, граниты Югансен) и нижнемеловую (граниты Диннань и Шимахэ). Существование разновозрастных мезозойских интрузивов отмечено и в ряде других работ (Wang C. 1956; Kuo, 1963; Chow Cheng-sheng, 1956).

Определения абсолютного возраста изверженных пород Южного Китая, опубликованные Ли Пу (Li Pu, 1963) доказали присутствие в Катазии и Цзяннани протерозойских (?) интрузивов с абсолютным возрастом 690—840 млн. лет, ранее обнаруженных в долине р. Янцзы (Ли Пу и др., 1960), подтвердили существование каледонских гранитов (370—410 млн. лет) и позволили выделить среди мезозойских интрузивов вольфрамоносные юрские (150—190 млн. лет) и оловоносные верхнемеловые (90—110 млн. лет) граниты.

В общем региональном плане мезозойские интрузивы Юго-Восточного Китая тяготеют к Фуцзяньско-Чжэцзянскому вулканическому поясу, но распространяются на запад гораздо дальше вулканогенно-осадочного комплекса (см. рис. 10, б). Наибольшая концентрация мезозойских гранитоидов наблюдается в восточном эпикаледонском мегаблоке Южно-Китайского платформенного массива, особенно в пределах Цзянсийского и Гуандунского поднятий, где на их долю приходится около 40% площади.

В западном мегаблоке, возникшем на верхнепротерозойском основании, количество мезозойских интрузивов несравненно меньше, а на обширных его площадях (например, в Хубэй-Гуйчжоуском платформенном синклинории) они и вовсе отсутствуют.

Характерная черта Южно-Китайского платформенного массива — размещение мезозойских интрузивов в виде пересекающихся цепей нескольких направлений: широтного, северо-восточного, меридионального и северо-западного (Казанский, 1961). Очертания одних массивов сравнительно простые, других — очень сложные. В юго-западной и северо-восточной частях Катазили линейная ориентировка гранитных массивов в основном совпадает с направлением складчатых структур. Иная картина наблюдается в Цзянси-Хунань платформенного синклиория. Здесь отчетливее всего выражено несогласное размещение гранитоидных массивов относительно верхнепалеозойско-нижнемезозойских прогибов. Субмеридиональные интрузивы Цзянси-Хунань поднятия ориентированы почти параллельно складчатым структурам Южно-Хунаньского прогиба, заложенного еще в платформенный этап развития. Субширотные интрузивы пересекают его почти под прямым углом и протягиваются далеко в область гранитных куполов. В этой области интрузивы, как правило, залегают в ядрах брахискладок, причем их контакты падают в сторону вмещающих пород.

На границе мела и палеогена в Юго-Восточном Китае произошли повторные орогенические движения, был создан расчлененный горный рельеф, началась интенсивная эрозия и формирование межгорных впадин. Последние заполнены красноцветными континентальными отложениями, которые с резким угловым несогласием залегают на метаморфических и осадочных породах до юры включительно, на мезозойском вулканогенном комплексе, а также на гранитах. Красноцветные отложения накопились в замкнутых озерных бассейнах и в древних межгорных грабенах, ориентированных преимущественно в северо-восточном направлении. Крупнейшими озерными бассейнами являются впадины Дунтинху и Поянху, существующие до настоящего времени. Вследствие гималайской складчатости красноцветные отложения смести в пологие складки в расчленены разломами (Young, Bien, Lee, 1937).

Выполненные красноцветными отложениями грабены обычно располагаются несогласно по отношению к более древним структурам. В большинстве своем они тяготеют к юго-восточному краю Южно-Китайского платформенного массива, что свидетельствует о тектонической активности границы океанической впадины. Характерно, что вблизи этой границы располагаются и поля четвертичных базальтов.

Почти все минеральные богатства Южного Китая связаны с эндогенными процессами мезозойского возраста. Из месторождений экзогенного происхождения промышленное значение имеют каменные угли и фосфориты, кроме того, здесь выявлены месторождения и рудопроявления марганца, железа, меди и алмазные россыпи. Угленосные свиты приурочены к четырем прогибам верхнепалеозойского — среднемезозойского возраста: Западно-Хунаньскому, Южно-Хунаньскому, Ичуньскому и Западно-Фуцзянскому. В Западно-Фуцзянском прогибе под воздействием мезозойских гранитов

пермские и юрские угли настолько сильно метаморфизованы, что почти не содержат летучих компонентов и местами графитизированы. Крупнейший сино-кембрийский фосфоритовый бассейн располагается в Хубэй-Гуйчжоуском платформенном синклинории. Маломощные кембрийские фосфориты известны и в более восточных районах. Не-промышленные желваковые фосфориты найдены в отложениях верхнего девона и нижней перми (Гиммельфарб, 1962).

Мезозойские эндогенные месторождения Южного Китая были подразделены Ваном (Wong, 1920) на две провинции: контактово-метасоматических месторождений в долине р. Янцзы и собственно Южно-Китайскую металлогеническую провинцию. Такое деление получает сейчас тектоническое обоснование — первая приурочена к парагео-синклинальной зоне, вторая — к активизированному платформенному массиву.

Южно-Китайская металлогеническая провинция характеризуется развитием разнообразного эндогенного оруденения: вольфрамового, оловянного, сурьмяного, свинцового, цинкового, золотого, ртутного и др. (Хуан Цзи-цин, 1952; Ся Сян-жун, Чжу Цзюнь, 1958; Основы тектоники Китая, 1962; Федорчук, 1964; Быбочкин, 1965; Материков, 1969 и др.). Месторождения здесь группируются в металлогенические области и районы примерно изометрической формы в комбинации с рудными зонами нескольких направлений и располагаются несогласно относительно тектонических структур платформенной стадии развития. Локализуются они во всех трех структурных этапах (см. рис. 10, рис. 13).

В краевой части Цзяннани на границе с Наньчан-Ханчжоуским прогибом и на продолжении последнего в пределах Фуцзянско-Чжэцзянского вулканического пояса располагаются Центрально-Чжэцзянская металлогеническая зона и Восточно-Чжэцзянский рудный район. Здесь среди эффузивных пород залегают крупные флюоритовые месторождения жильного типа, а также пиритовые, свинцово-цинковые, молибденовые гидротермальные рудопроявления. В этой же зоне установлены медные и свинцово-цинковые месторождения, пространственно связанные с вулканическими аппаратами мелового возраста. Для Прибрежной металлогенической зоны характерны оловорудные месторождения.

Цепочка контактово-метасоматических месторождений меди, свинца, цинка и молибдена Западно-Цзянсийской рудной зоны тягивается в северо-восточном направлении параллельно складкам унаследованного Ичуньского прогиба.

К Цзянсийскому поднятию и частично Бэйцзянскому прогибу приурочена известная вольфрамоносная металлогеническая область Южного Цзянси. Ее размеры в направлении с юга на север достигают около 350 км, а с запада на восток составляют 150—200 км. Она ограничена плавно изгибающимися линиями, пересекающими структуры платформенной стадии развития. В этой металлогенической области среди алюмосиликатных пород локализуются многочисленные месторождения кварц-вольфрамитовой формации.

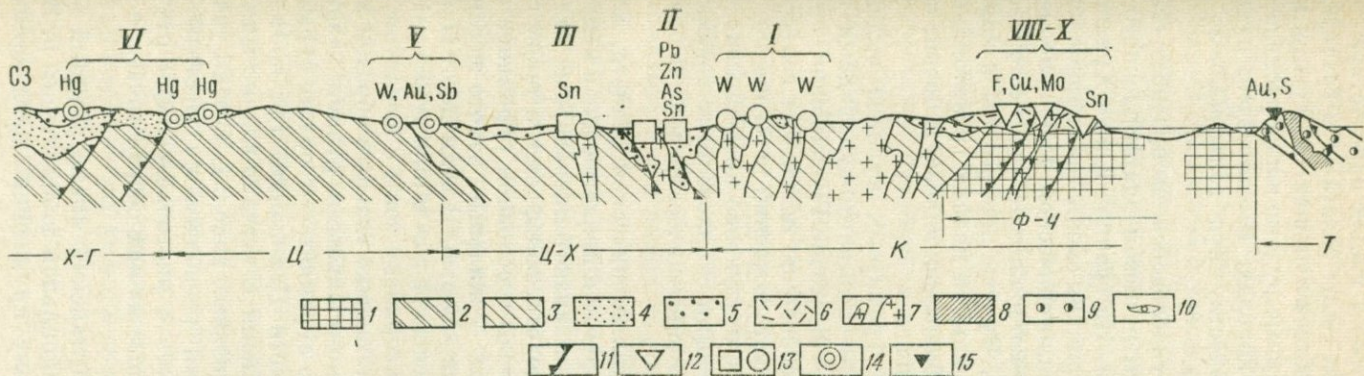


Рис. 13. Схема размещения мезозойского эндогенного оруднения в Южно-Китайском платформенном массиве (в разрезе). (Составлена на основании геологической карты Китая м-ба 1 : 3 000 000.)

1—3 — нижний структурный этаж: архейские гнейсы и кристаллические сланцы (1), протерозойские сланцы — свита баньси (2), нижнепалеозойские геосинклинальные отложения — луньшаньская свита (3); 4—5 — платформенный чехол: отложения синия — силура (4), отложения девона — триаса (5); 6 — верхний структурный этаж, меловые вулканогенные отложения; 7 — мезозойские гранитоиды; 8 — палеозойские метаморфические породы — основание Тайваньской геосинклинальной области; 9 — позднемезозойско-третичные геосинклинальные отложения; 10 — четвертичные терригенные отложения; 11 — разломы; 12—14 — мезозойские эндогенные месторождения, ассоциирующиеся с вулcano-плутоническими комплексами (12), гипабиссальными интрузивными комплексами (13 — квадратами обозначены скарновые, кружками — гидротермальные месторождения) и не обнаруживающие явных связей с продуктами магматической деятельности (14); 15 — четвертичные вулканогенные месторождения. Символами обозначены ведущие рудные элементы

X-Г — Хубэй-Гуйчжоуский платформенный синклиниорий; Ц — Цзяннаньский платформенный антиклинорий; Ц-Х — Цзянси-Хуаньский платформенный синклиниорий; К — Катазиатский платформенный антиклинорий; Ф-Ч — фуцзяньско-чжэцзянский вулканический пояс; Т — Тайваньская геосинклинальная область. VI — Восточно-Гуйчжоуская металлогеническая область; V — Центально-Хуаньская металлогеническая область; III — Восточно-Гуансийский рудный район; II — Южно-Хуаньская металлогеническая зона; I — Южно-Цзянсийская металлогеническая область; VIII-X — Прибрежная, Центально-Чжэцзянская металлогеническая зоны, Восточно-Чжэцзянский рудный район

В качестве сопутствующих элементов в жилах присутствуют олово, висмут, молибден и медь. Рудные жилы залегают в гранитах или вблизи них среди песчаников и сланцев луньшаньской свиты и нижнего девона, причем наиболее крупные рудные жилы располагаются в метаморфизованных осадочных породах. Именно здесь находятся уникальные по масштабам и качеству руд вольфраморудные месторождения Юго-Восточного Китая.

Западнее в Южно-Хунаньском унаследованном прогибе с его мощным карбонатно-песчано-сланцевым разрезом платформенного чехла развиты скарновые месторождения. На границе Южно-Хунаньского прогиба кварц-вольфрамитовая формация сменяется скарново-шеелитовой. В Южно-Хунаньской металлогенической зоне наиболее широко распространены контактово-метасоматические месторождения свинца, цинка, мышьяка и олова. Будучи приурочены к карбонатным породам в экзоконтактах крупных и мелких гранитоидных интрузивов, они группируются в субмеридиональные цепочки, согласные с общим простиранием складчатых структур.

В центральной части области гранитных куполов выделяется овальная площадь распространения силикатно-сульфидных и россыпных месторождений олова — Восточно-Гуансийский рудный район. Для него характерно преобладание олова над вольфрамом, развитие кварц-касситеритовых месторождений и особенно касситеритовых россыпей. Вольфрамовое оруденение представлено кварц-шеелитовыми жилами, шеелитоносными скарновыми залежами. Еще далее на запад в Наннинской металлогенической зоне олово ассоциируется с сурьмой и золотом.

В Центрально-Хунаньской металлогенической области, которая охватывает Западно-Хунаньский прогиб и прилегающие к нему части Цзяннани, широко распространены низкотемпературные гидротермальные месторождения сурьмы, золота, вольфрама, а также свинца и цинка. В самом прогибе проявлено в основном сурьмяное оруденение, в более северных районах — жильные золото-шеелитовые месторождения с антимонитом и киноварью. В отличие от Цзянсийского поднятия здесь распространены средне- и низкотемпературные кварцевые жилы, жильные и штокверковые зоны с шеелитом, антимонитом, самородным золотом, залегающие главным образом в сланцах свиты баньси. Наряду с монометалльными рудами разрабатываются комплексные — вольфрамо-сурьмяные и золото-сурьмяные.

В северо-западной краевой части Цзяннани, где протерозойские сланцы перекрыты карбонатными и песчано-глинистыми отложениями синия — кембрия, и в смежных районах Хубэй-Гуйчжоуского платформенного синклинория располагается Восточно-Гуйчжоуская металлогеническая область с многочисленными ртутными месторождениями. Наиболее крупные из них сосредоточены в Ваньшаньском рудном поле.

Как уже отмечалось, Южно-Китайский платформенный массив на севере граничит с парагеосинклинальной зоной долины р. Янцзы. Последняя представляет собой зону крупнейших дислокаций зем-

ной коры, расчленяющую Китайскую платформу на два массива с разной историей развития, и протягивается далеко на запад в глубь азиатского материка — вплоть до палеозойских складчатых сооружений Тянь-Шаня.

Для парагеосинклинали долины р. Янцзы характерно длительное — от ордовика до юры — погружение, накопление существенно карбонатных отложений в узком прогибе между Цзяннаньей и Хуайянским платформенным антиклинорием, сложенном архейскими гнейсами. Общая мощность разреза от ордовика до юры достигает 3500 м, из которых 800 м приходится на известняки и известковистые сланцы ордовика, около 1000 м — на песчаники, глинистые и слюдяные сланцы силура и около 1400 м — на известняки, песчанистые, глинистые, углистые сланцы перми — триаса. Среднепалеозойские отложения в этой зоне имеют небольшую (до 300 м) мощность и представлены песчаниками, сланцами, а также карбонатными породами с большим количеством терригенного материала.

Мезозойские вулканы и интрузивы распространяются вдоль этой зоны глубинных разломов почти на тысячу километров на запад от Фуцзянско-Чжэцзянского вулканического пояса. В связи с существенно карбонатным разрезом осадочных пород мезозойские интрузивы характеризуются повышенной основностью. С ними ассоциируются железорудные и медные месторождения (Го Вэнь-куй, 1957; Хуан и др., 1957; Kuo Tsung-shang, 1957). Как правило, они относятся к скарновому типу и располагаются на контактах небольших массивов диоритового и гранодиоритового состава с триасовыми известняками, в отдельных случаях — с вулканогенными породами юрского — мелового возраста. Кроме того, здесь известны гидротермальные медные и гематитовые месторождения, мелкие свинцово-цинковые и пиритовые рудопроявления. В некоторых железорудных скарновых залежах присутствует кобальт.

В заключение характеристики мезозойского Юго-Восточного Китая необходимо остановиться на их соотношениях с кайнозойской складчатой областью Тайваня, ибо это единственная геосинклинальная область, примыкающая к Южно-Китайскому платформенному массиву со стороны Тихого океана.

Границей между ними служит сравнительно узкая зона глубинных разломов, разделяющая два крупных блока с принципиально разной историей геологического развития (Казанский, Терентьев, 1968). Действительно, Катазиатский платформенный антиклинорий обнаруживал тенденцию к относительному воздыманию в течение девона — триаса, а его краевое поднятие, сложенное гнейсами, проявлялось в виде положительного структурного элемента уже в синийское время. Верхняя возрастная граница гранитоидного магматизма и оруденения определяется в материковой части Южного Китая рубежом между мелом и палеогеном. Нижнетретичные конгломераты с резким размывом ложатся на мезозойский вулканогенный комплекс. В течение всего кайнозоя Южный Китай представлял собой расчлененную горную область с многочисленными впадинами,

в которых накапливались красноцветные континентальные отложения.

Кайнозойская геосинклиналь о. Тайвань заложилась в конце мезозоя на смятых в складки пермских и более древних породах — мигматитах, метаморфизованных вулканогенных осадочных породах фации зеленых сланцев, ортогнейсах и серпентинитах, которые сейчас обнажаются в ядре срединной складчатой зоны (Основы тектоники Китая, 1962; Кропоткин, Шахарстова, 1965). До олигоцена о. Тайвань испытывал погружение и в это время здесь накопилась многокилометровая толща аргиллитов, алевролитов, конгломератов, андезитов и базальтов. Ее разрез начинается с темных глинистых сланцев и песчаников, которые содержат остатки юрских белемнитов и аммонитов и резко отличаются по степени метаморфизма от подстилающих пород. Выше залегают меловые аспидные сланцы, сменяющиеся толщей переслаивания глинистых сланцев, песчаников, лав среднего и основного состава. Она относится к палеогену, главным образом к эоцену. Разрез, охватывающий геосинклинальные отложения юры — палеогена, непрерывен, но несогласие между мезозойскими и раннетретичными отложениями фиксируется во многих местах.

В олигоцене произошла инверсия геосинклинали, и в восточной части острова излились мощные потоки андезитовых лав. Интенсивная вулканическая деятельность с извержением андезитовых лав и пирокластов продолжалась и в четвертичное время. Расположенная к востоку от о. Тайвань глубоководная впадина представляет собой современную геосинклиналь. Проявления гранитоидного магматизма мезозойского возраста на о. Тайвань не известны.

На одном из островов Пэнхуледао, которые служат связующим звеном между о. Тайвань и материком, обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы, перекрытые кислыми вулканогенными породами. В литологическом отношении они сходны с породами фундамента и мезозойскими эффузивами Фуцзяньско-Чжэцзянского вулканического пояса. Это позволяет предполагать, что Катазиатский платформенный антиклинорий распространяется по меньшей мере до островов Пэнхуледао и граничит с Тайваньской складчатой областью по узкой зоне глубинных разломов. Согласно геологическим и геофизическим данным (Big Chingchang, 1960), они представлены пологими надвигами и наклонены в сторону океана. На западном побережье острова вдоль фронтального надвига вытянута четвертичная впадина, заполненная маломощными (сотни метров) и слабо дислоцированными обломочными породами. Время заложения разломов не известно.

В эндогенном оруденении о. Тайвань главное значение имеют месторождения золота и серы. Золоторудные месторождения северной части острова связаны с некками и штоками кварцевых андезитов, прорывающих третичные отложения. Жильные и трубчатые рудные тела сложены золотоносным пиритом, энаргитом, баритом, алунитом и кварцем. Скопления самородной серы — продукты новейшей вулканической деятельности.

Следовательно, в юрское и меловое время, когда в Южно-Китай-

ском платформенном массиве развивались восходящие движения, сопровождавшиеся мощным гранитоидным магматизмом и оруденением, в Тайваньской геосинклинали происходило устойчивое опускание и накопление геосинклинальных песчано-сланцевых отложений. Мезозойское послемагматическое оруденение Южно-Китайского платформенного массива распространяется на многие сотни километров от его границы с Тайваньской складчатой областью, оно древнее эндогенных месторождений о. Тайвань, представлено иными формациями и не обнаруживает каких-либо связей со смежной геосинклиналино-складчатой областью.

БУРЕЙНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Буреинский массив как один из крупных структурных элементов Советского Дальнего Востока был выделен А. Д. Архангельским и др. (1937) и в том или ином виде изображен на всех схемах районирования этой территории.

Название жесткий, или кристаллический, массив подчеркивает преобладающее развитие в его пределах палеозойских гранитоидов, среди которых заключены блоки протерозойских гнейсов, а также синийских и нижнекембрийских метаморфизованных осадочных пород.

На востоке Буреинский массив граничит с Сихотэ-Алиньской складчатой областью, на севере — с Монголо-Охотской складчатой областью, а на юго-западе уходит на территорию Северо-Восточного Китая, которая долгое время оставалась практически не изученной в геологическом отношении. Последнее сильно затрудняло выяснение связей Буреинского массива с другими структурными элементами Дальнего Востока.

На схеме А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1937) Буреинский массив изображен как срединный массив на варисском основании в области мезозойской складчатости. А. Н. Мазарович (1938) и А. З. Лазарев (1939) отнесли его к числу докембрийских сооружений. Согласно построениям Н. А. Беляевского и др. западная часть Буреинского массива (Туранская плита) является окраиной Китайской платформы, а восточная (Хингано-Буреинская) характеризуется как зона погружения в палеозое и мезозое. На тектонической карте Дальнего Востока (по П. Н. Кропоткину, 1954 г.) западная часть массива изображена как область докембрийской складчатости, а восточный край — как нижний структурный этаж области мезозойской складчатости. По мнению В. В. Онихимовского (1960), Буреинский массив следует рассматривать в качестве платформы на палеозойском и мезозойском основании. Наконец, М. С. Нагибина (1963₂), считая Буреинский массив областью герцинской складчатости, относит метаморфизованные породы докембрия и кембрия к нижнему структурному ярусу и выделяет две группы гранитоидов: раннеорогенные и позднеорогенные.

Л. И. Красный (1960₂), ввиду того что геотектоническое положение Буреинского массива вызывает много дискуссий, предложил

называть его просто жестким, или кристаллическим. И только после того как Амурская экспедиция АН СССР и Хэйлунцзянская экспедиция АН КНР провели совместные исследования обширных площадей Северо-Восточного Китая от Большого Хингана до Ляодунского полуострова, появилось основание говорить о том, что Буреинский массив представляет собой северо-восточный выступ Китайской платформы, консолидированный в заключительные фазы байкальской складчатости (А. М. Смирнов, 1963; Ходак, Сунь Шу, 1964).

Древнейшие породы фундамента представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, залегающими в виде останцов и тектонических блоков, ограниченных разломами (Красный, 1966). Кроме них среди палеозойских гранитоидов залегают сино-кембрийские осадочные породы, смятые в узкие линейные складки (рис. 14). Самые крупные выходы сино-кембрия расположены на Малом Хингане. Здесь, по данным Г. В. Ицксон и М. В. Чеботарева (1961), к синию относятся доломиты, известняки, глинисто-серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые сланцы, песчаники и магнетиты суммарной мощностью около 2000 м. На них с размывом, но без углового несогласия залегают нижнекембрийские железистые и марганцовистые кварциты, известняки, известковые доломиты и кремнистые сланцы мощностью 800—1000 м.

Согласно палеогеографическим реконструкциям М. И. Ицксона и С. А. Музылева (1963), сино-кембрийские отложения Буреинского массива накапливались в узких миогеосинклинальных прогибах, разделенных зонами относительного воздымания. По минеральным ассоциациям они принадлежат к низким ступеням метаморфизма (Ходак, Чеботарев, 1964).

Возраст гранитов, играющих такую важную роль в строении Буреинского массива, устанавливается с большой долей условности и остается предметом дискуссий. Некоторые геологи ДВГУ считают их последевонскими и даже послекарбоновыми на том основании что небольшой массив гранитов, близких по составу к буреинским, прорывает в долине р. Ниман фаунистически охарактеризованные девонские отложения. Г. В. Ицксон (1961) различает в фундаменте Малого Хингана два главных типа гранитоидов: биджанский, досреднекембрийский, связанный с развитием байкальского подвижного пояса, и более молодой тырмо-буреинский (биробиджанский). Согласно определениям абсолютного возраста, выполненным во ВСЕГЕИ, первая группа характеризуется значениями 570—355 млн. лет (ордовик — нижний девон), а вторая — 257—264 млн. лет (карбон — пермь). Следует, однако, заметить, что эти определения находятся в резком противоречии с данными последних геологических исследований.

Так, в бассейне р. Верхний Мельгин Ю. П. Рассказов и М. С. Оноприенко обнаружили девонские грубо- и среднезернистые песчаники, которые несогласно залегают на размытой поверхности дислоцированных нижнекембрийских пород, прорванных буреинскими гранитами. Эти песчаники содержат обломки биотитовых гранитов, имеют

относительно пологое падение и очень слабо метаморфизованы. Несогласное залегание фаунистически охарактеризованных нижнедевонских конгломератов и песчаников на бурейнские граниты уста-

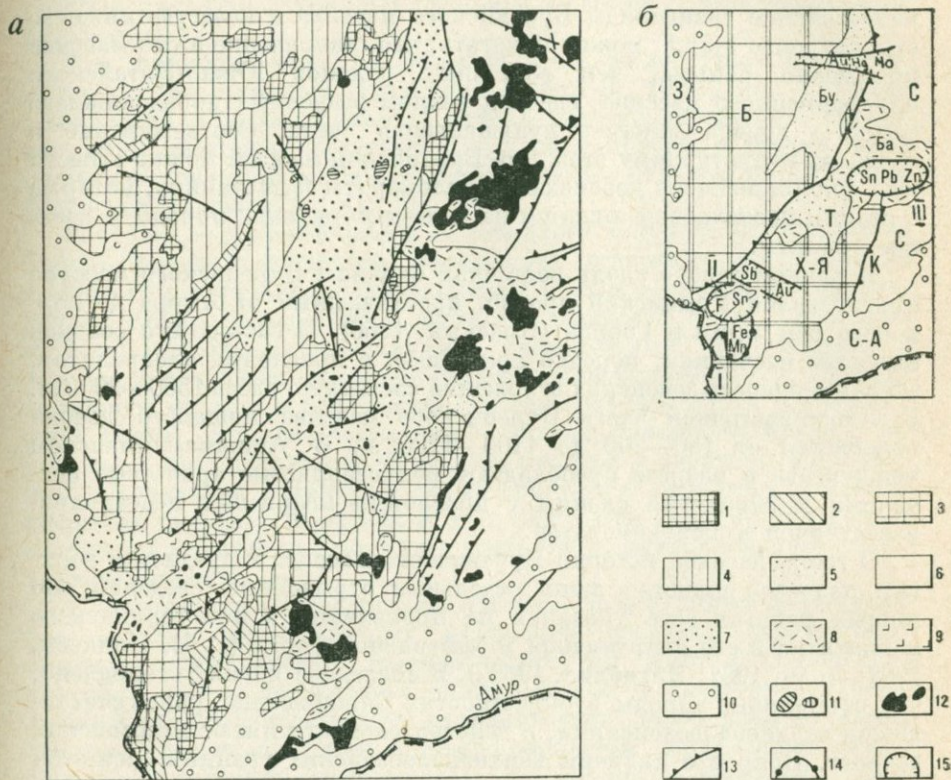


Рис. 14. Бурейнский кристаллический массив. Схемы геологического строения (а), тектонического и металлогенического районирования (б). (Составлены на основании геологической карты Хабаровского края и Амурской области м-ба 1 : 2 500 000 под редакцией Л. И. Красного, 1964 г.)

1—4 — фундамент Бурейнского кристаллического массива: метаморфические породы нижнего протерозоя (1), метаморфизованные осадочные породы синия — нижнего кембрия (2), протерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды (3), средне-верхнепалеозойские (?) гранитоиды (4); 5 — терригенные девонские отложения; 6 — Сихотэ-Алиньская складчатая область; 7 — юрские-меловые угленосные отложения; 8 — меловые вулканогенные отложения; 9 — нижнечетвертичные базальты; 10 — четвертичные терригенные отложения; 11 — меловые диориты и габбро-диориты; 12 — верхнемеловые гранитоиды; 13 — разломы; 14—15 — контуры рудных районов и зон докембрийского (14) и мезозойского (15) возраста. Символами обозначены ведущие рудные элементы Б — Бурейский кристаллический массив; Х-Я — Хингано-Нуринский выступ Бурейского массива; С — Сихотэ-Алиньская складчатая область; К — Куканский разлом; Бу — Бурейский; Т — Тырминский прогибы; Х — Хингано-Олонойское; Ба — Баджальское вулканическое поле; З — Зейско-Бурейнская впадина; С-А — Средне-Амурская впадина. Рудные районы: I — Южно-Хинганский, II — Хингано-Олонойский, III — Баджальский

новлено Л. В. Эйришем (1960) на юге Малого Хингана. Таким образом, можно согласиться с М. С. Нагибиной (1963₂), что внедрение гранитоидов Бурейнского комплекса происходило между нижним

кембрием и силуром и что «омоложение» их абсолютного возраста, определенного калий-аргоновым методом, связано с перекристаллизацией под влиянием более молодых мезозойских гранитов*.

Рассматривая гнейсы, сино-кембрийские отложения и нижнепалеозойские гранитоиды Буреинского массива в качестве нижнего структурного этажа, можно полагать, что становление этого массива произошло раньше, чем восточных районов Южно-Китайского платформенного массива, где под чехлом осадочных пород нижнего девона — триаса залегает луньшаньская свита. Соответственно к среднему структурному этажу на Буреинском массиве можно отнести уже упоминавшиеся девонские конгломераты и песчаники, которые с резким несогласием ложатся на сино-кембрийские породы и древние граниты.

В раннем девоне вдоль восточной окраины Буреинского массива протягивался Урмийский прогиб, прослеженный от Амура до верховьев рек Урми и Горина (Красный, 1966). В составе его осадков известны песчаники, нередко аркозовые, с прослоями алевролитов. Общая мощность девонских отложений составляет здесь 1500—2000 м. В северо-восточной части Буреинского массива мощность девона колеблется от 150—200 до 1100—1200 м. В Акишма-Ниманском междуречье в разрезе преобладают мелкозернистые аркозовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников, известняков и конгломератов.

О геологической истории Буреинского массива в среднем и верхнем палеозое имеются лишь отдельные отрывочные сведения. Во многих работах есть указания на проявления в нем герцинского магматизма в его интрузивной и эффузивной форме (Г. В. Ициксон, 1961; Лови, 1961; Нагибина, 1963₂). В последнее время установлено, что эффузивные породы в окрестностях Биробиджана, ранее считавшиеся верхнепалеозойскими, в действительности имеют мезозойский возраст. Вопрос о наличии верхнепалеозойских гранитов остается открытым. Наиболее вероятна принадлежность к их числу крупных массивов лейкократовых биотитовых гранитов, вытянутых в северо-восточном направлении (бассейн Хары, низовья Тырмы).

Буреинский массив — одно из немногих мест, где древние платформенные сооружения непосредственно граничат с мезозойской складчатой областью. Заложение и развитие Сихотэ-Алиньской складчатой области сопровождалось раздроблением и погружением северо-восточного выступа Китайской платформы. Этот процесс захватил и восточную краевую часть Буреинского массива, которая в течение триаса — мела испытала интенсивные и контрастные тектонические движения (Музылев и др., 1960).

* Такие явления в еще более резкой форме установлены в других районах Восточной Азии, захваченных мезозойской активизацией. В частности, на Корейском полуострове вблизи мезозойских интрузивов в архейских гнейсах, перекрытых кембрийскими осадочными породами, установлены отношения К : Аг, соответствующие абсолютному возрасту 120 млн. лет (Полевая и др., 1961).

Как показал А. М. Смирнов (1963), для северо-восточного выступа Китайской платформы характерно зубчатое сочленение с Сихотэ-Алиньской складчатой областью, проникновение мезозойских прогибов по системам глубинных разломов на сотни километров в глубь платформы.

Так, примерно через Биробиджан в северо-восточном направлении проходит огромный Куканский (Красный, 1960₂) или Сунгарил-Ляохэйский (Ходак, Сунь-Шу, 1961) глубинный разлом. Вдоль него вытягивается мезозойский Хэцзянский прогиб, в значительной степени перекрытый мощными четвертичными отложениями Средне-Амурской впадины.

Севернее, в краевой части Буреинского массива, располагается Тырмо-Буреинская система мезозойских прогибов, ограниченная крупными разломами меридионального и северо-восточного направлений. Разрез мезозоя здесь достигает мощности 5 км, начинается юрскими морскими песчаниками, алевролитами, аргиллитами и заканчивается нижнемеловыми угленосными отложениями. Нижние горизонты мезозоя в Буреинском прогибе развиты вдоль его восточного борта, верхние горизонты — вблизи западного борта, что указывает на постепенную миграцию прогиба в западном направлении. Складчатые структуры характеризуются развитием широких открытых складок (Херасков и др., 1939). Эти морские угленосные отложения могут быть отнесены к нижнему подэтажу верхнего структурного этажа.

С активизацией Буреинского массива связано также формирование меловых вулканогенных отложений среднего структурного подэтажа. Они слагают линейно вытянутый Хингано-Олонойский прогиб и другие эффузивные поля, которые в совокупности образуют Хингано-Баджалский вулканический пояс длиной свыше 500 км, протягивающийся в северо-восточном направлении параллельно Куканскому разлому (М. И. Ициксон, Красный, 1960). В южной части он наложен на Хингано-Яуринский выступ Буреинского массива и контролируется Хинганской зоной разломов, отходящей от Тырминского и Гуджикского прогибов; в более северных районах косо пересекает структуры Сихотэ-Алиньской складчатой области. Наконец, к верхнему структурному подэтажу относятся мощные рыхлые континентальные отложения (самые верхи мела — кайнозой), несогласно перекрывающие мезозойский вулканогенный комплекс, и четвертичные базальты.

Многочисленные, но небольшие по размерам мезозойские интрузии пересекают Буреинский массив по разломам нескольких направлений. Более ранние основные и средние тела кульдурского интрузивного комплекса залегают главным образом в разломах меридионального и широкого простирааний. Меловые гранитоидные интрузивы приурочены к северо-западным и северо-восточным дизъюнктивным нарушениям. В первом случае цепочки интрузивов проникают в Буреинский массив на 200—250 км от его границы с Сихотэ-Алиньской складчатой областью, во втором случае

располагаются параллельно Хингано-Олонойскому и Тырминскому прогибам.

Среди полезных ископаемых Буреинского массива главное место принадлежит древним осадочно-метаморфогенным месторождениям, приуроченным к блокам протерозойских и сино-кембрийских пород, и мезозойским осадочным и эндогенным месторождениям, сформированным в процессе активизации Буреинского массива. На Малом Хингане к протерозойским кристаллическим сланцам приурочены согласные залежи силлиманитовых руд и графита (Союзненское месторождение), к синийским карбонатно-песчано-сланцевым отложениям — горизонты железистых кварцитов, а также марганцевых и фосфатных руд (Южно-Хинганский район). Железо-марганцевые и фосфатные горизонты изменены региональным метаморфизмом низких ступеней, а также под воздействием палеозойских гранитоидных интрузивов (Ициксон, Чеботарев, 1961). Рудоносность палеозойских гранитов слабо изучена. Относительно более интересными являются штокверковые и жильные зоны с высокотемпературным редкометальным оруденением. Предположительно палеозойский (а по другим данным мезозойский) возраст имеют контактово-метасоматические месторождения брусита, недавно открытые на Малом Хингане.

В Буреинском бассейне разрабатываются каменные угли, приуроченные к песчано-сланцевым отложениям верхней юры — нижнего мела, т. е. к нижнему подэтажу верхнего структурного этажа.

С проявлениями мезозойского магматизма в Буреинском массиве связано образование гидротермальных месторождений и рудопроявлений редких и цветных металлов. Все они располагаются в восточной активизированной части Буреинского массива, тяготеют к Хингано-Баджальскому вулканическому поясу и в совокупности намечают металлогеническую зону северо-восточного простирания.

Именно с этим вулканическим поясом, точнее с сопровождающими его верхнемезозойскими интрузивами, ассоциируются гидротермальные месторождения и рудопроявления олова, сурьмы, флюорита, вольфрама, золота, играющие ведущую роль в металлогении Среднего Приамурья. В пространственном распределении оруденения внутри Хингано-Баджальского пояса важное значение имеют поперечные северо-западные разломы. Особенно четко это видно на Малом Хингане, где оловянное оруденение Хингано-Олонойского прогиба пространственно и парагенетически связано с гипабиссальными интрузивами гранит-порфиров, внедрившимися в верхнемеловые кварцевые порфиры в местах пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания, а в смежном приподнятом Яурин-Кульдурском блоке локализуется сурьмяное и золотое оруденение.

В Баджальском вулканическом поле, которое частично располагается на кристаллическом фундаменте и мезозойских угленосных прогибах Буреинского массива, а частично на его геосинклинально-складчатом обрамлении, известны проявления оловянного, свин-

цового и цинкового оруденения. Они локализируются среди меловых вулканитов и тяготеют к разломам северо-восточного простирания.

Еще севернее краевая часть Буреинского массива рассечена субширотными цепочками малых интрузий, сопровождаемых разнообразной рудной минерализацией (Ициксон, Ильин, 1968). В пределах каждой такой цепочки намечается закономерная смена состава продуктов магматической и поствагматической деятельности по мере перехода в глубь массива. Для складчатого обрамления характерна молибден-олово-вольфрамовая минерализация, ассоциирующая с позднемеловыми гранитоидами. Там, где цепочки пересекают Буреинский угленосный прогиб и сопредельные участки кристаллического фундамента, локализируются малые интрузии, дайки, штоки, межслоевые тела диоритовых порфиров, относящихся к позднемеловому иораханскому комплексу. Их сопровождает ртутная минерализация с золотом (Иораханское месторождение), сурьмой, свинцом, цинком, вольфрамом в виде шеелита. На самых удаленных в сторону массива конечных цепочек установлены признаки редкометального оруденения в связи с дайками и штоками порфиров, грорудитов и сельсбергитов.

В Сихотэ-Алиньской складчатой области подавляющая часть мезозойских гранитов внедрилась после главных фаз складчатости в обстановке блоковых перемещений, и оловоносные граниты и редкометальное оруденение Мяочанского района и Малого Хингана близки по возрасту (Радкевич и др., 1966; Томсон, Кравцов, 1966; Усенко, Чеботарев, 1965). Следовательно, можно говорить об активном воздействии Сихотэ-Алиньской геосинклинали на Буреинский массив лишь во время образования юрских угленосных прогибов. Верхнемезозойское редкометальное оруденение Хингано-Баджалского вулканического пояса сформировалось после консолидации Сихотэ-Алиньской складчатой области и контролируется тектоническими структурами, занимающими по отношению к ней секущее положение (Казанский, Терентьев, 1968).

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Охотско-Чукотский вулканический пояс не имеет полных аналогов во внутренних частях Азии и связан с гигантской системой глубинных разломов в переходной зоне между континентом и Тихим океаном. С. В. Обручев (1938) первым отметил своеобразие Охотской прибрежной зоны, назвав ее Охотско-Чаунской дугой разрывов, ограничивающих материк Азии с востока, и предположив, что она аналогична современным гирляндам островных дуг. Е. К. Устиев (1959), опираясь на результаты своих многолетних исследований на Дальнем Севере, обосновал идею о том, что Охотский пояс является самостоятельной структурной зоной, возникшей на границе между оформившейся в конце верхнеюрского — начале нижнемелового времени Колымско-Чукотской складчатой областью и зарождавшейся Охотско-Камчатской геосинклиналью. Соответственно Е. К. Устиев предложил рассматривать Охотский пояс как пограничную зону

между мезозойской складчатой областью и геосинклиналью, т. е. в качестве краевой зоны геосинклинали, развивавшейся от верхнеюрского до верхнетретичного времени.

Согласно Е. К. Устиеву, самый характерный признак Охотского тектоно-магматического пояса — двухъярусное (а в районе выходов докембрия и трехъярусное) строение, в отличие от всех геотектонических элементов области мезозойской складчатости, где второй структурный ярус наблюдается редко и никогда не достигает такого грандиозного по площади развития. Это придает Охотскому поясу определенное сходство с платформенными структурами, однако почти исключительно вулканогенный состав верхнего яруса и высокая мобильность, доказываемая заметной дислоцированностью пород и гораздо большей ролью тектонических разрывов, отличают Охотский пояс от настоящих платформ.

Следующая структурная особенность Охотского пояса, по мнению Е. К. Устиева, — проявление меловых и третичных тектонических движений, распространявшихся сюда из Охотско-Камчатской геосинклинальной области. Они выражены в геосинклинали перерывами в осадконакоплении и угловыми несогласиями, а в Охотском поясе — несогласиями между последовательно сформированными осадочно-вулканогенными толщами и короблением пород верхнего структурного яруса. При этом интенсивность складчатых деформаций заметно уменьшается от нижних горизонтов вулканогенного яруса к верхним и от южной границы пояса к северной.

Количество и направление разрывных дислокаций наиболее ярко подчеркивают специфику Охотского пояса. Для него типично чрезвычайно широкое развитие разломов, как непосредственно выявляемых геологической съемкой, так и подчеркиваемых линейными полями эффузивов и цепочками гранитоидных интрузивов. Основное значение имеют продольные тектонические разрывы северо-восточного простирания. Многие из разломов принадлежат к категории глубинных разломов А. В. Пейве (1956). Развитие разломов находится в двойной зависимости — как от молодых (Охотско-Камчатская геосинклиналь), так и от древних структурных направлений. Последние определяются, например, очертаниями южной части Колымского срединного массива или юго-восточной части Алданского щита.

В дальнейшем Е. К. Устиев (1963, 1966) доказал, что изверженные породы Охотского пояса принадлежат к особым вулканоплутоническим формациям. Так, в течение мелового периода здесь были сформированы две формации, разделенные этапом средне меловой складчатости и вместе с тем связанные с единым эволюционирующим магматическим источником. Первая из них — раннемеловая — характеризовалась длительным проявлением преимущественно андезитового вулканизма, который сменился внедрением громадных гранодиоритовых интрузивов, а вторая — поздне меловая — столь же мощным липаритовым вулканизмом со значительной ролью игнимбригов, завершившимся интрузиями гипабиссальных гранитов.

Каждая из серий в соответственных парах формаций обладает полным петрографическим, петрохимическим и металлогеническим сходством, что, принимая во внимание и общность геологических условий формирования, не оставляет сомнений в их комагматичности.

Идеи Е. К. Устиева получили подтверждение и развитие в ходе дальнейшего изучения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Так, в результате составления тектонической карты Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000 (Гильман и др., 1969) были существенно уточнены соотношения пояса с мезозойскими и кайнозойскими геосинклинальными структурами, его внутреннее строение, доказана гетерогенность основания, на котором он возник. Действительно, мезозойды Северо-Востока включают наряду с геосинклинально-складчатыми зонами докембрийские (дорифейские) массивы — Охотский, Колымский, Омолонский, Эскимосский, в которых на архейских метаморфических комплексах залегает рифейско-палеозойский осадочно-вулканогенный чехол (рис. 15). Они представляют собой высокоподнятые обломки протерозойд, обособившиеся в начале рифея и в течение длительного времени оставшиеся наиболее стабильными элементами геосинклинальных зон. Кроме того, рядом с Охотско-Чукотским вулканическим поясом располагаются два палеозойских массива — Ярпольский и Яблонский, фундамент которых сложен эвгеосинклинальным и орогенным комплексом девона — перми, а чехол — терригенными и вулканогенными отложениями триаса — нижнего мела.

Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область завершила развитие в конце юры — начале мела. Ее западная ветвь, выделяемая под названием Яно-Колымской системы, отличается от классических геосинклинально-складчатых систем уральского и альпийского типа составом геосинклинальных отложений и отсутствием полной инверсии. Верхоянский комплекс в ее пределах включает отложения от среднего карбона до келловая включительно, сложен монотонными терригенными формациями, и его складчатые зоны в большинстве своем представляют собой необращенные структуры. Верхоянский комплекс заполняет узкие и глубокие прогибы, а также участки сравнительно высоко приподнятого фундамента, для которых типичны брахиантиклинали, сундучные целевидные синклинали, моноклинали (Балыгычанская область пологих дислокаций и др.). Чукотская складчатая система характеризуется более прерывистым развитием, наличием в отдельных зонах эвгеосинклинальных формаций и более сложными складчато-глыбовыми структурами.

В Анадырско-Корякской кайнозойской складчатой системе основание сложено палеозойскими и раннемезозойскими комплексами, которые по формационным признакам и тектоническому строению отличаются и от палеозойского основания мезозойд, и от верхоянского комплекса. В течение триаса и средней юры, когда мезозойская геосинклинальная область испытывала интенсивное погружение, на территории Анадырско-Корякской системы господствовал режим подвижной платформы («квазиплатформы»). Собственно

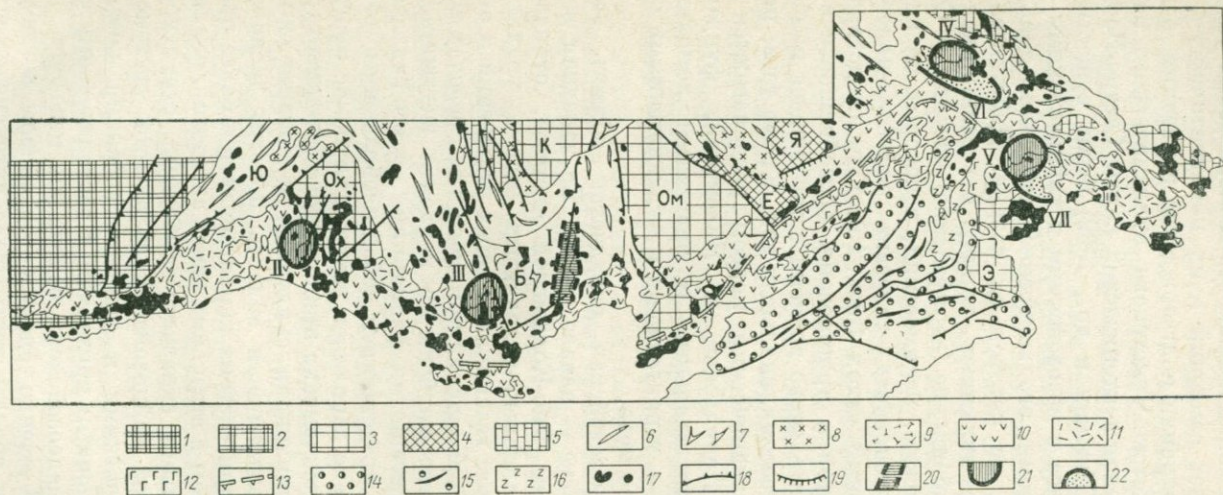


Рис. 15. Охотско-Чукотский вулканический пояс. Схема геологического строения и рудоносности. (Тектонические элементы изображены по В. Ф. Белому, С. М. Тильману, Н. А. Шило (1966), рудоносные площади нанесены по данным П. В. Бабкина, Г. П. Воларовича, А. И. Казаринова, Н. А. Шило.)

1 — юго-восточная часть Сибирской платформы; 2 — Юдомо-Майский перикратонный прогиб; 3—8 — Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область: 3 — докембрийские массивы (Ох — Охотский, К — Кольмский, Ом — Омолонский, Э — Эскимосский), 4 — палеозойские массивы (Е — Еропольский, Я — Яблонский), 5 — складчатые структуры верхоянского комплекса (Ю — Южно-Верхоянский синклиорий), 6 — области пологого залегания верхоянского комплекса (Б — Бальгыганская область), 8 — внутренние орогенные вулканические пояса; 9—13 — Охотско-Чукотский вулканический пояс: 9 — верхнепалеозойско-мезозойские отложения внутренней зоны, 10—12 — структурные ярусы: нижний (10), средний (11), верхний (12), 13 — граница внутренней и внешней зон; 14—16 — Анадырско-Корякская кайнозойская складчатая система: 14 — миогеосинклинальные зоны, 15 — эвгеосинклинальные зоны, 16 — внутренний орогенный ярус; 17 — позднемезозойские гранитоиды; 18 — разломы; 19 — флексуры; 20—22 — площади развития оловянного (20) золото-серебряного (21) и ртутого (22) оруденений

I — Омсукчанская оловорудная зона; II—V — золоторудные районы: II — Хаканджинский, III — Аगतский, IV — Центрально-Чукотский, V — Канчаланский, VI — Паляваамская ртутоносная зона; VII — Матачингайский ртутоносный район

геосинклинальное развитие Анадырско-Корякской системы охватывает верхнюю юру — сенон, когда здесь формировались эв- и миеосинклинальные прогибы. Орогенный комплекс включает в себя датско-эоценовые, а местами и олигоцен-миоценовые отложения.

В. Ф. Белый и С. М. Тильман (1966) в геологической истории Охотско-Чукотского пояса намечают три этапа: апт — туронский, сенон — датский и раннепалеогеновый, которым соответствуют три структурных яруса (подэтажа).

Нижний структурный ярус образован преимущественно андезитовой формацией, за исключением Центрально-Чукотского района, где преобладают вулканические породы липаритового состава.

Средний ярус сложен в основном липаритовой формацией, хотя в некоторых районах Охотского побережья среди толщ игнимбритов кислого состава встречаются достаточно хорошо прослеживаемые на местности покровы двупироксеновых андезитов и андезит-базальтов. Верхний ярус сложен преимущественно базальтовой формацией, и только на востоке Чукотки к палеогену условно относятся субщелочные липариты и андезиты.

Вулканические покровы пояса (в его чукотском отрезке) соприкасаются со структурами мезозойского мезозойда либо по разломам, либо по флексурным перегибам, а еще чаще отделяются поверхностью несогласного залегания. Подобные соотношения наблюдаются и с массивами докембрийского и палеозойского возраста.

В строении пояса здесь установлена отчетливая зональность. На мезозойдах чукотской системы и на древних массивах располагается внешняя зона пояса, а внутренняя примыкает к складчатым структурам Анадырско-Корякской системы. Граница между внешней и внутренней зонами в подавляющем большинстве случаев выражена системами сближенных, сопряженных под тупыми углами, реже кулисно расположенных разломов.

Во внешней зоне, где преимущественно развиты вулканические образования нижнего структурного яруса, платообразные покровы либо слабо покороблены, либо залегают почти горизонтально.

Платообразные покровы и моноклинали осложнены серией отрицательных вулканоструктур изометричной формы, а также линейными грабенами и горстами. Вулканоструктуры — своеобразные мульды с относительно крутым залеганием лавовых пластов в периферической части и пологим, до горизонтального, в центре, причем крутые углы падения характерны для более древних частей разреза. Как правило, на крыльях прогибов и просядок широким развитием пользуются туфы, а в центральных частях преобладают лавы и игнимбриты. Размеры вулканоструктур в поперечнике колеблются от 12—15 до 40—50 км, редко более.

Грабены и горсты ориентированы преимущественно поперек общего простирания пояса. Их возникновение связано с активизацией разломов в складчатом мезозойском основании пояса. Ширина их колеблется от 15 до 30 км, а протяженность местами достигает 60—70 км.

Во внутренней зоне покровы нижнего структурного яруса (апт — турон) смяты в систему прерывистых коротких складок, тогда как вулканиты среднего и верхнего структурных ярусов залегают подобно вулканитам нижнего структурного яруса внешней зоны.

По данным В. Ф. Белого и др. (1966), на полуостровах Конни и Тайгонос, а также в Мургалском поднятии основание внутренней зоны представлено верхнепалеозойскими и мезозойскими (до готерива, возможно до готерив-баррема включительно) осадочными и вулканогенными породами, простираение которых совпадает с общим простираением пояса. Для триасовых и верхнеюрских отложений характерны сокращенные разрезы и относительно спокойная складчатость, и они стоят ближе к мезозойскому основанию Анадырско-Корякской системы, нежели к мезозоидам. С последними упомянутые отложения могут сопоставляться только хронологически, отличаясь от верхоянского комплекса по всем другим признакам (мощности, формационные ряды, тектонический план, характер дислокаций). Верхневолжские, валанжинские и готтерив-барремские отложения в пределах Мургалского поднятия аналогичны в формационном отношении одновозрастным геосинклинальным отложениям Пенжинского прогиба. Все это вместе взятое подтверждает мысль о том, что уже с конца палеозоя между мезозоидами Северо-Востока СССР и областью кайнозойской складчатости существовало шовное сочленение торцового типа, на котором впоследствии и возник Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Соотношения Охотско-Чукотского пояса с гетерогенными структурами основания особенно ярко выражены в его южной части, там, где он наложен на Охотский срединный массив, на меридиональные складки Восточного Верхоянья и восточный край Сибирской платформы.

Согласно палеогеографическим построениям Б. М. Чикова (1970_{1, 2}) относительное поднятие, существовавшее на месте Охотского срединного массива еще в рифее, стало резко выраженным в конце среднего палеозоя и сохранялось таковым в течение всего периода формирования верхоянского комплекса (рис. 16).

Кристаллический фундамент массива представлен пироксеновыми, амфиболовыми, гранатовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами, а также амфиболитами. По-видимому, в архее территория Охотского массива представляла собой часть обширной протогеосинклинали, распространявшейся и на Сибирскую платформу. Ее консолидация, по мнению Ю. А. Косыгина и др. (1964), произошла в конце архея, а формирование платформенного чехла началось только в рифее.

Рифейские отложения центральной части Охотского массива по литологическим признакам расчленяются на три толщи (снизу вверх): уютакскую (кварциты, кварцитовидные песчаники, филлитовидные сланцы и алевролиты — более 500 м), гадекчанскую (мраморизованные и органогенные известняки, известковистые песчаники и алевролиты с прослоями известняков и кварцитов — до 460 м)

и июлькачанскую (кварцитовидные песчаники и алевролиты с единичными горизонтами водорослевых известняков — около 600 м). Они отделены от метаморфического комплекса длительным перерывом

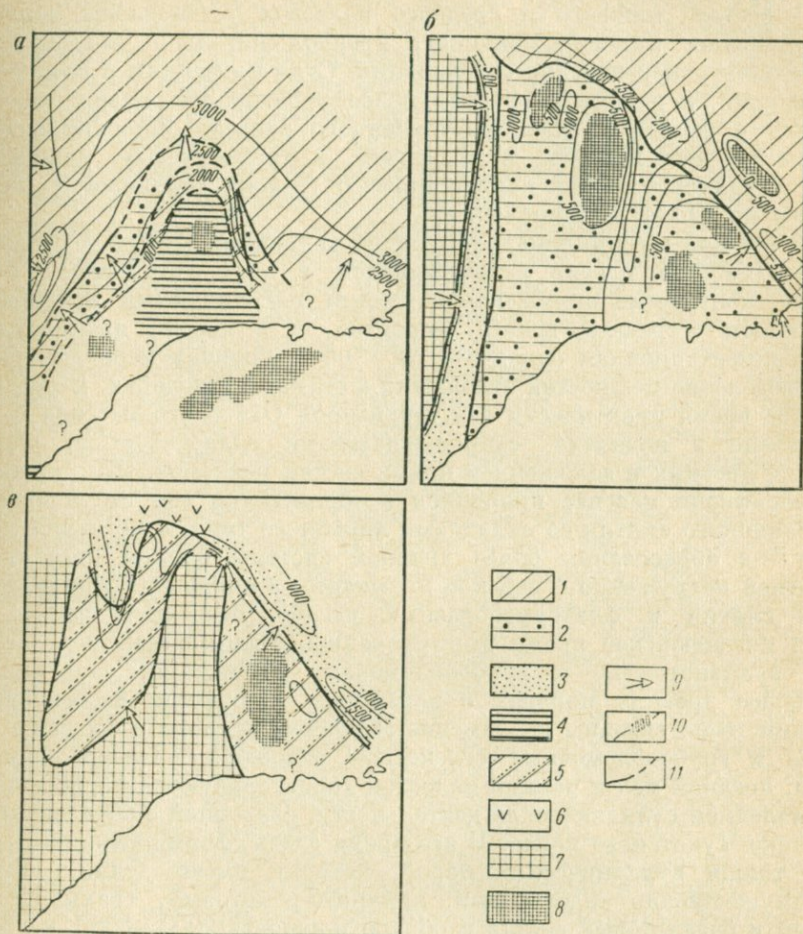


Рис. 16. Палеогеографические схемы Охотского массива для раннепермского (а), позднепермского (б) и ранне — среднеюрского (в) времени по Б. М. Чикову, 1970_{1,2}

1 — фации мелководного открытого моря; 2 — фации мелководного островного моря и прибрежно-морские; 3 — фации прибрежно-морские; 4 — фации лагунно-континентальные; 5 — чередование континентальных, лагунных и прибрежно-морских фаций; 6 — вулканические извержения; 7 — суша; 8 — предполагаемые участки суши и острова; 9 — направление сноса материала; 10 — изопахиты, м; 11 — границы палеогеографических зон установленные и предполагаемые

(не установлены нижний протерозой и низы рифея) и угловым несогласием. Высокая степень сортировки обломочных компонентов, выдержанность разрезов на большой территории — от Сибирской платформы до Омолонского массива — и сопоставление мощностей

отложений позволяют рассматривать эти образования в качестве карбонатно-терригенной группы формаций платформенного типа.

В составе нижнего и среднего палеозоя установлены верхнекембрийские, нижнеордовикские, предположительно силурийские и средне-верхнедевонские образования. Судя по фациям и мощности отложений, в раннем и среднем палеозое осадконакопление происходило в условиях слабо расчлененного рельефа (плоские слабоасимметричные прогибы и поднятия), а тектонические движения не отличались большой контрастностью (режим «подвижной платформы по Ю. М. Пуцаровскому).

В течение геосинклинального периода (ранний карбон — средняя юра) Охотский массив вырисовывался в виде устойчивого поднятия, контрастно окруженного узкими пограничными прогибами. В раннем — среднем триасе (вероятно, и в перми) проявлялась конседиментационная складчатость, обусловившая неравномерное распределение мощностей отложений в смежных прогибах. В среднеюрское время практически вся территория Охотского массива была вовлечена в поднятие, сопровождавшееся складчатостью, оживлением древних и заложением новых систем разломов. Этот процесс по периферии массива проявился в образовании зон интенсивного пограничного смятия со складками линейного типа, а на самом массиве — в образовании более дробной системы блоков (поднятий, ступеней погружения, грабенов и горстов), в появлении приразломного смятия и флексуобразных изгибов осадочного чехла.

В позднеюрское время формировались преимущественно наземные вулканогенные и грубообломочные отложения, залегающие на более древних породах с перерывом и угловым несогласием. С ними тесно связаны неокомские эффузивы кислого и среднего состава и грубообломочные угленосные отложения. Конец раннего мела, поздний мел и ранний палеоген характеризуются интенсивным проявлением вулканической деятельности, связанной с образованием Охотско-Чукотского пояса. В это время здесь сформировались мощные толщи вулканических пород, которые имеют (снизу вверх) преимущественно андезитовый, липарито-дацитовый, трахилипаритовый и базальтовый состав и общую мощность 2000—2500 м. Терригенные образования, приуроченные к межгорным впадинам, в этот период спорадически развивались как в пределах пояса, так и к северу от него. Охотский массив реагировал на движения нового этапа активизацией крупных разломов, вдоль которых происходили вулканические излияния и внедрялись интрузии гранитоидов. В неогене вдоль продолжавших развиваться разломов возникли узкие наложенные впадины; наиболее характерная цепь протягивается вдоль северного побережья Охотского моря.

Локализация мезозойских гранитоидов в виде пересекающихся цепей двух направлений — меридионального и широтного — отличает Охотский массив от внутренних частей Верхояно-Колымской складчатой области, для которых характерны гигантские

линейные пояса гранитоидных батолитов, и в то же время сближает его с активизированными платформами (Казанский, 1961).

Наконец, на своем западном фланге Охотско-Чукотский пояс пересекает Южно-Верхоянский синклиниорий, Юдомо-Майский перикратонный прогиб и накладывается на краевые части Алданского и складчатой области Становика — Джугджура (см. рис. 2, 15). А. К. Башарин (1967) объединяет систему прогибов, находящихся между Охотским массивом и Алданским щитом, под названием Восточно-Верхоянской эпикратонной геосинклинали. Для эпикратонных складчатых комплексов характерны: 1) длительное, почти непрерывное прогибание от протерозоя до мезозоя, 2) огромные размеры и относительная простота внутренних структурных элементов, 3) чередование участков простых дислокаций с участками напряженной линейной складчатости, связанными с зонами разломов и наибольшего погружения фундамента, 4) слабая контрастность движений на фоне устойчивого и длительного прогибания, выражающаяся в отсутствии длительных перерывов и несогласий внутри комплексов, 5) весьма однообразный карбонатно-терригенный состав формаций, аналогичных и тесно связанных с формациями соседних жестких массивов, 6) значительные (до первых десятков километров) мощности, 7) почти полное отсутствие эффузивного и интрузивного магматизма (Косыгин и др., 1964; Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока, 1965).

Важно подчеркнуть, что Охотско-Чукотский вулканический пояс располагается резко несогласно по отношению к меридиональным складкам и разломам Восточно-Верхоянского синклинория и состоит в этой своей части из нескольких наложенных прогибов. Самый крупный из них Предджугджурский — достигает в длину 200 км при ширине до 70 км и выполнен вулканогенными образованиями верхнеюрского — палеогенового возраста общей мощностью 1500—2000 м. Южные и юго-восточные его крылья налегают на поднятия Станового хребта, западные и северо-западные — на Улканский прогиб, Маймакано-Омнинскую и Идомо-Хайнакскую антеклизы, северное крыло — на складки Нелькано-Челатского блока и Южно-Верхоянского синклинория. Прогиб осложнен пологими складками, имеющими ширину от нескольких до первых десятков километров. Обычны брахиформные складки с углами наклона слоев от 3 до 15°. Более интенсивно мезозойские отложения дислоцированы вблизи разломов, где наклоны слоев достигают 25—30°.

Мы так подробно остановились на соотношениях Охотско-Чукотского пояса со структурами основания потому, что именно гетерогенность фундамента в сочетании с огромными масштабами и структурным единством пояса позволяют относить его к числу активизированных областей, хотя, строго говоря, не на всех его интервалах фиксируется длительный перерыв между завершением геосинклинального цикла и началом тектоно-магматической активизации. Во многих работах развивается мысль о связи Охотско-Чукотского пояса с кайнозойской Анадырско-Корякской или Камчатской геосинклинальной

системами. Такая связь действительно намечается в его северной части. Но если рассматривать Охотско-Чукотский вулканический пояс в целом, то нельзя не учитывать, что в своей южной части он располагается независимо от кайнозойских геосинклинальных зон Камчатки, Курильских, островов и Сахалина, будучи отделен от них жестким массивом, совпадающим с Охотским морем.

Раньше всего в Охотско-Чукотском поясе были открыты оловянные месторождения. В последние годы в связи с общим прогрессом в изучении палеовулканизма и его роли в рудообразовании определены большие перспективы Охотско-Чукотского пояса в отношении золота, серебра, ртути и других металлов (Ерофеев, Лугов, 1962; Аникеев и др., 1965; Ициксон, Красный и др., 1965; Котляр, 1965; Шилов, Ложкин, 1967; Воларович, Казаринов, 1968).

Из оловянных месторождений Охотско-Чукотского пояса наиболее известны касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные месторождения. Омсукчанского наложенного прогиба, который вытянут в субмеридиональном направлении вдоль восточной границы Балыгычанской области пологих дислокаций и связан с омоложенной системой разломов в фундаменте Охотско-Чукотского пояса (Матвеевко, 1957). Хотя возраст выполняющих прогиб толщ идентичен возрасту нижнего структурного яруса Охотско-Чукотского пояса, они существенно отличаются более кислым составом и присутствием осадочных угленосных отложений. М. Г. Руб (1970) подразделяет все изверженные породы прогиба на два магматических комплекса: андезит-диоритовый и липарит-гранитный. С последним и связано гидротермальное оловянное оруденение (абсолютный возраст биотитовых гранитов 94—83, оловоносных грейзенов — 85, касситерит-силикатных жил — 86 млн. лет).

По данным Н. А. Шилов и А. А. Сидорова (1967), в Охотско-Чукотском поясе золотое и золото-серебряное оруденение часто контролируется крупными зонами разломов, которые заложены преимущественно в конце юры — начале мела и систематически подновлялись вплоть до последних этапов развития пояса.

В северной части Охотско-Чукотского пояса положение рудных полей определяется комбинацией разломов двух типов. С поперечными (к направлению основных структур вулканогенного пояса) разломами связаны вулканы верхнемелового возраста, собственно же структурный план рудных полей подчиняется разломам, имеющим скрытый характер и, по-видимому, более глубокое заложение. В Охотской ветви вулканогенного пояса золоторудные поля тяготеют к окраинным частям депрессий, выполненных игнимбридами. При этом системы сбросов, ограничивающих депрессии, отвечают структурному плану основания пояса.

В Хаканджинском районе оруденение приурочено к субвулканическим телам липаритов. Оно сопровождается интенсивным окварцеванием, в процессе которого липариты превращены в агрегат кварца и адуляра. Собственно рудные тела представлены кварцевыми и кварц-адуляровыми жилами сложного строения, залега-

ющими в мощной зоне брекчирования; в них присутствуют пирит, электрум, аргентит.

В Агатовском районе золото-серебряное оруденение встречается в покровных эффузивных толщах андезитового состава. Здесь рудные тела представлены сульфидно-карбонатно-кварцевыми жилами. По минеральному составу они занимают переходное положение между золото-серебряной и полиметаллической формациями. Сходные золотоносные жилы развиты в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, особенно во внутренней его зоне, непосредственно примыкающей к Корякско-Камчатской складчатой области, а также среди обширных андезитовых покровов Западной Чукотки. Оруденение обычно сопровождается крупными зонами пропилитизации и тяготеет к субвулканическим телам гранодиоритового состава.

В Центральной Чукотке золотое оруденение локализуется преимущественно среди покровов липаритов и их туфов в виде прожилково-вкрапленных зон. В этих зонах вмещающие породы пиритизированы, адуляризированы, каолинизированы и пронизаны кварцадуляр-пираргиритовыми жилками с самородным золотом, блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом, халькопиритом.

В пределах Восточной Чукотки оруденение относится к типичной золото-серебряной формации и локализуется вдоль северо-западной границы Кончаланского горста в крупной зоне пропилитизации меловых вулканитов среднего и кислого состава.

Для всех перечисленных районов характерны колломорфные текстуры и метаколлоидные структуры руд, многостадийное рудоотложение в близповерхностных условиях, низкотемпературные гидротермальные изменения. Совокупность геологических и геохронометрических данных свидетельствует об их образовании в конце мела — начале палеогена.

Пространственное распределение ртутного оруденения в Охотско-Чукотском поясе, по данным П. В. Бабкина (1969), контролируется продольными и поперечными разломами, особенно в зоне сочленения Охотско-Чукотского пояса со структурами мезозой и с жесткими массивами. При этом на размещение ртутного оруденения большое влияние оказывают субвулканические тела, экстрезивы, лавовые купола. В итоге в качестве главных рудоконтролирующих факторов выступают конкретные вулканотектонические структуры пояса. Примерами служат Палянская вулканотектоническая структура и Пегтымельский компенсационный вулканотектонический прогиб на Чукотке, Арманская вулканотектоническая просадка в Охотском районе. В геосинклинальном комплексе основания и в жестких массивах на первый план выходят собственно тектонические факторы — зоны протяженных разрывных нарушений, связанные с разломами вулканического пояса. Большая часть ртутных проявлений обнаружена в раннемеловых магматических образованиях липарит-гранитной формации, для которых характерны слабая фациальная изменчивость, значительная мощность и одно-

образии состава пород; меньшая часть локализуется в ранне- и поздне-меловых вулканитах среднего и основного состава. В окраинных частях пояса известны месторождения ртути среди верхнетриасовых отложений и нижнемеловых вулканогенно-осадочных моласс.

Все ртутные месторождения Охотско-Чукотского пояса являются типично низкотемпературными образованиями, связанными с близповерхностной (субвулканической) гидротермальной деятельностью. П. В. Бабкин выделяет в Охотско-Чукотском вулканическом поясе несколько ртутоносных районов. Самый важный из них — Центрально-Чукотский район с Паляваамской ртутоносной зоной. Последняя контролируется Главной Чаунской системой разломов и протягивается в северо-западном направлении, подчиняясь простирацию складчатости верхоянского комплекса, переходя из сильно дислоцированных геосинклинальных толщ в полого залегающие вулканогенные отложения верхнего структурного этажа. В Матачингайском районе развиты покровы эффузивов от мела до неогена включительно, а также субвулканические тела липаритов, штоки гранитоидов и гипербазитовые интрузивы. Ртутное оруденение локализуется здесь в вулканогенно-тектонических структурах, а также в гипербазитах, подвергшихся интенсивной лиственитизации.

СОПОСТАВЛЕНИЯ И ВЫВОДЫ

В Восточной Азии в тектоническую активизацию были вовлечены неодинаковые по геологическому строению платформенные массивы. Они отличаются и по длительности предшествующего платформенного этапа развития, и по разрезам платформенного чехла, и по возрасту фундамента. Алданский щит — часть платформы на архейско-нижнепротерозойском основании, в Южно-Китайском массиве фундамент сложен слабо метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя — среднего палеозоя, в Буреинском кристаллическом массиве — нижнепалеозойскими гранитоидами. Сопоставление данных по этим трем платформенным сооружениям показывает, что характер тектонических движений этапа активизации в значительной мере определяется степенью консолидации нижнего структурного этажа. Она же влияет и на строение платформенного чехла — на его мощность, устойчивость фаций, дифференциацию на конседиментационные прогибы и поднятия (табл. 1).

На Алданском щите, где фундамент представляет собой единую жесткую глыбу гнейсов, кристаллических сланцев и гранитов, платформенная стадия началась около 1500 млн. лет назад и продолжалась более миллиарда лет. И тем не менее платформенный чехол на большей части щита не превышает по мощности 1 км и характеризуется удивительной выдержанностью карбонатно-песчано-сланцевых отложений, которые практически не метаморфизованы. Мезозойские тектонические движения проявились на щите в виде очень пологих изгибов и ступенчатых перемещений кристаллического фундамента совместно с платформенным чехлом, сохраняющим почти горизонтальное залегание, а на границе щита с протерозойской складчатой

областью Становика — Джугджура в мезозое образовались зоны рассланцевания и диафтореза. Разрез орогенного структурного этажа представлен на Алданском щите лишь нижней угленосной частью.

В отличие от Алданского щита основание Южно-Китайского платформенного массива сложено верхнепротерозойскими глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, а также нижнепалеозойскими песчано-глинистыми толщами, среди которых залегают отдельные блоки гнейсов. Разрез платформенного чехла здесь повсеместно начинается с мощных песчаников и конгломератов. В северо-западной эпипротерозойской части массива он представлен горизонтами известняков, доломитов, песчаников, глинистых сланцев, отлагавшихся почти без перерыва в течение синия, всего палеозоя и триаса. Их суммарная мощность достигает 8—10 км. В юго-восточных районах платформенный карбонатно-песчано-сланцевый чехол залегает на каледонском основании, охватывает промежуток времени от нижнего девона до триаса и меняется по мощности от 1 км на поднятиях до 4 км во впадинах. В мезозойское время платформенный чехол был смят в куполовидные и коробчатые складки с наклонами крыльев в 10—30°, а в отдельных зонах возникли и более интенсивные нарушения. Такие зоны обычно располагаются на границах поднятий, отличаются повышенной мощностью платформенного чехла и состоят из узких линейных и дугообразных складок, усложненных многочисленными разломами. Орогенный структурный этаж представлен в Южно-Китайском платформенном массиве всеми тремя подэтажами — нижним угленосным, средним вулканогенным и верхним континентальным пестроцветным. Таким образом, меньшая степень консолидации фундамента предопределяет большее прогибание в платформенный этап развития и более интенсивные дислокации во время тектоно-магматической активизации.

Особое положение занимает Буреинский кристаллический массив. На нем от платформенного чехла сохранились лишь фрагменты девонских конгломератов и песчаников, зато верхний структурный этаж характеризуется большой мощностью и полной разреза. В мезозое массив испытал крупные глыбовые перемещения. Относительно высокая тектоническая подвижность Буреинского состава объясняется, по-видимому, его расположением в месте сочленения двух крупнейших тектонических поясов — широтного Монголо-Охотского и субмеридионального Тихоокеанского.

Тектоно-магматическая активизация платформенных сооружений была ознаменована резкой перестройкой структурного плана, которая наиболее отчетливо видна в пространственном распределении мезозойских гранитоидных и щелочных интрузивов. Если в мезозойских складчатых областях цепи гранитоидных массивов в основном наследуют направления геосинклинальных зон, то на активизированных платформах они контролируются решеткой разломов нескольких направлений, рассекающих складки более древних этажей. Так, в Южно-Китайском массиве мезозойские гранитоиды слагают гигантский решетчатый интрузив Цзянсийского под-

Сравнительная характеристика рудоносных

Основные черты геологического строения и рудоносности	Юго-восточная часть Сибирской платформы			Юго-вос
	Алданский щит	Складчатая область Становика — Джугджура	Юдомо-Майский перикратонный прогиб	Западный мегаблок
Фундамент	Архейские ультраметаморфические породы	Архейско-нижнепротерозойские ультраметаморфические породы	Архейские (?) ультраметаморфические породы	Верхнепротерозойские песчано-сланцевые отложения
Осадочный чехол	Среднепротерозойские — нижнемеловые карбонатно-терригенные отложения мощностью 0,5—4 км	Отсутствует	Среднепротерозойские — пермские карбонатно-терригенные отложения мощностью свыше 15 км	Синийско-триасовые карбонатно-терригенные отложения мощностью до 8—10 км
Орогенный структурный этаж	Угленосные юрские и нижнемеловые отложения	Угленосные юрские, меловые вулканогенные отложения	Отсутствует	Пестроцветные отложения юрского — мелового возраста
Мезозойские тектонические структуры	Пологие сводово-глыбовые поднятия, приразломные грабены	Продольные разломы, зоны диафоритов, горсты и грабены	Гребневидные, корытообразные, сундучные складки, сопряженные с разломами	Сундучные и гребневидные складки, осложненные разломами
Мезозойские интрузивы	Изолированные группы щелочно-земельных — щелочных близповерхностных интрузивов и экстрозивов	Цепи гипабиссальных гранитоидных интрузивов, экстрозивы среднего — кислого состава	Практически отсутствуют	Единичные гипабиссальные гранитоидные интрузивы
Домезозойские рудные месторождения	Архейские нижнепротерозойские контактово-метасоматические месторождения флогопита и магнетита, метаморфогенные месторождения железа, мусковитовосные и редкометалльные пегматиты, гидротермальные пьезокварцевые месторождения; верхнепротерозойские месторождения платины и редких металлов в связи с массивами ультраосновных — щелочных пород	Протерозойские железо-титановые месторождения в габбро-анортозитах, редкометалльные месторождения в связи с гранитоидными — субщелочными интрузивами, мусковитовосные пегматиты		

активизированных областей Восточной Азии

точная часть Китайской платформы		Бурейнский кристаллический массив	Охотско-Чукотский вулканический пояс
Восточный мегаблок	Фуцзянско-Чжэ- дзянский вулкана- нический пояс		
<p>Нижнепалеозойские песчано-сланцевые отложения, докембрийские гнейсы</p> <p>Девонские — триасовые карбонатно-терригенные отложения, угленосные в верхней своей части, мощностью 1—4 км</p> <p>Угленосные юрские, красноцветные третичные отложения</p> <p>Брахiformы, коробчатые складки в сочетании с узкими зонами линейных антиклиналей, синклиналей, согласных разломов Цепи гипабиссальных интрузивов, решетчатые интрузивы гранитоидного состава</p>	<p>Докембрийские гнейсы, нижнепалеозойские песчано-сланцевые отложения</p> <p>Девонские — триасовые терригенно-карбонатные отложения мощностью 1—2 км</p> <p>Угленосные юрские, вулканогенные верхнеюрские — меловые, красноцветные третичные отложения, четвертичные базальты</p> <p>Глыбово-складчатые, вулканотектонические структуры</p> <p>Группы гипабиссальных интрузивов и экструзивов гранитоидного состава</p>	<p>Нижнепалеозойские гранитоиды, протерозойские гнейсы, сино-кембрийские карбонатно-сланцевые отложения</p> <p>Девонские конгломераты, песчаники, известняки мощностью до 2 км</p> <p>Угленосные юрские — нижнемеловые, вулканогенные меловые, терригенные позднемеловые — третичные отложения, четвертичные базальты</p> <p>Системы поднятых и опущенных блоков фундамента, вулканотектонические структуры</p> <p>Цепочки гипабиссальных интрузивов и экструзивов среднего — кислого состава</p> <p>Сино-кембрийские метаморфические месторождения железа, марганца, графита</p>	<p>Архейские и протерозойские ультраметаморфические породы</p> <p>На древних массивах верхнепротерозойские — нижнемезозойские терригенно-карбонатные отложения, в разделяющих их геосинклинально-складчатых зонах — терригенные отложения верхоянского комплекса</p> <p>Меловые — палеогеновые вулканогенные отложения</p> <p>Брахискладки, моноклинали, флексуры, вулканотектонические структуры</p> <p>Цели гипабиссальных интрузивов и экструзивов среднего — кислого состава</p>

Основные черты геологического строения и рудоносности	Юго-восточная часть Сибирской платформы			Юго-вос
	Алданский щит	Складчатая область Становика — Джугджура	Юдомо-Майский перикратонный прогиб	[Западный мегаблок
Мезозойские рудные месторождения	Гидротермальные месторождения золота, молибдена, флюорита, ассоциирующиеся с вулканогенно-интрузивным щелочно-земельным — щелочным комплексом	Скарновые и гидротермальные месторождения меди, свинца, редких металлов, золота, ассоциирующиеся с гипабиссальным и субвулканическим интрузивами; проявления золотого оруденения в зонах диафторитов	Свинцово-цинковое, флюоритовое оруденение «телетермального типа»	Ртутные, сурьмяные, золото-вольфрам-сурьмяные месторождения вне видимой связи с интрузивной деятельностью

нения, распространяются далеко в глубь смежных прогибов вдоль разломов северо-восточного и широтного простирания, пересекая складки платформенного чехла, и лишь в некоторой своей части совпадают с направлением этих складок. В Буреинском кристаллическом массиве мезозойские интрузивы контролируются взаимно перпендикулярными разломами. Еще более резко перестройка структурного плана выражена на Алданском щите с его кучно-групповым расположением мезозойских щелочных интрузивов.

В результате наложения мезозойского магматизма и сопровождающего его эндогенного оруденения на более древние рудоносные провинции и районы на одних и тех же площадях оказываются пространственно совмещенными рудные месторождения, сформированные в разное время и в разных условиях. При таком совмещении особенно ясно выступает эволюция тектонических структур в ходе направленного развития земной коры и соответственно процессов рудообразования. Лучше всего это видно на Алданском щите, где в раннем докембрии в процессе становления кристаллического фундамента возникли контактово-метасоматические месторождения флогопита, железа и хрусталеносные жилы; в платформенных условиях образовались щелочные — ультраосновные интрузивы центрального типа с платиной и редкометальной минерализацией, а в ходе мезозойской тектоно-магматической активизации — гидротермальные месторождения золота, молибдена, флюорита и др.

По характеру тектонических движений, осадконакоплению и магматизму (общее поднятие территории, глыбовые деформации, появление угленосных отложений, накопление континентальных терригенно-вулканогенных толщ в замкнутых впадинах, внедрение гипабиссальных и субвулканических гранитоидных интрузий) тектоно-магматическая активизация сходна с заключительным этапом

точная часть Китайской платформы		Буреинский кристаллический массив	Охотско-Чукотский вулканический пояс
Восточный мегаблок	Фудзяньско-Чжэцзянский вулканический пояс		
Скарновые и гидротермальные месторождения вольфрама, олова, свинца, цинка, мышьяка, ассоциирующиеся с гипабиссальными гранитоидными интрузивами	Гидротермальные месторождения олова, свинца, цинка, меди, флюорита в связи с субвулканическими интрузивами и экструзивами	Гидротермальные месторождения олова, флюорита, сурьмы, золота, ассоциирующиеся с вулканоплутоническими формациями	Гидротермальные месторождения олова, золота, серебра, свинца, цинка, ртути в связи с вулканоплутоническими формациями

формирования складчатых областей. Это определяет и сходство общего набора постмагматических месторождений — широкое развитие на активизированных платформах контактово-метасоматических и гидротермальных руд олова, вольфрама, свинца, цинка, золота, сурьмы, ртути и др.

В то же время между рудоносными провинциями активизированных платформ и складчатых областей устанавливаются и принципиальные различия. Если в складчатых областях постмагматическое оруденение формируется на фоне затухающих тектонических движений, постепенной консолидации геосинклинальных зон, то на активизированных платформах к периоду эндогенного рудообразования тектонические движения усиливаются после длительного периода тектонического покоя, не достигая, однако, интенсивности главных фаз складчатости геосинклиналией.

В соответствии с пространственным распределением мезозойских интрузивов на активизированных платформах эндогенное оруденение приобретает не линейное, а преимущественно площадное распространение и накладывается на самые разнородные элементы платформенного этапа развития. Будучи связано во времени с формированием орогенного структурного этажа, эндогенное оруденение выходит далеко за пределы зон наземного вулканизма и при благоприятных условиях локализуется и в платформенном чехле, и в породах фундамента. Именно здесь возникают месторождения, которые по структурным признакам, а отчасти и по минеральному составу существенно отличаются от месторождений складчатых областей. Осадочный чехол «обычных» платформ, с которым связаны залежи угля, нефти, газа, фосфоритов, титановые россыпи и др., в этих условиях становится местом отложения вольфрамовых, железных, оловянных, свинцовых, цинковых, золотых, сурьмяных, ртутных руд.

В масштабе провинций эндогенное оруденение размещается по своему особому плану, но в каждом конкретном районе контролируется комбинацией новообразованных и более древних тектонических элементов. В итоге устанавливаются определенные связи между структурными условиями локализации оруденения и предшествующей геологической историей активизированных платформ. Так, в Центральном-Алданском районе мезозойские гидротермальные месторождения золота локализуются на периферии гигантской кольцевой структуры ультраметаморфических пород, которой подчинены месторождения флогопита, и при этом ассоциируются с мезозойскими щелочными интрузивами, внедрившимися в кембрийские платформенные отложения.

Сопоставление пограничных зон активизированных платформ показывает, что они различаются продолжительностью геологического развития, интенсивностью и характером магматизма и эндогенного оруденения. Пограничные зоны длительного сквозного развития (Юдомо-Майский перикратонный прогиб, Джугджуро-Становой краевой шов) отвечают устойчивым ограничениям платформ и характеризуются унаследованным структурным планом с докембрийского времени. Пограничные зоны относительно кратковременного развития (Предверхоанский краевой прогиб, краевой шов Буреинского кристаллического массива) наложены на платформы и связаны во времени с отдельными стадиями формирования смежных геосинклинальных областей.

Длительно существующим краевым швам соответствуют полициклические рудные пояса с разнообразным эндогенным оруденением (олово, вольфрам, медь, свинец, цинк, молибден, золото, сурьма, железо, фтор, титан и др.). Сопряженные с краевыми швами разломы в период активизации проникают в глубь платформ, способствуя образованию там узлов магматизма и эндогенной минерализации. Перикратонные прогибы, заполненные мощными терригенно-карбонатными толщами, характеризуются ограниченным набором рудных элементов (свинца, цинка, мышьяка, железа) и контролем телетермального оруденения омоложенными разломами. Краевые прогибы, в которых фундамент опущен на очень большую глубину, выступают в качестве барьеров между складчатыми областями и платформами в период тектонической активизации последних.

На Алданском щите мезозойские интрузивы и сопровождающее их оруденение удалены на сотни километров от смежной Верхояно-Кольмской складчатой области и не обнаруживают с ней непосредственных структурных связей. То же самое относится к зоне Джугджуро — Становика, мезозойская эндогенная металлогения которой определяется длительно существовавшими разломами и «внегеосинклинальными» интрузивами. В пределах Южно-Китайского платформенного массива образование юрских и верхнемеловых гранитоидных тел и послемагматических месторождений во времени совпадает с интенсивным погружением ближайшей Тайваньской геосинклинали и накоплением в ней песчано-сланцевых

толщ. Всем этим подтверждается представление о независимости тектонической активизации платформ и соответствующего оруденения от геологических процессов, развивающихся в геосинклинально-складчатых областях. Только по отношению к Буреинскому кристаллическому массиву можно говорить об активном воздействии мезозойской геосинклинали на краевую часть платформы, и то лишь на ранних этапах активизации, предшествовавших образованию эндогенных месторождений.

К совершенно особой категории структур, возникших в течение мезозойской тектоно-магматической активизации, относится Охотско-Чукотский вулканический пояс. Строго говоря, он не обладает всеми теми признаками, которые считаются типичными для активизированных платформ и складчатых областей, прежде всего — длительным перерывом между завершением предшествующей складчатости и началом процессов активизации. В Чукотском отрезке пояса нижнемеловые вулканогенные отложения с очень небольшим разрывом во времени налегают на дислоцированный верхоянский комплекс. И тем не менее, если рассматривать Охотско-Чукотский пояс как единый структурный элемент первого плана, то в его южном отрезке перестройка тектонического плана выступает так же резко и контрастно, как и в Фудзянско-Чжэцзянском вулканическом поясе, наложенном на заведомо платформенные сооружения Юго-Восточного Китая. Действительно, в Охотском массиве, Южно-Верхоянском синклинии, Юдомо-Майском прогибе и краевой части Алданского щита мезозойские вулканогенные отложения размещаются по своему особому плану, пересекая самые разнородные тектонические элементы основания. Охотско-Чукотский пояс удаляется здесь на огромное расстояние от кайнозойской области Корякского нагорья, что служит дополнительным доказательством его независимого развития. Вместе с тем структуры основания оказывают самое непосредственное влияние на распределение мезозойских вулканитов. В период активизации происходят энергичные тектонические перемещения фундамента, в том числе по более древним ослабленным зонам. Наглядным примером служат Наньчан-Ханчжоуский прогиб, разделяющий Цзяннаньский и Катазиатский платформенные антиклинории, вдоль которого от Фуцзянско-Чжэцзянского пояса на несколько сотен километров протягивается цепочка вулканических полей. Не менее ярко активизация поперечных к простиранию пояса разломов фундамента проявляется в Охотско-Чукотском поясе, где с этими разломами связаны и линейные вулканотектонические структуры, и наиболее интересное эндогенное оруденение. Для вулканических поясов типичны близповерхностные гидротермальные месторождения олова, золота, ртути, флюорита, молибдена, свинца, цинка, меди, тяготеющие к субвулканическим интрузивам, экструзивам и древним вулканическим аппаратам. Чаще всего они размещаются в верхнем структурном этаже, но иногда распространяются и в более древние комплексы основания.

ВЗАИМОСВЯЗИ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ И СТРУКТУРЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ И ПОЛЕЙ

В предыдущей главе было сказано, что платформенные и древние складчатые сооружения Восточной Азии вследствие неодинакового геологического строения по-разному реагировали на мезозойские тектонические движения. В результате устанавливается определенная связь между структурными элементами периода активизации и предшествующими этапами развития, между региональными и локальными рудоносными структурами.

Интерес к выяснению соотношений региональных и локальных рудоносных структур возрос в последнее десятилетие, когда в металлогении определилось новое направление — металлогения рудных районов, и исследователи структур рудных полей и месторождений начали систематически и всесторонне изучать их геологические позиции.

Е. А. Радкевич (1958) определила рудный район как часть металлогенической зоны или двух смежных зон, характеризующуюся особыми геологическими и металлогеническими признаками. Обычно рудные районы тяготеют к каким-либо поперечным элементам общей структуры — древним поднятиям, поперечным перегибам серий складок, горстообразным блокам и грабенам. Именно особенности структурного положения, по мнению Е. А. Радкевич, и позволяют различать рудные районы.

Развивая эти положения, И. Н. Томсон (1964) показал, что тектонические структуры, контролирующие рудные районы, не являются просто актиклинальными или синклинальными складками, но представляют собой глубинные блоки, ограниченные скрытыми разломами фундамента. Индикаторами последних могут служить изменения фаций и мощностей осадочных и вулканогенных отложений, флексурные перегибы складок, наложенные депрессии, зоны повышенной трещиноватости, цепи штоков и даек, пояса гидротермально

измененных пород и др. Структурно-геологическая позиция рудного поля, по заключению И. Н. Томсона, определяется местом пересечения зон скрытых глубинных разломов; поэтому задача выявления перспективных участков сводится к прослеживанию таких разломов и последующему нахождению участков их пересечения.

В последнее время М. А. Фаворской и И. Н. Томсоном высказано мнение о поперечных глубинных «рудоконцентрирующих» структурах эпохи тектоно-магматической активизации, на пересечении которых с согласными металлогеническими зонами появляются наиболее крупные концентрации полезных ископаемых (Связь магматизма и эндогенной минерализации..., 1969; Фаворская, Томсон, 1968). Такие участки наиболее концентрированного оруденения — рудные районы, узлы и поля — в ряде случаев контролируются локальными «очаговыми» и купольными структурами, связанными с деятельностью промежуточных магматических очагов. Они отличаются от складчатых форм своим происхождением, обладают прерывистым распределением, примерно изометричными очертаниями, не сопровождаются синклиналями, наложены на более ранние складчатые сооружения и наиболее отчетливо выделяются с помощью морфоструктурного анализа. В ряде случаев намечается зональное размещение гидротермального оруденения относительно очаговых структур, что позволяет говорить о генетической связи между ними.

Авторы этого представления придают «рудоконцентрирующим», купольным и очаговым структурам решающее значение в размещении постмагматического оруденения и соответственно при локальном прогнозировании. Полученные ими данные в ряде случаев подтверждают влияние поперечных глубинных тектонических зон на размещение месторождений свинца, цинка, олова, вольфрама и др. (Южный Сихотэ-Алинь), но стремление к универсальному использованию такого подхода вызывает определенные возражения, поскольку вне детального металлогенического анализа остаются рудные месторождения, локализованные в промежутках между «рудоконцентрирующими» структурами и внутри последних в синклинальных прогибах и грабенах, а также месторождения предшествующих этапов развития, подчиняющиеся своим закономерностям пространственного распределения.

В. М. Крейтер (1941, 1956) определил структуру рудного поля как совокупность структурных элементов (в исторической последовательности развития), влияющих на размещение, локализацию и характер эндогенных месторождений, связанных общностью происхождения. В основу классификации им был положен деформационный принцип и выделено четыре типа структур, из которых главнейшие: I — складчатые, II — структуры перемещения (а — надвиги и сдвиги, б — сбросы), III — трещинные (и кливажные), IV — комбинированные. В. М. Крейтер подчеркнул, что от структур рудных полей следует резко отличать их геологическую позицию в металлогенических провинциях, и выделил десять основных типов позиций:

1 — места изгибов пликвативных структур; 2 — погружение дополнительных антиклиналей; 3 — пересечение крупными разломами благоприятных горизонтов; 4 — зоны погружения антиклинорий; 5 — пересечение антиклиналей разломами; 6 — антиклинальные зоны; 7 — места перехода синклиналей в антиклинали; 8 — центро-клинальные окончания синклиналей; 9 — пересечение крутых дизъюнктивов; 10 — пересечение древних и молодых тектонических зон.

Ф. И. Вольфсон (1955) под рудным полем гидротермальных месторождений понимает совокупность месторождений, приуроченных к сближенным локальным тектоническим элементам, связанным с региональными тектоническими нарушениями и проявленным на площадях развития благоприятных для рудоотложения пород. Классификация Ф. И. Вольфсона учитывает прежде всего геологическую позицию рудных полей и включает восемь структурных типов: 1) рудные поля, тяготеющие к отдельным интрузивным массивам гранитоидов или к штокам малых интрузий, внедрившимся вдоль тектонических нарушений, 2) рудные поля, тяготеющие к изгибам осей антиклинальных сооружений, 3) рудные поля, расположенные на участках изгибов крупных тектонических нарушений, 4) рудные поля, приуроченные к местам расщепления крупных тектонических нарушений, 5) рудные поля на участках развития боковых тектонических швов, оперяющих главные тектонические нарушения, 6) рудные поля, тяготеющие к пересечению древних тектонических зон более поздними дизъюнктивными нарушениями, 7) рудные поля в участках узких прогибов кровли над древними интрузивными массивами, 8) рудные поля на пересечениях зон развития даек с антиклинальными сооружениями.

А. С. Великий (1961 г.) делит рудные поля на согласные складчатым структурам и секущие и намечает внутри них шесть типов, которые в основном повторяют классификацию Ф. И. Вольфсона. Новым в группировке А. С. Великого является тип рудных полей в жерлах древних вулканов.

Во всех этих классификациях рудные поля рассматриваются как таковые, без учета их положения в региональных тектонических элементах земной коры. А. В. Королев, П. А. Шехтман (1965) для разделения рудных полей использовали геотектоническую позицию рудных полей (во внутренних и краевых частях подвижных поясов и платформ), формации рудовмещающих пород и их структуры. Области тектоно-магматической активизации в их классификации не фигурируют.

У В. И. Смирнова (1965₂) отражен исторический подход к выделению групп геологических структур эндогенных рудных полей: 1) структуры массивов ультраосновных, основных и щелочных изверженных пород ранней стадии геосинклинального цикла, а также платформенной стадии развития, вмещающие магматогенные месторождения; 2) структуры периферических частей гранитоидных массивов ранней и средней стадии геосинклинального цикла

развития, вмещающие скарновые месторождения, и т. д. Однако исторический подход выдержан не для всех групп.

Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин (1965) предложили сравнивать рудные поля и месторождения в зависимости от их положения в том или ином структурном этаже и указали на существенные отличия в условиях локализации эндогенного оруденения в разных этажах. Так, по их данным, геологическая позиция и структурные особенности рудных полей, приуроченных к верхнему вулканогенно-осадочному структурному этажу складчатых областей, обуславливаются в основном разрывными нарушениями; в среднем и нижнем структурных этажах ведущее значение приобретают складчатые формы в сочетании с наложенными и сопряженными разрывными нарушениями и др.

Этот принцип был применен при анализе структурно-геологической позиции эндогенных рудных полей различных провинций и разных металлов. Одни исследователи поддержали его, другие — высказали ряд возражений, касающихся универсальности такого подхода (Геология гидротермальных..., 1966; Суражский и др.; 1967).

В книге «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах» (1968 г.) Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин предложили сопоставлять рудоносность структурных этажей в зависимости от: 1 — роли деформационных структур в локализации оруденения, 2 — влияния жестких пород основания, 3 — влияния на оруденение физико-механических свойств и химического состава вмещающих пород, 4 — изменения рудоносных структур по вертикали, 5 — пространственного распределения минеральных ассоциаций, 6 — преобладающих типов структур гидротермальных рудных месторождений. Ими раздельно рассмотрены рудоносность кристаллического фундамента или нижнего структурного этажа, геосинклинального или среднего этажа и, наконец, верхнего этажа, к которому отнесены платформенный чехол и вулканогенно-осадочные отложения, возникшие в процессе тектоно-магматической активизации.

Сопоставление материалов по рудоносности активизированных областей Восточной Азии подтверждает влияние структурных этажей на условия локализации эндогенного оруденения. Вместе с тем один и тот же структурный этаж, например платформенный чехол, имеет в разных тектонических зонах не одинаковое строение. Отсюда возникает необходимость прежде установить причину изменений соответствующего структурного этажа и уже после этого анализировать его влияние на локализацию эндогенных месторождений.

В активизированных областях Восточной Азии мезозойское гидротермальное оруденение, которое ассоциируется с юрскими — меловыми интрузивами и экструзивами, прорывающими осадочно-вулканогенные отложения верхнего структурного этажа, выходит далеко за пределы зон наземного вулканизма и при благоприятном эрозионном срезе размещаются и в платформенном чехле, и в породах

нижнего структурного этажа. Именно здесь, в дислоцированных платформенных отложениях, прорванных молодыми интрузивами, и в кристаллическом фундаменте возникают особые типы рудных полей, которые не имеют аналогов ни в складчатых областях, ни на древних щитах и платформах.

Своеобразие активизированных областей Восточной Азии заключается и в том, что в них пространственно совмещены рудные поля и месторождения, сформированные в разное время и в принципиально разных условиях. Д. В. Рундквист (1968) отметил, что в истории геологического развития Земли увеличивается многообразие генетических видов месторождений, что эти виды становятся более сложными по составу и более индивидуализированными. Необратимый характер металлогенического развития земной коры, согласно Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко (1964), выражается в изменении интенсивности процессов рудообразования во времени, а также в закономерной смене рудных формаций и преимущественном накоплении разных металлов в разные геологические периоды. Сравнение различных рудных районов и полей Восточной Азии позволяет подойти к эволюции процессов рудоотложения со структурных позиций.

Анализ взаимосвязей между региональными и локальными рудоносными структурами активизированных областей построен на сравнительной характеристике шести рудных районов с различным геологическим строением и с разными месторождениями. Три из них — Центрально-Алданский, Наньлинский и Восточно-Гуйчжоуский — позволяют рассмотреть условия локализации мезозойского эндогенного оруденения в платформенном чехле и в фундаменте в зависимости от степени консолидации последнего. На примере Малого Хингана особенно отчетливо видно влияние разломов кристаллического фундамента на пространственное размещение продуктов мезозойского вулканизма и гидротермальной деятельности. В Омсукчанском и Центрально-Чукотском районах развиты типичные для Охотско-Чукотского пояса месторождения олова, золота, ртути. Следует заметить, что название район здесь употребляется в географическом смысле, а не как определенная категория рудоносных площадей в понимании Е. Т. Шаталова (1959).

Изложение материала целесообразно начать с Центрально-Алданского района, поскольку на его территории наиболее ярко проявлены и эволюция тектонических условий рудообразования от докембрия до мезозоя, и влияние структурных этажей на локализацию мезозойских гидротермальных месторождений.

ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РАЙОН

В центральной части Алданского щита пространственно совмещены докембрийские контактово-метасоматические месторождения флогопита и магнетита, пьезокварцевые месторождения, Инаглинский ультраосновной — щелочной массив с платиновым оруденением

и с вермикулитовым месторождением, а также многочисленные золоторудные месторождения, ассоциированные с мезозойским щелочным вулканогенно-интрузивным комплексом (рис. 17).

Широкие поисковые работы на флогопит и железо подтвердили предложенное Д. С. Коржинским (1936) деление архейских мета-

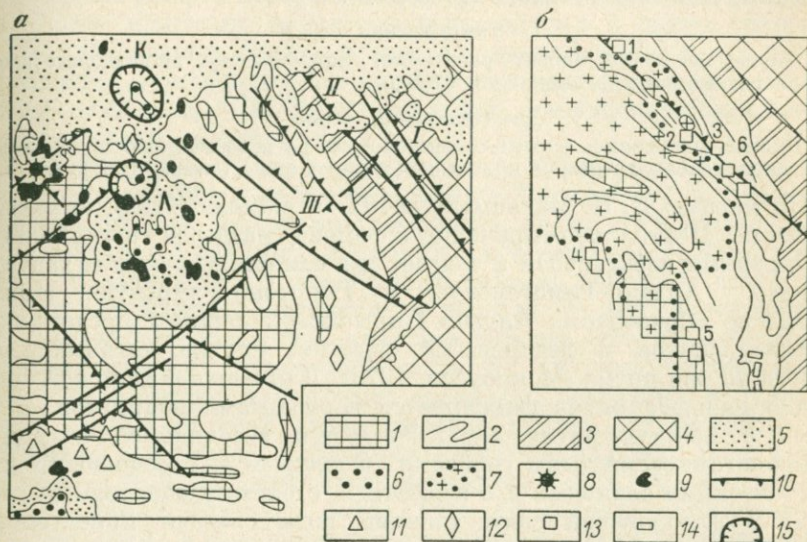


Рис. 17. Центральнo-Алданский район. (Схемы геологического строения (а) по А. И. Казаринову, Е. П. Максимоу, А. Н. Угрюмову и размещение флогопитовых и магнетитовых месторождений Эмельджакской и Каталахской группы (б) по А. Р. Энтину.)

1 — верхнеалданская свита; 2 — федоровская свита (линиями показаны продуктивные горизонты); 3 — иджесская свита; 4 — тимптонская и джелтулинская серии; 5 — карбонатные отложения нижнего кембрия; 6 — юрские угленосные отложения; 7 — Якоут-Быльмакское поле гранитизации; 8 — Инаглинский ультраосновной — щелочной массив; 9 — мезозойские щелочноземельные — щелочные интрузивы; 10 — разломы (I — Тыркандинский, II — Иджеский, III — Эмельджакский); 11 — месторождения магнетита; 12 — месторождения флогопита; 13 — инфильтрационно-метасоматические месторождения флогопита (1 — Эльконское, 2 — Эмельджакское, 3 — Верхне-Эмельджакское, 4 — Каталахское, 5 — Неакуинское); 14 — реакционно-метасоматические месторождения флогопита (6 — Таборное); 15 — золоторудные поля (Л — Лебединское, К — Куранахское)

морфических пород на три серии — иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую и позволили расчленить каждую на свиты и подсвиты. Согласно «Решению межведомственного совещания...» (1963), разрез архейского комплекса Центральнo-Алданского района имеет такой вид (снизу вверх):

Иенгрская серия

Верхнеалданская свита. Кварциты, биотит-силлиманит-кордиеритовые, биотитовые, биотит-гранатовые, гиперстеновые гнейсы (3300—3700 м).

Федоровская свита. Нижняя подсвита — роговообманковые, гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы в основании с прослоями мраморов и их метасоматических производных (500—1100 м); средняя подсвита — диопсидовые, роговообманковые, биотитовые гнейсы с пачками

мраморов и их метасоматических производных, а также с прослоями амфиболитов и биотит-гиперстеновых гнейсов (800—2000 м); верхняя подсвита — гиперстеновые, диопсидовые, роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями диопсидовых пород и амфиболитов (1200—2000 м).

Иджекская свита. Двупироксеновые, диопсидовые гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями биотит-гранатовых гнейсов и их метасоматических производных (до 2000 м).

Тимптонская серия

Двупироксеновые, биотит-гранатовые, гиперстеновые, диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы (до 9700 м).

Желтулинская серия

Биотит-гранатовые, биотит-гиперстеновые, роговообманково-двупироксеновые, диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы (свыше 10 000 м).

По мнению Е. П. Максимова, А. Н. Угрюмова (1966), архейский комплекс Центрально-Алданского района разделен региональным структурным несогласием и слагает две самостоятельные складчатые системы — Алдано-Тимптонскую и Тимптоно-Учурскую. Нижне-архейские образования Алдано-Тимптонской системы представлены верхнеалданской и федоровской свитами, внутри которых выделяются по три ритма (Мокроусов, 1970). Для верхнеалданской свиты начало каждого ритма фиксируется горизонтами кварцитов, а его конец в нижнем ритме характеризуется ассоциацией кварцитов с высокоглиноземистыми гнейсами, в среднем — с основными кристаллическими сланцами и в верхнем — с биотит-гранатовыми гнейсами. В федоровской свите нижний ритм слагают пироксеновые и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями кварцитов, гранатовых гнейсов, диопсидовых пород, средний ритм — основные кристаллические сланцы и диопсидовые породы и верхний — биотитовые, гиперстеновые и другие гнейсы с прослоями диопсидовых пород, кварцитов, биотит-гранатовых гнейсов.

Основной тектонический элемент Алдано-Тимптонской системы — Центрально-Алданский купол, ядро которого сложено верхнеалданской свитой, а периферия — федоровской свитой. В центральной части купола преобладают брахискладки, на восточном и северном крыле — узкие наклонные и опрокинутые линейные синклинали и антиклинали. В пределах Алдано-Тимптонской системы архейские толщи интенсивно гранитизированы с образованием крупных полей гранито-гнейсов и мигматитов и минеральные ассоциации гранулитовой фации в значительной степени замещены ассоциациями амфиболовой фации. Тимптоно-Учурская складчатая система представлена дугообразной системой линейных складок, сложена тимптонской и желтулинской сериями и отличается гораздо меньшей степенью гранитизации гнейсов и кристаллических сланцев.

Возрастные соотношения между Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской складчатыми системами недостаточно ясны, так же как и границы между ними. На северном фланге она представлена узкой (3—5 км) переходной зоной, примерно совпадающей с Иджекским (Тимптонским) разломом, в пределах которой наклонные и опрокинутые складки Алдано-Тимптонской системы сменяются

моноклиналью западного крыла Сутамского синклинория (Максимов, Угрюмов, 1966).

Л. И. Салоп, Л. В. Травин (1971) отрицают моноклинальное залегание пород на западном крыле Сутамского синклинория и на геологической карте нижнего течения р. Тимптон изображают единую серию архейских пород, согласно смятых в узкие линейные складки. На южном фланге в зоне сочленения упомянутых систем наблюдается комбинация широтных и меридиональных складок, причем, по данным Р. И. Гришкяна (1966), меридиональные складки здесь наложены на широтные.

И. М. Фрумкин (1970) отмечает, что Тыркандинский разлом, проходящий параллельно границе Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской систем, разделяет восточную часть Алданского щита на две области с разными разрезами ультраметаморфического комплекса. К западу от Тыркандинского разлома в разрезе резко преобладает терригенный материал, к востоку от него значительную роль играют основные вулканические породы. Это свидетельствует о дифференциации Алданского щита на крупные тектонические блоки еще в период накопления архейских осадочных и вулканогенных толщ. На всех аэромагнитных картах Алданского щита Тыркандинский разлом выделяется в виде аномального поля шириной от 4—5 до 20—25 км и протяженностью свыше 500 км (Краснов, 1964, Савицкий, Штеллер, 1966). Она обусловлена совокупностью многочисленных и разнообразных по размерам магнитовозмущающих тел. Основным источником аномалий являются породы суннагинской свиты, в разрезе которой существенное значение имеют ортогнейсы и ортосланцы основного состава. Более локальные аномалии вызваны телами палингенных и пегматоидных гранитов, ортотектитов, метасоматических кварц-полевошпатовых пород и др.

Позднеархейские кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты характерны и для других древнейших разломов Алданского щита — Иджекского, Эмельджакского, Ыльымахского, Хатыминского, Юхтинского, Неакуинского (Герентьев и др., 1971). Разломы ориентированы главным образом в северо-западном и северо-восточном направлениях и разделяют кристаллический фундамент на крупные и мелкие блоки. Эти метасоматиты особенно широко развиты на внешней периферии полей гранитизации, слагают линзо- и шпиро-подобные тела и содержат акцессорную редкометальную минерализацию. С нижнепротерозойскими тектоническими движениями в зонах разломов связано образование биотит-амфиболовых blastsомилонитов и кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов.

В противоположность интенсивно дислоцированным и гранитизированным архейским метаморфическим породам, карбонатные отложения нижнего кембрия, образующие платформенный чехол, залегают почти горизонтально и практически не метаморфизованы. Они представлены доломитами, мергелями и известняками суммарной мощностью около 600 м и разделяются на пять свит: юдомскую, пестроцветную, тумулдурскую, унгелинскую и куторгиновую.

Обобщенная характеристика алданского вулканогенно-интрузивного комплекса по Т. В. Билибиной (1967)

Абсолютный возраст	Фашии глубинности	Возрастные группы	Петрографические ассоциации пород	Формы залегания и размеры магматических тел	Контактный метаморфизм
127 млн. лет (А. Д. Дашкова, гора Юхухта) 108 млн. лет (данные ТУКЭ)	Интрузии малых глубин, сопровождаемые метасоматическими процессами	V Эгириновые граниты и связанные с ними породы	Эгириновые граниты, грорудиты, граносиенит-порфиры, сельсбергиты, эруптивные брекчии эгириновых гранитов	Штоки, дайки, неправильные и трубообразные тела (диаметр 0,5—2 км)	Эгиринизация, окварцевание, фельдшпатизация
136 млн. лет (А. Д. Дашкова, гора Мрачный) 107—120 млн. лет (Н. П. Смолин, массив Якокутский)	Интрузии малых глубин с явлениями глубинной ассимиляции	IV Щелочные-мельные сиениты и сиенит-порфиры	Авгитовые сиениты, авгитовые сиенит-порфиры, рогообманковые сиенит-порфиры, монзониты, монзонит-порфиры, микромонзониты, меланократовые микросиениты	Диapiroвые, лакколитовые, пластообразные тела, штоки, дайки	Интенсивное скарнирование, ороговкование (форстерит-шпинель - флогопитовые, диоксидовые, тремолитовые и другие скарны)
115 млн. лет (В. И. Донатов, гора Мурун) 110 млн. лет (Т. В. Билибина, массив Томмотский)	Вулканогенные жерловые, прижерловые, субвулканические	III Щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые вулканические породы	а) лейцитовые базальты, лейцитовые тефриты, лейцититы, вулканические стекла; б) фонолитовые порфиры, эпи- и псевдолейцитовые фонолитовые порфиры, трахиты, щелочные трахиты и трахитовые порфиры, тингуаиты, туфоагломераты, кластолавы и туфы щелочных трахитов и фонолитов	Вулканические постройки — покровы, пластообразные тела, неки. Мощность куполов до 160—200 м и больше. Корни излияний, субвулканические тела, дайки. Протяженность от десятков метров до 5—10 км	Слабое ороговкование, обжиг, редко эгиринизация

<p>138 млн. лет (А. Д. Дашкова, Инагли)</p>	<p>Интрузии малых глубин, сопровождаемые широким развитием метасоматических процессов</p>	<p>II, б Щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты и щелочные метасоматиты</p>	<p>а) нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, щелочные эгириновые сиениты, щелочные пегматиты, пуласкиты, лаурвикиты, нордмаркиты, меланократовые щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные габброиды и щелочные ультраосновные породы; б) контактово-метасоматические образования и щелочные метасоматические породы</p>	<p>а) лакколитообразные тела, штоки, дайки, кольцевые интрузии. Диаметр лакколитообразных тел и штоков 2—7 и до 18 км; б) неправильные, линзообразные и жиллообразные тела. Ширина зон метасоматитов до 1,5 и редко до 3 км</p>	<p>Фенитизация, ороговивание, ослюдение, скарнирование (лепидомелан-диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы)</p>
<p>—</p>	<p>Вулканогенные: субвулканические, подчиненно эффузивно-широкластические</p>	<p>II, а Псевдолейцитовые эффузивы и широкластиты</p>	<p>Псевдо- и эпилейцитовые порфиры, их кластолавы и туфы</p>	<p>Покровы, пластообразные тела, дайки</p>	<p>Не ясен</p>
<p>158 млн. лет (А. Д. Дашкова, р. Джеконда) 188 млн. лет (В. А. Подкошаев, голец Лебединный)</p>	<p>Интрузивные малых глубин, субвулканические</p>	<p>Диоритоидные породы, щелочноземельные порфиры и лампрофиры</p>	<p>а) кварцевые и кварцсодержащие порфиры, роговообманковые порфиры, щелочноземельные трахитовые порфиры и бостониты, сферолитовые порфиры, плагиопорфиры, керсантиты, минетты; б) диориты, диоритовые порфириты</p>	<p>Пластовые тела, дайки, штоки. Мощность пластовых тел от первых метров до 60—100 м, площадь выходов до 200 км². Диаметр штоков 0,5—7 км</p>	<p>Ороговивание, мраморизация, скарнирование</p>

К верхнему структурному этажу, сформированному в период активизации, в Центральном-Алданском районе относятся среднеюрские кварц-полевошпатовые песчаники и углисто-глинистые сланцы с прослоями конгломератов, которые с огромным перерывом во времени, но без углового несогласия, перекрывают нижнекембрийские карбонатные породы. Они имеют небольшую мощность (300—400 м) и ограниченное распространение.

В результате мезозойских тектонических движений в Центральном-Алданском районе возникли пологие изгибы платформенного чехла, осложненные многочисленными разломами. При этом на северном склоне широтного сводового поднятия образовались субмеридиональная Алданская грабен-синеклиза и расположенное к востоку от нее Эльконское поднятие и Баянайский горст (Билибина и др., 1967). Некоторые исследователи рассматривают Алданскую грабен-синеклизу как платформенную структуру, другие связывают ее образование со сбросами и классифицируют как грабен. Мощность кембрийских отложений, сохранившихся от размыва, в ее краевых частях 220—240 м, а в центре достигает 600 м. На севере Алданская грабен-синеклиза соединяется с платформенным покровом узким перешейком кембрийских пород, которому, вероятно, соответствует поперечное воздымание кристаллического фундамента. Эльконское поднятие представляет собой совокупность блоков, которые постепенно погружаются на северо-запад. Разломы, разграничивающие эти блоки, частично унаследовали древние докембрийские дизъюнктивы, частично возникли по новому тектоническому плану.

Мезозойские магматические процессы проявились в центральной части Алданского щита особенно интенсивно, и здесь сочетаются все известные на сегодня возрастные группы и ассоциации пород щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса (табл. 2). Наличие же разнородных вмещающих структур обусловило большое разнообразие форм магматических тел. Для Центрального-Алданского района характерна приуроченность интрузивных и вулканогенных пород к единым магмовыводящим каналам. Именно в такой геологической позиции находятся крупные массивы: Томмотский, Мрачный, Якутский, Бллымахский, Стрелка, Рябиновый и др.

Как видно на схеме рис. 17, а мезозойские щелочноземельные — щелочные массивы в главной своей части размещаются в карбонатных отложениях Алданской грабен-синеклизы, но, кроме того, залегают среди архейских кристаллических пород в смежных поднятиях, в том числе в Эльконском, и в совокупности очерчивают почти изометричную площадь. Вопрос о расположении внутри нее отдельных массивов еще далеко не решен.

Месторождения флогопита и магнетита

Характерной особенностью архейских флогопитовых и магнетитовых месторождений Центральной части Алданского щита является их приуроченность к горизонтам продуктивных пород федоровской

свиты. Все они размещаются в пачках диопсидовых пород, мраморов, кальцифиров, диопсидовых, диопсид-роговообманковых и других гнейсов и кристаллических сланцев, подчиняются складчатым структурам ультраметаморфического комплекса пород и в соответствии с залеганием федоровской свиты располагаются на периферии Центрально-Алданского купола.

А. Р. Этин (1966), опираясь на результаты крупномасштабного геологического картирования главных флогопитоносных районов (Эмельджакского, Каталахского и др.), разделил флогопитовые и магнетитовые месторождения Центрального Алдана на инфильтрационно-метасоматические и контактово-реакционные.

Инфильтрационно-метасоматический тип месторождений представлен системой жил и неправильных метасоматических тел, развивающихся в гранитах, гнейсах и сланцах вне непосредственного контакта с карбонатными породами. Для этого типа характерны: отсутствие четкой приуроченности одной группы месторождений к какому-либо определенному продуктивному горизонту; изометричная в плане или вытянутая по простиранию толщ форма; сложные, часто неправильные очертания слюдоносных зон, в пределах которых широко развиты согласные и секущие жилы и крупные гнезда флогопита. Эти месторождения занимают площадь до 5—10 км² и являются крупнейшими по запасам флогопита.

Контактово-реакционные месторождения связаны с диопсидовыми породами, располагающимися непосредственно вдоль контакта доломитовых мраморов с алюмосиликатными породами. Наблюдается четкая приуроченность месторождений одной группы к определенному продуктивному горизонту. В плане они имеют форму узких полос, шириной до первых десятков метров, вытянутых на несколько километров согласно залеганию вмещающих толщ. Контуры отдельных слюдоносных зон сравнительно простые. По запасам флогопита контактово-реакционные месторождения значительно уступают инфильтрационно-метасоматическим.

По данным А. Р. Этина, геологическая позиция месторождений магнетита и флогопита определяется сочетанием четырех основных факторов, а именно: полей гранитизации, зон сложной изоклиальной складчатости и региональных долгоживущих разломов и, наконец, горизонтов или пластов метасоматически измененных карбонатных пород на определенных стратиграфических уровнях архейского метаморфического комплекса.

В Центрально-Алданском районе известны два крупных поля гранитизации — Хатыминское и Якокут-Ыллымахское, из которых наиболее детально изучено Якокут-Ыллымахское поле.

В центральной его части на долю гранитов и гранито-гнейсов приходится до 80% объема, а на отдельных участках они полностью замещают метаморфические породы. По мере приближения к периферии поля степень гранитизации заметно снижается, размеры гранитных массивов уменьшаются и в гранито-гнейсах увеличиваются количество и размеры реликтов метаморфических пород. Для пери-

феррической части поля гранитизации характерно локальное развитие процессов палингенеза в зонах долгоживущих региональных разломов древнего заложения. Здесь обнаруживаются также следы интенсивных дифференциальных движений, проявившихся в виде будинажа. Зоны разломов особенно насыщены многочисленными жилами аплитов, аляскитовыми и пегматоидными гранитами, кварцевыми жилами.

По наблюдениям А. Р. Энтина, в зоне непосредственного контакта продуктивных горизонтов с полями гранитизации располагаются месторождения магнетита. На расстоянии от 2—3 до 10 км от периферии полей в зонах долгоживущих региональных разломов размещаются инфильтрационно-метасоматические месторождения флогопита. Наконец, контактово-реакционные месторождения флогопита располагаются в удалении от полей гранитизации до 20—30 км (см. рис. 17, б).

Остальные факторы локализации флогопитовых и магнетитовых месторождений А. Р. Энтиным подробно не рассматриваются, он ограничился лишь общими замечаниями о повсеместном проявлении складчатости в районах Эмельджакского, Каталахского, Неакуинского месторождений, о перспективности на флогопит замков узких изоклинальных складок (именно к таким структурам приурочены Верхне-Эмельджакское и Каталахское месторождения) и о структурном контроле Эмельджакской группы месторождений флогопита, включая Эльконские месторождения, крупным Эмельджакским разломом северо-западного простирания.

В опубликованной на сегодня литературе нет детальной характеристики тектонических зон, контролирующих размещение флогопитовых месторождений, в том числе Эмельджакской группы, но зато подробно описаны отдельные элементы этих зон. Объединить их в общей схеме помогают результаты наблюдений А. Г. Лихоманова (1970) над строением Иджекского, или Скального, разлома, который проходит параллельно Эмельджакскому разлому и обнаруживает с ним большое сходство.

Согласно А. Г. Лихоманову, Скальный разлом представляет собой крупное межформационное нарушение на границе иенгской и тимптоно-джелтулинской серий. В сечении по р. Алдан он представлен мощной (до 5 км) зоной сложных изоклинальных складок с субпараллельным крутопадающим расположением осевых плоскостей и шарниров. В целом положение складок подчинено направлению пликативных структур фундамента. В строении разлома принимают участие пироксен-, амфибол- и биотитсодержащие гнейсы и сланцы иджекской свиты, завершающей разрез иенгской серии, а также гранат-биотитовые гнейсы и гранатовые гранулиты улунчинской свиты, лежащей в основании тимптоно-джелтулинской серии. Ранние ультраметаморфические гранитоиды представлены в Скальном разломе плагиогранитными жилами послойных мигматитов, а молодые гранитоиды, возраст которых по аналогии с соседними районами оценивается в 2000—2100 млн. лет (Рудник, 1967 г.)—

реоморфическими гнейсо-гранитами и аляскистыми гранитами интрузивного типа. Для гнейсо-гранитных тел характерны сложные складки течения и сопряженные с ними линейные зоны вторичного расщепления — бластомилониты и бластокатаклазиты. Массивные аляскиты слагают протяженные зоны глыбовых мигматитов, плитообразные тела с четкими припаянными контактами интрузивного типа, а также цементируют будинированные обломки основных кристаллических сланцев. Кроме того, в разломе проявлена серия нижнепротерозойских дайковых пород, представленная микродиоритами и микрогранодиоритами. Дайковые породы большей частью преобразованы в бластомилониты. Абсолютный возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом по роговой обманке, равен 1,9 млрд. лет (Казанский, Иванов, 1968 г.).

На самих же флогопитовых месторождениях обычно фиксируются лишь отдельные части зон изоклинальной складчатости, будинажа, глыбовых мигматитов и гранитных инъекций. Так, Б. М. Роненсон и Ф. М. Ройзенман (1970) подчеркивают пространственную связь метасоматических флогопитоносных диопсидовых залежей с зонами сетчатых и глыбовых мигматитов, которые Д. С. Коржинский (1947 г.) назвал «эрузивными брекчиями» аляскистых гранитов. При этом структуры флогопитовых месторождений определяются морфологией складок ультраметаморфических пород, количеством продуктивных горизонтов и пространственным положением зон глыбовых мигматитов.

Наиболее простым по строению оказывается месторождение на пересечении зоны глыбовых мигматитов и моноклинально залегающего пласта диопсидовых пород. Оно состоит из одной столбовообразной залежи, склоняющейся к линии встречи. Чем меньше угол встречи, тем слюдоносная зона длиннее и тем положе ее склонение. При относительно пологом синклинальном изгибе пласта диопсидовых пород он может быть пересечен аляскистыми гранитами дважды. Антиклинальные изгибы диопсидовых сланцев, особенно с прослоями карбонатных пород, часто сопровождаются течением материала к ядру антиклинали, а слюдоносные залежи имеют седловидную форму. В крутой складке внедрение аляскистых гранитов может произойти вдоль осевой плоскости или под острым углом и соответственно флогопит-диопсидовые тела приобретут согласное залегание. Предельным случаем для одиночного пласта являются дисгармоничные, близкие к изоклинальным складки волочения, в которых зоны сетчатых и глыбовых мигматитов располагаются в растянутых крыльях под очень острым углом к простиранию горизонтов. Размеры флогопитоносной зоны в этом случае определяются глубиной проникновения мигматитов в диопсидовые породы, а склонение — линией пересечения зоны мигматитов с плоскостью слоистости.

Увеличение масштабов флогопитовых месторождений происходит за счет пересечения зоной глыбовых мигматитов нескольких параллельных пластов диопсидовых пород, развития сближенных зон

мигматитов и повторения ими комбинаций единичных благоприятных структур. Оптимальной, согласно наблюдениям Б. М. Роненсона и Ф. М. Ройзенмана, является веерообразная складка с примерно одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей с амплитудой 120—150 м и шириной 25—30 м. В ней наиболее удачно сочетаются многократно чередующиеся на относительно небольшом простирании диопсидовые пласты и пересекающиеся зоны глыбовых мигматитов. Кроме того, в таких узлах возникают многочисленные поперечные к простиранию складок разрывы и трещины, в которых локализируются флогопитовые жилы.

Например, месторождение Эмельджак расположено в юго-восточном крыле одноименной антиклинали в леглиерском продуктивном горизонте федоровской свиты (Салье и др., 1966). В пределах месторождения развиты согласные с общим простиранием Эмельджакской антиклинали более мелкие складки. Отдельные рудные участки — Водораздельный, Верхний, Центральный, Горелый, № 2 — локализованы в пределах узкой (1,5—2 км) зоны, косо пересекающей антиклиналь, и в то же время связаны с более мелкими антиклинальными структурами. На участке Верхнем ультраметаморфические породы залегают в виде крутой моноклинали, осложненной второстепенными складками. Простирание гнейсов и кристаллических сланцев северо-западное 290—300°, падение преимущественно юго-западное. Их прорывают многочисленные линзовидные тела аляскитовых гранитов и на контактах тех и других пород развиваются тела флогопитоносных диопсидовых пород. Кроме того, здесь развиты поперечные флогопитовые жилы, которые пересекают и диопсидовые тела, и вмещающие их гнейсы, кристаллические сланцы и аляскитовые граниты (рис. 18, а). В свою очередь флогопит-диопсидовые залежи и флогопитовые жилы рассеяны дайками нижнепротерозойских микродиоритов, частично преобразованных в бластомилониты. Соотношения тех и других будут подробно рассмотрены в следующей главе.

Архейские магнетитовые месторождения сконцентрированы в южной части Центрально-Алданского купола в пределах двух железорудных районов — Сиваглинского и Леглиерского (Перваго, 1958). Сиваглинский район включает железорудные месторождения Сиваглинское, Пионерское, Десовское, Комсомольское, Дорожное и др. Леглиерский район объединяет наиболее крупное Таежное месторождение, а также месторождения Магнетитовое, Леглиерское, Гематитовое, Болотное. Они приурочены к одному продуктивному горизонту, который имеет в общем субмеридиональное простирание и осложнен складками второго порядка (Маракушев, 1958). С наиболее крупной синклиналью второго порядка и связано Таежное месторождение. Оси синклинали круто погружаются на юго-восток, чем объясняется подковообразное залегание в плане магнетитовых руд (см. рис. 18, б).

На продолжении крыльев синклинали к югу месторождения имеют значительно меньшие размеры (Пухарев, 1959). Кроме раз-

личий в размерах рудных тел, в южном направлении возрастает степень гранитизации пород продуктивного горизонта. Сохранность доломитовых пачек уменьшается и соответственно уменьшаются размеры скарновых полей. В промежутках между отдельными месторождениями породы продуктивного горизонта обычно интенсивно гранитизированы, рудопроявления отсутствуют, а процессы скарнообразования проявляются редко.

Сильнее всего гранитизированы наиболее кислые разности пород — гнейсы, образующие ортоклаз-биотитовые и ортоклаз-пироксеновые мигматиты с переменным количеством кварца. Карбонатные породы наблюдаются в виде останцов среди мигматизированных разностей гнейсов и окружены зонами магнезиальных скарновых образований. Однако при возрастании степени гранитизации доломитовые мраморы, особенно в мелких прослоях, целиком замещены алюмосиликатными породами.

Гранитизация усиливается также в дислоцированных участках, где изменяется простиранье пород. Чаще это кулисообразные флексурные перегибы гнейсовых пачек с многочисленными сколами кристаллических пород, заключающих доломитовые пачки, со смещением их по диагонали к простиранью. Вследствие этого мощность доломитовых тел в смежных сечениях резко возрастает.

Как правило, железорудные тела залегают согласно с вмещающими породами продуктивного горизонта в виде линз, имеющих согласные апофизы по падению и простиранью; иногда эти тела приближаются по форме к пластообразным залежам. Реже встречаются тела неправильных очертаний, грубо повторяющие контуры дислоцированных карбонатных пачек. Вмещающими породами для большинства рудных тел являются магнезиальные скарны, доломитовые мраморы, уцелевшие при замещении в процессе гранитизации и скарнообразования. Часть рудных тел заключена в гнейсовых прослоях, также метасоматически измененных, особенно на контактах их с магнезиальными скарнами. Наиболее крупные залежи приурочены к нижним контактам доломитовых тел с мигматитами и гнейсами.

Относительно генезиса флогопитовых и железорудных месторождений Центрального Алдана высказаны разные точки зрения (Лицарев, 1962). Н. Г. Судовиков (1956) считает, что флогопитовые месторождения Алдана образовались в результате регионального проявления железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза, обусловленного явлениями гранитизации. Предполагается, что железо, магний и кальций, освобождающиеся при гранитизации пород, выносятся по дизъюнктивным нарушениям в верхние структурные горизонты, где в процессе метасоматоза входят в состав флогопита и сопровождающих его минералов. При этом в раннюю фазу железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза возникают диопсидовые и другие метасоматические породы. Образование флогопита относится к более поздней фазе метасоматоза.

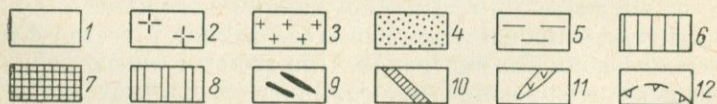
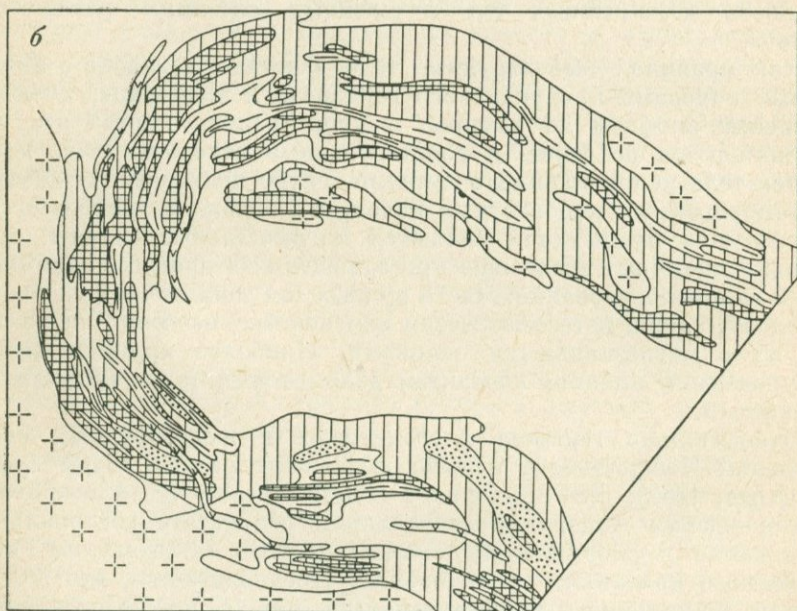
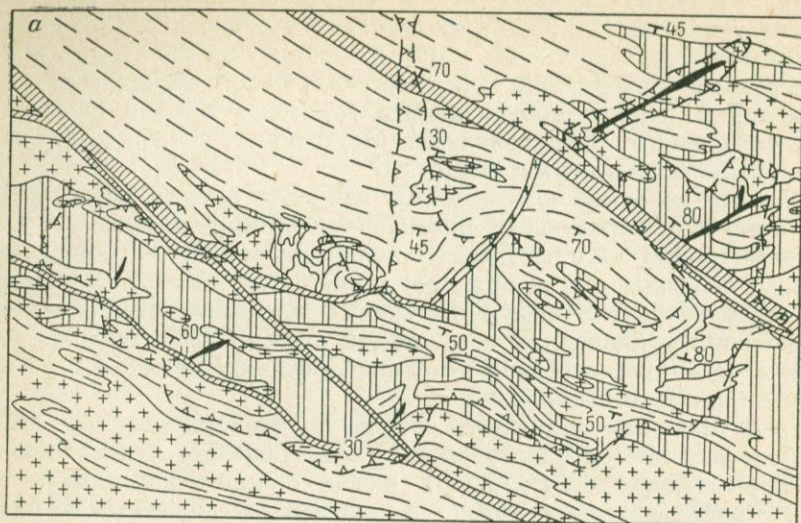


Рис. 18. Флогопитовые и магнетитовые месторождения Центрально-Алданского района

Согласно представлению, выдвинутому Д. С. Коржинским (1953) и развитому М. А. Лицаревым (1961) и Л. И. Шабьиним (1958), флогопитовые и железорудные месторождения являются контактово-реакционными образованиями типа магнезиальных скарнов и возникли в результате метасоматического взаимодействия доломитов с алюмосиликатными породами при участии высокотемпературных послемагматических растворов. Соответственно различается метасоматическая зональность магматической и послемагматической стадий.

Метасоматическая зональность магматической стадии развита в контактах доломитовых мраморов с гранитами, мигматитами или гранитизированными гнейсами и носит инфильтрационный характер. Замещение доломитовых мраморов в магматическую стадию с образованием на их месте колонки метасоматических пород связывается с привнесом глинозема, кремнезема и щелочей из гранитной магмы и сопровождается выносом магния и кальция в прилегающие кристаллические сланцы. Такой химический состав процесса и тесная ассоциация шпинеле-пироксеновых и других метасоматических пород с гранитами или мигматитами, а также с доломитами или кальцифирами позволяют рассматривать зональность магматической стадии как результат гранитизации доломитовых мраморов.

В послемагматических условиях парагенезисы магматической стадии замещаются иными минеральными ассоциациями. Так, например, шпинеле-пироксеновые породы преобразуются в флогопитоносные породы.

Метасоматическая зональность послемагматической стадии всегда приурочена к контактным зонам доломитов (кальцифиров) с гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами или пегматитами. При этом метасоматические породы, входящие в зональность, развиваются как по доломитам, так и по алюмосиликатным породам. Наблюдения показывают, что при замещении пород одного и того же состава могут образовываться различные по строению и минеральным ассоциациям зон метасоматические колонки.

М. А. Лицарев (1962) различает два основных типа послемагматической зональности: флогопитовый и шпинелевый.

Флогопитовый тип характеризуется постоянным присутствием флогопито-пироксеновой зоны, возникающей одновременно с другими зонами метасоматической колонки. Промышленный флогопит, связанный с этим типом зональности, образуется одновременно с главными минералами других зон. Шпинелевый тип отличается отсутствием флогопит-пироксеновой зоны и развитием на ее месте зоны шпинеле-пироксеновой породы. Промышленное ослюденение, при-

a — участок Верхний Эмельджакского флогопитового месторождения, по С. П. Мурзаеву, *b* — магнетитовое месторождение Таскино, по В. А. Перваго, 1958 (упрощено)
1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; *2* — мигматиты; *3* — аляскиновые граниты, *4* — кальцифилы и доломитовые мраморы; *5* — продуктивные горизонты гнейсов и кристаллических сланцев; *6* — магнезиальные скарны и скарнированные породы с магнетитовой минерализацией; *7* — диопсид-флогопитовые породы; *8* — флогопитовые жилы; *9* — дайны нижнепротерозойских метадiorитов; *10* — дайны мезозойских сленит-порфиритов; *11* — дайны порфиритов; *12* — контуры карьера

уроченное исключительно к шпинеле-пироксеновой зоне, является здесь процессом наложенным и образуется за счет реакции шпинели и пироксена со щелочным (по калию) раствором.

Месторождения пьезокварца

На территории Алданского щита хрусталеносные кварцевые жилы размещаются исключительно среди кварцитов верхнеалданской

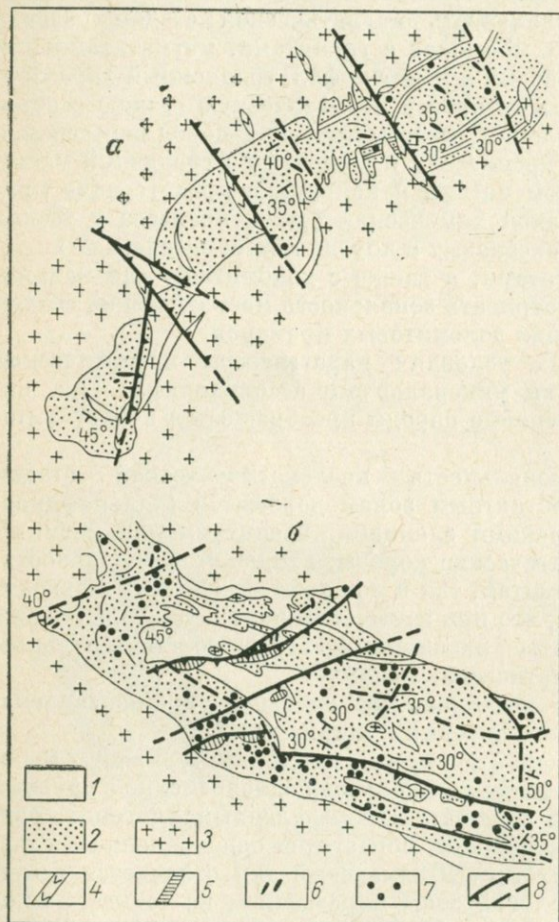


Рис. 19. Схемы геологического строения хрусталеносных жильных полей по В. И. Бергеру (а) и Л. Е. Ушвердзе (б)

1 — кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты; 2 — кварциты; 3 — аляскинтовые граниты; 4 — дайки сиенит-порфиров и сиенитов; 5 — дайки диабазовых порфиров и диабазов; 6 — кварцевые жилы; 7 — развалы кварцевых жил; 8 — разрывные нарушения

свиты, слагающей нижнюю часть иенгской серии. Е. М. Лазько (1957) отметил, что многие проявления горного хрусталя приурочены к брахискладкам и контролируются крутопадающими зонами дробления, рассланцевания и трещиноватости кварцитов.

Согласно наблюдениям В. И. Бергера (1962), в южной части щита практически все поля хрусталеносных кварцевых жил свя-

заны с брахиальными осложнениями складок, сформированными одновременно с основными архейскими складчатыми структурами (рис. 19). Древний возраст брахискладок доказывается тем, что они пересечены недеформированными телами аляскитовых гранитов. Последние сопровождаются многочисленными жилами и дайками гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов. На изученной территории интрузии аляскитовых гранитов тяготеют к антиклинориям; в синклиниях они встречаются реже.

Между хрусталеносными кварцевыми жилами и аляскитовыми гранитами намечается пространственная связь. На участках, сложенных кварцитами и обладающих благоприятными структурами, но значительно удаленных от выходов аляскитовых гранитов, хрусталеносные кварцевые жилы, как правило, отсутствуют. В пределах хрусталеносных жильных полей развиты небольшие тела и дайки диабазов и реже сиенитов типа микроклинита, которые пересекают аляскитовые граниты и сами секутся хрусталеносными кварцевыми жилами и подвергнуты гидротермальным изменениям.

При этом, по данным В. И. Бергера, жильные поля приурочены преимущественно к участкам воздымания и погружения шарниров архейских складчатых структур, рассеченных сдвигами (иногда сбросо-сдвигами) северо-восточного и северо-западного простирания. Такие разрывные нарушения четко выражены в пределах антиклинальных структур и относительно слабо развиты в синклиналиях.

Разрывные нарушения прослеживаются только в пределах одной складчатой структуры или нескольких соседних складок второго порядка и быстро затухают по простиранию. Протяженность их 1—5 км, редко 10 км. В зонах нарушений отмечаются интенсивная милонитизация и развальцевание пород. Наряду с кварцитами и другими метаморфическими породами милонитизации подвергаются аляскитовые граниты, гранит-пегматиты и пегматиты.

Сдвиги, секущие антиклинальные структуры на участках погружения шарниров, в большинстве случаев ориентированы поперек осей складок. Реже наблюдаются диагональные и продольные дизъюнктивы.

Дайки гранитоидов используют в основном согласные с напластованием кварцитов трещины. На участках погружения шарниров антиклиналей дайки залегают в поперечных трещинах отрыва. В пределах синклиналей и на удалении от периклиналей в антиклинальных складках распространены «продольные» дайки в зонах кливажа осевой плоскости.

Кварцевые жилы связаны преимущественно с крутопадающими трещинами свола, оперяющимися сдвиговые нарушения. На некоторых участках шестоватый кварц выполняет различно ориентированные перекрещивающиеся трещины. В. И. Бергер выделяет четыре структурно-морфологических типа жил:

1) простые трещинные жилы, приуроченные к трещинам свола. Мощность жилы выдержанная по простиранию, форма простая

пластообразная. Иногда они разветвляются и приобретают более сложное строение;

2) линзообразные и трубообразные жильные тела. Трубообразные тела локализируются преимущественно в центроклиналях и периклиналях на пересечении крутопадающих сколовых трещин и трещин напластования, их склонение определяется углами погружения шарниров складок;

3) жильные зоны, приуроченные к протяженным трещинным зонам сколового характера, состоят из серии простых жил, трубообразных и линзообразных кварцевых тел, размещающихся кулисообразно в пределах одной трещинной зоны. Жильные зоны часто связаны с мелкими складками, осложняющими основные структуры. На участках индупляций шарниров складок жильные тела и даже мелкие прожилки зоны приобретают четкое склонение в сторону погружения шарнира;

4) штокверки и штокверкообразные тела, образованные кварцевыми жилами и прожилками различных направлений. В плане форма штокверков изометричная или овальная. Они приурочены к участкам наиболее интенсивного проявления крутопадающих сопряженных трещин скола и отрыва. Особенно часто штокверки размещаются в кровле или боковых экзоконтактах массивов и даек аляскитовых гранитов.

На алданских проявлениях пьезокварца часто встречаются кварцевые жилы брекчиевидного сложения. Параллелепипедальные и угловатые обломки в таких жилах имеют размер от первых сантиметров до 1—2 м и закономерно ориентированы длинной стороной под углом 15—30° к контактам жилы. Формирование брекчиевидных жил обусловлено сбросовыми движениями по смежным крутопадающим трещинам с интенсивным развитием между ними опережающих трещин. Последние рассекают кварциты на плитки более или менее правильной параллелепипедальной формы.

Кварцевые жилы и штокверки обычно сопровождаются пологими апофизами, выполняющими трещины отрыва. За пределами штокверков пологие трещины отрыва встречаются редко, т. е. процесс их формирования носил, видимо, локальный характер. Именно с этими пологими трещинами в штокверках и сложных жильных зонах связаны наложенные хрусталеносные полости.

Вещественный состав хрусталеносных кварцевых жил весьма простой: кроме прозрачных кристаллов и всевозможных разновидностей жильного кварца все остальные минералы играют подчиненную роль (Лазько, 1957). Относительно заметных количеств иногда достигают полевые шпаты, зеленая слюда типа мусковита и хлорит. Повышенные содержания хлорита обнаружены в тех жилах или участках жил, которые залегают в прослоях основных кристаллических сланцев или амфиболитах, полевыми же шпатами обогащены жилы, находящиеся в фельдшпатизированных кварцитах или вблизи пегматитовых тел. В тех случаях, когда вмещающими породами являются не кварциты, а другие породы со сложным химическим и минеральным составом, в кварцевых жилах в небольших

количества появляются гематит, карбонаты, рутил, циркон, анатаз, биотит, эпидот, цоизит и некоторые другие.

В гнейсах и амфиболитах жилы имеют резкие контакты с более или менее прямолинейными очертаниями, в кварцитах, особенно мономинеральных, — неровные, расплывчатые границы. Постепенные переходы наблюдаются как в жилах, сложенных шестоватым кварцем, так и в жилах, состоящих из массивного кварца. В первом случае кристаллы жильного кварца вырастают из кварцитов, а их основание нередко сложено зернами метаморфического кварца. В основании друз отмечались также реликтовые цепочки зерен каолинизированных полевых шпатов.

Постепенные переходы кварцевых жил массивного сложения в кварциты нередко осуществляются через маломощную зону перекристаллизации, в которой кварцевые зерна теряют свои гранобластовые, зазубренные очертания и постепенно приобретают вытянутый, более или менее прямолинейный или изометрический округлый облик, характерный для жильного кварца.

Почти на всех месторождениях наблюдается энергичное растворение кварцитов около минерализованных зон. Оно проявлено на стенках трещин, в зальбандах кварцевых жил, на обломках и глыбах кварцитов, расположенных среди кварцевого материала, по периферии и внутри хрусталеносных полостей. На некоторых месторождениях значительная часть хрусталеносных полостей находится на нижних и средних горизонтах. При отсутствии значительных перемещений в плоскости трещин формирование таких крупных пустот, по мнению Е. М. Лазько, могло произойти только в результате растворения кварцитов. Увеличение объема полостей с глубиной доказывает, что даже на коротких расстояниях, измеряемых десятками метров, интенсивность растворения на глубине была заметно больше.

Следовательно, материал для формирования кварцевых жил и полостей с горным хрусталем в основном извлекался из вмещающих пород растворами, циркулировавшими по трещинным зонам. Соотношения между кварцевыми жилами и полостями, заключающими кристаллы горного хрусталя, свидетельствуют о более раннем образовании жил. По заключению Е. М. Лазько, кварцевые жилы возникли частично в результате перекристаллизации кварцитов на месте, а в основном — за счет выпадения кремнезема из растворов, обогащенных им при продвижении по трещинным зонам. Кристаллы горного хрусталя сформировались позднее в результате деятельности менее насыщенных растворов при сравнительно медленном падении температуры. По данным гомогенизации газово-жидких включений, образование кварцевых жил происходило при температурах, иногда превышавших 300°C , а главная масса кристаллов горного хрусталя сформирована в интервале от 250 до 180°C . С этими данными хорошо согласуется характер околосильных изменений вмещающих пород, а именно проявление в них каолинизации и серицитизации.

Возраст алданских пьезокварцевых месторождений трактуется по-разному — от архейского до послепурского. Наиболее вероятно предположение о протерозойском возрасте хрусталеносных жил (Мухин, 1962).

Массив Инагли

Инаглинский ультраосновной — щелочной массив располагается вблизи северной границы Алданского щита, где архейские ультраметаморфические породы погружаются под нижнекембрийский платформенный чехол. Ультраметаморфический комплекс здесь сложен кристаллическими сланцами и гнейсами, амфиболитами и кальцифирами иенгрской серии, прорванными аляскистыми гранитами. Архейские образования перекрыты нижнекембрийскими доломитами юдомской свиты. Залегание последних, как правило, горизонтальное; локальные нарушения их, наблюдаемые вблизи массива, связаны с интрузией послепурских сиенит-порфиров. Пространственное положение Инаглинского массива определяется узлом пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простираения.

В результате крупномасштабных геологических съемок в районе Инаглинского массива обнаружены маломощные (45 м) песчаники и гравелиты с органическими остатками синийского возраста. Непосредственных контактов их с дунитами наблюдать не удалось (Корчагин и др., 1967).

Инаглинский массив имеет в плане форму овала диаметром 5 км, зонально-концентрическое строение и сложен преимущественно дунитами, а по периферии — небольшими зонами перидотитов (Рожков и др., 1962). В разрезе он обнаруживает почти вертикальные контакты, свидетельствующие о сохранении округлой формы с глубиной (рис. 20, а).

Дуниты окаймлены щелочными габброидными породами, образующими прерывистую кольцевую интрузию мощностью до 0,5 км. Местами в краевой части массива они наблюдаются в виде дайкоподобных тел и жил, секущих дуниты. Щелочные габброиды представлены лейкократовыми, меланократовыми, нефелинсодержащими и псевдолейцитовыми шонкинитами, которым подчинены малиньиты, ийолиты и мельтейгиты.

Ядро массива окружено почти со всех сторон авгитовыми, роговообманковыми, олигоклазовыми сиенит-порфирами, интродуцирующими и нижнекембрийские доломиты в виде пластовых и лакколитообразных тел. В непосредственной близости к массиву сиенит-порфиры залегают в виде крутонаклонной кольцевой интрузии. Среди них встречаются отдельные штокообразные интрузии щелочных сиенитов, секущих сиенит-порфиры, щелочные габброиды и ультраосновные породы. Сиениты сопровождаются дайками эгириновых сиенитов, граносиенит-аплитов, щелочных сиенит-пегматитов и кварцевыми жилами. Наибольшим распространением пользуются щелочные сиенит-пегматиты с редкометальной минерализацией, залегающие преимущественно среди дунитов.

Платина в коренном залегании была обнаружена в результате опробования дунитов в центральной части массива. Вопрос о степени концентрации платины и закономерностях ее распределения в дунитах окончательно не решен. Сведения же о минералах платины и ее спутниках базируются в основном на изучении россыпей современной речной сети. Главная россыпь находится в пределах самого массива.

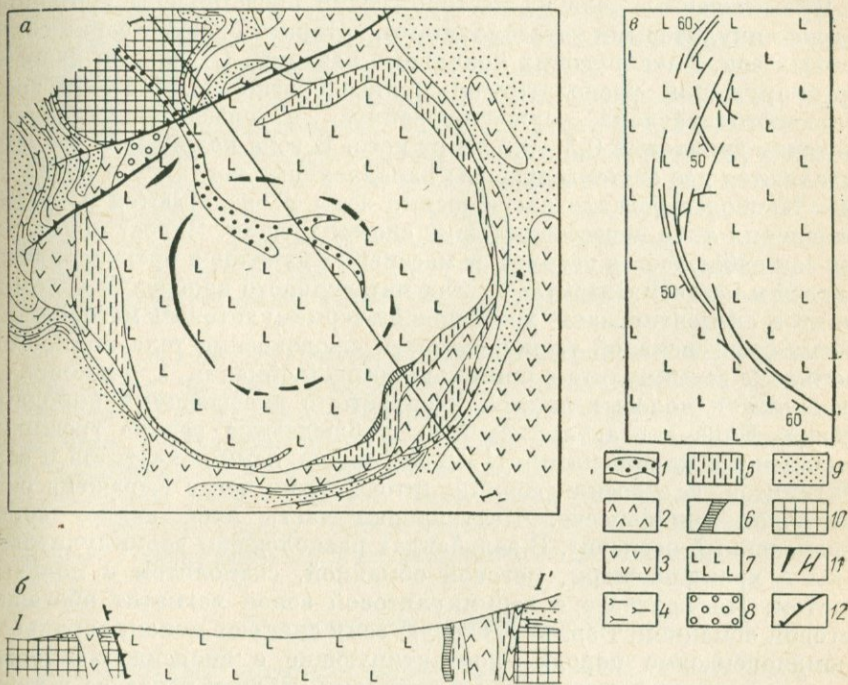


Рис. 20. Массив Инагли

а, б — геологическое строение массива в плане и в разрезе по линии I—I* (по И. С. Рожков^У и др., 1962), в — схема расположения слюдоносных зон на месторождении вермикулита (по Б. П. Фоменкову, А. М. Корчагину, 1964)

1 — платиноносная россыпь; 2 — пироксеновые сиениты (пуласиты); 3 — сиенит-порфиры; 4 — роговообманковые и олигоклазовые порфиры; 5 — щелочные габброидные породы; 6 — перидотиты; 7 — дуниты; 8 — доломиты нижнекембрийские; 9 — кальцисyenиты; 10 — ультраметаморфические породы иенгрской серии; 11 — вермикулитоносные зоны; 12 — разрывные нарушения

О близости коренного источника свидетельствуют совершенно неокатанные или слабо окатанные зерна платины и платиноидов, нередко в сростании с хромитом и оливином. Платиноидные минералы представлены самородной платиной, поликсеном, иридийной платиной, купроплатиной, платинистым иридием, никелистой платиной, осмистым иридием, сульфидами и арсенидами платиноидов, минералы-спутники — хромшпинелидами, пентландитом, пирротинном, халькопиритом, золотом и серебром.

В краевой части дунитового ядра располагаются зоны метасоматических слюдоносных пород, с которыми связано Инаглинское

вермикулитовое месторождение (Фоменков, Корчагин, 1964). Они приурочены к сложно построенному кольцевому разлому. В западной части массива разрывные нарушения прослежены в виде полукольца на 3,5 км (см. рис. 20, б). Отдельные обнажения брекчированных дунитов с инъекциями пегматитов, включениями хромдиопсида и вермикулита установлены и на восточной периферии массива.

Промышленные тела на месторождении представлены хромдиопсид-вермикулитовыми метасоматами, которые образуют серии сближенных зон, фиксирующих локальные разломы. Отдельные разрывные нарушения располагаются кулисообразно и образуют зону кольцевого разлома, ориентированную в общем параллельно контакту дунитов, в 0,3—0,5 км от него. В зоне кольцевого разлома выделяются две системы трещин: параллельные контакту и радиальные. Наиболее богатые слюдоносные зоны располагаются в местах сочленения либо пересечения двух систем трещин. Вкрест простирающихся зон наблюдается переход от массивных дунитов к брекчиевидным и далее к метасоматам. В местах интенсивного дробления обломки дунитов сцементированы хромдиопсид-вермикулитовым материалом. В зонах интенсивной трещиноватости слюдоносные тела полностью состоят из вермикулита с примесью роговой обманки, хромдиопсида, скаполита и полевых шпатов. Контакты с вмещающими породами резкие. Близ контакта в дунитах наблюдаются редкие трещины, заполненные маломощными (1—2 см) прожилками пегматитов и серпентинитов. В строении вермикулитовых жил четко выражена симметричная зональность. Центральная часть представляет собой неизменный пегматит. В зальбандах расположены вермикулитовые зоны с хромдиопсидом, роговой обманкой, скаполитом и полевым шпатом. На контакте с вермикулитовой зоной пегматит обогащен роговой обманкой. Вермикулитовую зону сменяют мономинеральные хромдиопсидовые породы, контактирующие с диопсидитизированными и серпентинизированными дунитами. Вблизи контакта в дунитах наблюдаются включения хромдиопсида. Следовательно, образование вермикулита на Инаглинском месторождении обусловлено метасоматическим взаимодействием между дунитами и сиенитовыми пегматитами при участии щелочных постмагматических растворов.

Ультраосновные породы интрузий центрального типа на Алданском щите относятся к позднему протерозою. Для Кондерского массива абсолютный возраст по биотиту равен 650 млн. лет. Пегматиты Кондерского массива, а также шонкиниты и пуласкиты Инаглинского массива имеют возраст 90—155 млн. лет, что соответствует возрасту мезозойских щелочноземельных — щелочных интрузивов.

Механизм образования интрузивов центрального типа с их коническими и кольцевыми структурами объяснен Е. Андерсоном (Anderson, 1936). Согласно его расчетам, в тех случаях, когда давление магматического расплава превышает давление литостатической нагрузки, напряжения разрешаются в виде расходящихся кверху конических трещин. Цилиндрические же разрывы возникают при оседаниях блоков пород вследствие снижения давления в магматическом

очаге. Следовательно, геологические структуры рудоносных массивов центрального типа обусловлены развитием магматических камер. Этим они принципиально отличаются от тектонических структур, контролирующих большинство эндогенных рудных месторождений (В. И. Смирнов, 1965₂, Невский, Котляр, 1970).

Е. В. Свешникова (1968) подчеркивала, что магматические комплексы центрального типа образуются в областях относительно малой подвижности и устойчивого тектонического режима (платформы и стабильные глыбы складчатых областей), будучи связаны с глубинными магматическими источниками и промежуточными очагами в верхних горизонтах земной коры. Все разнообразие структур кольцевых магматических комплексов Е. В. Свешникова свела к девяти типам, которые отличаются по характеру перемещений внутрикольцевого блока и его расчленению последующими кольцевыми разломами или системами трещин. Массив Инагли отнесен ею к типу структур, в которых по кольцевому разлому первоначально был поднят блок глубинных пород (дунитов), а в дальнейшем внедрялись магматические расплавы, окружившие этот центральный блок.

В. А. Невский (1971) показал, что формирование кольцевых разрывов далеко не всегда укладывается в единую схему Е. Андерсона и что они могут возникнуть вследствие разных причин. В частности, появление в Инаглинском массиве концентрических слюдоносных зон, падающих не к центру, а к периферии, по-видимому, вызвано двусторонним осевым сжатием цилиндрического столба пород. При этом давление сверху определяется гравитационными силами, а снизу — внедряющимися магматическими расплавами.

Золоторудные месторождения

Золоторудные месторождения Центрально-Алданского района пространственно ассоциируются с мезозойскими щелочноземельными — щелочными интрузивами, в главной своей массе локализируются в карбонатных отложениях платформенного чехла и подразделяются на два типа: лебединский и куранахский. Месторождения лебединского типа локализируются в основании кембрийского платформенного чехла, прорванного многочисленными щелочноземельными — щелочными интрузивами.

Золоторудные месторождения куранахского типа залегают на контакте нижнекембрийских известняков куторгиновой свиты и юрских песчаников в зонах субмеридиональных разрывных нарушений, заполненных рыхлыми породами карстового происхождения.

На периферии Лебединского и Куранахского рудных полей в омоложенных нижнепротерозойских разломах фундамента обнаружены золотоносные кварц-ортоклазовые метасоматиты мезозойского же возраста (Казанский, Крупеников, Розанов, 1970). При этом месторождения лебединского и куранахского типа размещаются в опущенных блоках, а золотоносные кварц-ортоклазовые метасома-

титы, связанные с омоложенными нижнепротерозойскими разломами, — в приподнятых блоках (рис. 21). Другими словами, занимая различное положение в структурных этажах, они сформированы приблизительно на одном и том же гипсометрическом уровне.

Как уже отмечалось, еще в раннем докембрии в кристаллическом фундаменте Алданского щита возникли сравнительно узкие зоны интенсивной складчатости и гранитных инъеций, фиксирующие положение древнейших разломов Алданского щита. Вслед за ними внедрились дайки метадиоритов и образовались зоны нижнепротерозойских бластомилонитов.

В отдельных случаях бластомилонитовые швы наследуют положение зон изоклиальной складчатости и гранитных инъеций

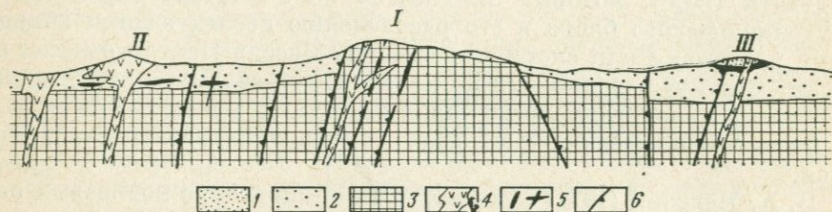


Рис. 21. Размещение золотого оруденения Центрально-Алданского района в структурных этажах (в разрезе)

1 — юрские песчаники; 2 — карбонатные породы нижнего кембрия; 3 — архейские ультраметаморфические породы; 4 — мезозойские щелочноземельные — щелочные интрузивы; 5 — рудные тела; 6 — разрывные нарушения
I — золотоносные кварц-ортоклазовые метасоматиты в омоложенных нижнепротерозойских разломах; II — месторождения лебединского типа; III — месторождения куранахского типа

но большей частью располагаются независимо от них. При этом бластомилонитовые швы подчиняются простиранию складок ультраметаморфического комплекса пород и пересекают эти складки по падению. Местами они совпадают с мелкими флексурными перегибами гнейсов и кристаллических сланцев. Обычно бластомилониты развиваются вдоль нижнепротерозойских же даек метадиоритов. Для бластомилонитов характерны одна и та же устойчивая ассоциация минералов: высокоглиноземистая роговая обманка, биотит, микроклин-пертит, олигоклаз-андезин, кварц, сфен, магнетит, ильменит, четкая ориентировка кварцевых зерен по типу S-тектонита, признаки пластического течения и перекристаллизации вещества. Все это вместе взятое позволяет рассматривать бластомилониты как наиболее позднее проявление ультраметаморфизма в кристаллическом фундаменте (Казанский, 1965₁).

Мезозойские тектонические движения сопровождались возникновением новых и подновлением старых разрывов, массовым дроблением и растрескиванием пород в условиях близкой поверхности хрупких деформаций. В кристаллическом фундаменте мезозойские щелочноземельные — щелочные интрузивы и дайки залегают независимо от нижнепротерозойских бластомилонитовых зон, рассекая их и по простиранию, и по падению. Золотоносные низкотемпературные

кварц-ортоклазовые метасоматиты, как правило, наследуют blastsmilonitovyie зоны, располагаясь в их внутренних частях. Во времени образование кварц-ортоклазовых метасоматитов сменяется кальцитизацией, а затем отложением в открытых полостях более поздних кварц-биотитовых, карбонатных, кварц-флюоритовых жил и прожилков (Казанский, Омеляненко, 1967).

По данным Е. Е. Захарова и др. (1969), повышенные содержания золота характерны для внутренней зоны метасоматитов и определяются в основном субмикроскопическим золотом в пиритах, ассоциирующихся с доломитом и анкеритом.

Сильно уплощенные тела золотоносных метасоматитов вытянуты по простиранию и падению омоложенных нижнепротерозойских разломов и обычно приурочены к тектонически нарушенным контактам даек метадиоритов и blastsmilonitovyie различного состава. Наиболее крупные раздувы метасоматических залежей связаны с участками изгибов нижнепротерозойских разломов, их расщепления или сопряжения с разрывными нарушениями иного простирания. В местах пересечения дорудных даек мезозойских щелочноземельных — щелочных пород метасоматиты испытывают резкие пережимы.

По мере приближения к границе фундамента и платформенного чехла ореолы метасоматитов постепенно выклиниваются. Судя по мощности карбонатных отложений нижнего кембрия, верхние части золотоносных метасоматических залежей формировались на глубине 0,7—1 км от существовавшей в то время дневной поверхности.

Золоторудные месторождения лебединского типа располагаются в доломитах юдомской свиты и пространственно ассоциируются с мезозойскими щелочными породами. Для них характерна комбинация вертикальных жил с горизонтальными лентообразными залежами золотоносных сульфидных руд, которые располагаются параллельно слоистости доломитов.

Весьма интересны непосредственные контакты между архейскими и нижнекембрийскими породами в обнажениях р. Алдан и в некоторых горных выработках Лебединского рудного поля. Кембрийские отложения располагаются здесь на ровной поверхности архейских гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев. Вблизи контакта архейские породы на глубину 0,3—1 м ожелезнены, полевые шпаты в них обелены, а темноватые минералы частично выщелочены. Иногда на поверхности контакта можно видеть сглаженные выступы высотой до 0,8 м. Их облекают базальные слои песчаных доломитов или полимиктовых песчаников с доломитовым цементом, которые содержат редкую кварцевую гальку диаметром до 5 см и угловатые обломки выветрелых гранитов, сохранивших свою структуру. Мощность песчаных слоев обычно измеряется первыми десятками сантиметров, а выше следуют собственно доломиты юдомской свиты. Иногда зона контакта кембрийских пород с подстилающими гранитами настолько прочна, что из нее можно отбирать крупные шtuфы, в которых хорошо видна грубая слоистость и плохая сортировка базальных песчаников. Эти факты свидетельствуют,

с одной стороны, об очень плавных тектонических движениях в период отложения кембрийских пород, а с другой — о совместных их деформациях с подстилающим архейским комплексом в последующие периоды геологической истории.

Золоторудные тела лебединского типа обычно располагаются на расстоянии 1—3 км от массивов щелочных пород (рис. 22, а).

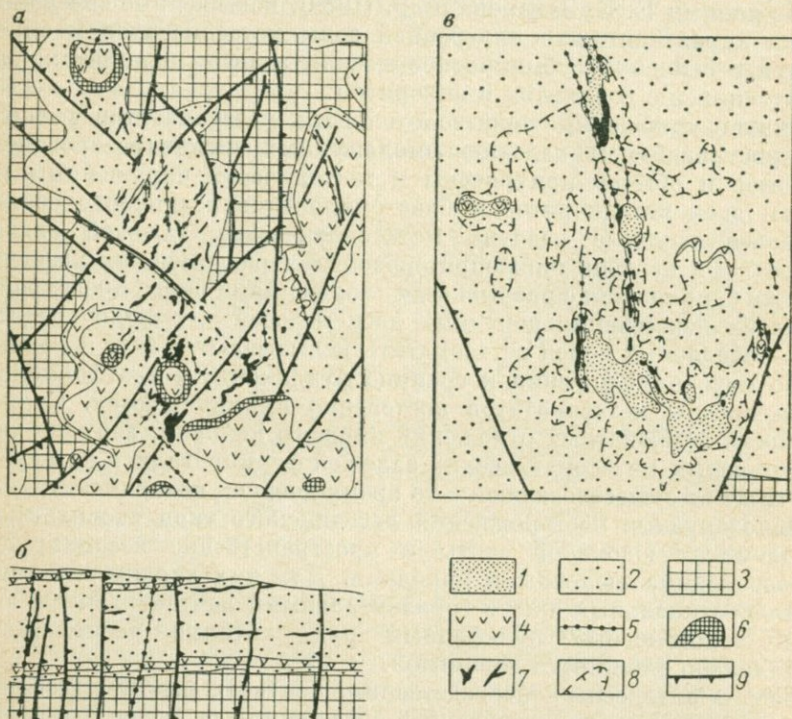


Рис. 22. Золоторудные поля Центрально-Алданского района

а — схема строения Лебединского рудного поля в плане; б — разрез, иллюстрирующий соотношения пологих согласных залежей и крутопадающих жил (по Ю. Г. Сафонову, 1971, упрощено), в — схема строения Курахахского поля в плане (по А. И. Казаринову, 1967, упрощено)

1 — юрские песчаники; 2 — карбонатные породы нижнего кембрия; 3 — архейские ультраметаморфические породы; 4 — мезозойские щелочноземельные — щелочные интрузивы; 5 — мезозойские дайки; 6 — скавны; 7 — рудные тела; 8 — контуры продуктивного горизонта; 9 — разрывные нарушения

Наиболее распространены и интересны в практическом отношении пиритовые, пирит-халькопиритовые и анкеритовые золоторудные метасоматические залежи. С ними пространственно и генетически связаны кварц-гематитовые и кварц-сульфидные жилы, иногда образующие пластовые раздувы на пересечениях с благоприятными горизонтами (Фасталович, Петровская, 1947).

Н. В. Петровская в образовании золоторудных залежей Лебединского рудного поля различает шесть стадий:

I — пирит-анкеритовую с шеелитом,
II — шестоватого и халцедоновидного кварца с адуляром,
III — кварц-гематитовую с хлоритом,
IV — полиметаллическую (пирит, халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит, тетраэдрит, висмутин, галеновисмутин, самородный висмут, самородное серебро, фаматинит, сульваит, борнит);

V — золоторудную с буланжеритом, фрейбергитом, калаверитом, гесситом,

VI — карбонатную (кальцит, сидерит).

Рудные тела повсеместно пересекают дайки и пластовые интрузии щелочноземельных — щелочных пород и в отдельных случаях заполняют трещины в массивах. Скарновые ореолы около массивов также рассекаются рудными прожилками. Скарны магнезиальные, имеют флогопит-тремолитовый, пироксен-гранатовый, пироксен-везувиановый, пироксен-хондродитовый состав. С образованием золоторудных залежей связаны окварцевание и анкеритизация доломитов, развитие рассеянного пирита.

Структура Лебединского рудного поля трактуется Н. В. Петровской как сочетание вертикальных разломов, разбивающих жесткую глыбу архейских кристаллических пород вместе с кембрийским покровом на ряд блоков с разнообразными амплитудами смещений (от нескольких до 100—150 м) и горизонтальных тектонических зон, развивающихся на границе фундамента с доломитами и в нижней части осадочного чехла (см. рис. 22, б). Намечается связь горизонтальных, вернее очень пологих (1—5°) ослабленных зон с локальными изгибами доломитов в виде флексур и брахискладок.

Золоторудные тела подразделяются на три типа:

а) крутопадающие жилы — простые в мезозойских интрузивах и более сложные (неправильные, ветвящиеся с горизонтальными апофизами) в доломитах,

б) горизонтальные залежи в доломитах, приуроченные к межпластовым разрывным нарушениям с глиной трения и тупо выклинивающиеся около вертикальных тектонических трещин,

в) линейные зоны и гнезда с вкрапленным оруденением.

По наблюдениям В. Ф. Гаскарова (1958), морфологические особенности и отчасти размеры крутопадающих жил зависят от степени однородности вмещающей среды. В более однородных породах форма их сравнительно простая. В участках чередования пород с различным составом и физико-механическими свойствами развиты жилы с карманообразными раздувами и горизонтальными апофизами. С переходом из карбонатных пород в граниты фундамента жилы обычно приобретают ветвистую форму и уменьшаются в мощности. В гнейсах форма жил более правильная, но мощность еще меньшая. Максимальная концентрация горизонтальных метасоматических залежей происходит вокруг лакколитов, на участках выклинивания мощных пластовых интрузивов и около сбросов, имеющих значительную амплитуду. При пересечении вертикальными рудоподводящими дизь-

юнктивами горизонтальных ослабленных зон на нескольких уровнях наблюдаются многоярусные залежи.

Ю. Г. Сафонов (1971) выделил в пределах Лебединского рудного поля три блока, различающиеся по глубине залегания кристаллического фундамента, тектоническим деформациям платформенного чехла, интенсивности проявления мезозойского магматизма и оруденения. Золоторудная минерализация наиболее интенсивно развита в относительно приподнятом блоке, а ее размещение в доломитах юдомской свиты обусловлено литологическим составом пород и малоамплитудными перемещениями более мелких блоков. Крутопадающие разрывы и зоны трещиноватости в доломитах образовались на продолжении дизъюнктивных структур кристаллического фундамента. Сogласные зоны расщепления возникли в результате пологого изгибания и проскальзывания пластов на тех интервалах разреза, где сочетается несколько разновидностей доломитов (мергелистых, оолитовых, массивных и полосчатых, сахаровидных и т. д.).

В пределах Куранахского рудного поля архейское кристаллическое основание целиком перекрыто нижнекембрийскими карбонатными породами (Казаринов, 1967). Здесь они достигают максимальной мощности 650—700 м. Обнажаются верхние — унгелинская и куторгиновья свиты; они залегают полого, образуя Куранахский прогиб. Нижняя юра представлена аркозовыми песчаниками юхтинской свиты, лежит на породах куторгиновья и отчасти унгелинской свит кембрия. Послеюрские магматические породы образуют отдельные маломощные пластовые тела, небольшие штоки и протяженные крутопадающие дайки близмеридионального простирания (см. рис. 22, е).

Дайки биотит-пироксеновых сиенит-порфиров существенно изменены: на раннюю постмагматическую калишпатизацию наложены хлоритизация, фукситизация и карбонатизация, а также более поздние калишпатизация, окремнение и выщелачивание.

Характерная особенность контакта кембрийских и юрских пород в пределах Куранахского рудного поля — широкое распространение карстовых зон, выполненных грубообломочным материалом с глинисто-песчаным цементом.

К стратиграфическому контакту кембрийских и юрских отложений и приурочено золотое оруденение. Рудные залежи в плане имеют лентообразную форму с сильно извилистыми, а в отдельных участках довольно прямолинейными краями, с раздувами и пережимами залежей. Они локализуются в пределах ограниченных по ширине зон, главным образом вдоль даек. В одних участках рудные тела выходят на дневную поверхность, в других скрыты под покровом юрских отложений. Наименее эродированные месторождения имеют в плане наиболее простые и выдержанные контуры рудных тел и наибольшие размеры.

В поперечном сечении залежи обычно «прогнуты» вследствие проседания пород при площадном послерудном карстовании. В северной части рудного поля наблюдаются не нарушенные процессами

карстования участки юрской толщи, пересеченные дайками биотит-пироксеновых сиенит-порфиров и роговообманковых сиенит-порфиров. В этой же части рудного поля установлена горизонтальная малосульфидная кварцевая залежь, апофизы которой пересекают юрские песчаники. Приуроченность оруденения (в условиях коренного залегания рудного тела) к зоне стратиграфического контакта кембрийских и юрских пород позволяет считать, что аналогичную позицию рудные залежи занимали и там, где в настоящее время находятся окисленные и разрыхленные породы, перекрытые юрскими отложениями, разрушенными и просевшими при карстовании подстилающих карбонатных пород.

Проведенные Л. В. Разиным и И. С. Рожковым (1966) исследования показали, что главным коренным источником золота месторождений куранахского типа являются кварц-калишпатовые и пирит-кварцевые золотоносные породы. Обломки этих пород насыщают золотоносные отложения карстовых полостей. Небольшие фрагменты коренных рудных тел изредка наблюдаются в непосредственном соседстве с золотоносными карстовыми отложениями.

Кварц-калишпатовые метасоматиты — самые распространенные первичные золотоносные породы. Судя по реликтам в коренном залегании они первоначально были представлены нечетко очерченными горизонтальными пластовыми залежами, образовавшимися по известнякам и песчаникам, и жилообразными телами.

В экзоконтактах керсантитовых даек, заключенных в известняках, постоянно наблюдаются калишпат-метасоматические оторочки, мощность которых варьирует от 0,05 до 0,5 м. По минеральному составу они сходны с метасоматитами из пластовых залежей и жилообразных тел.

Главный минерал кварц-калишпатовых метасоматитов — мелкозернистый адуляр ($Ng = 1,527$; $-2V = 70-74^\circ$), второстепенный — удлиненнозернистый кварц. В метасоматитах неравномерно рассеяна вкрапленность рудных минералов. Преобладает пирит, в составе которого постоянно отмечаются золото, серебро, медь, свинец, мышьяк. Кроме того, встречаются (в порядке распространенности): марказит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, самородное золото, самородное серебро, самородный висмут.

Пирит-кварцевые метасоматические породы распространены гораздо меньше. Подобно кварц-калишпатовым метасоматитам, тела кварцевых метасоматитов ориентированы (в плане) субмеридионально, а в разрезе приурочены к контакту карбонатных пород нижнего кембрия с песчаниками нижней юры. Образовались кварцевые метасоматиты по битуминозным известнякам, песчаникам и калишпатовым метасоматитам. Золото в кварцевых метасоматитах находится в самородной форме и ассоциируется с пиритом.

В коре выветривания первичные золотоносные и вмещающие их осадочные породы подверглись интенсивным изменениям. Минеральными образованиями древних кор выветривания являются гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, галлуазит, гётит, гидро-

гётит, гематит и др. Во время развития древней (дочетвертичной) коры в условиях теплого влажного климата образовались золотоносные карстовые отложения, которые и определяют в основном облик месторождений куранахского типа. На них в условиях резко континентального умеренного климата и многолетней мерзлоты наложилась современная кора выветривания, обусловившая дополнительные перемещения золота.

Таким образом, в ходе геологической истории центральной части Алданского щита устанавливается определенная эволюция и эндогенных месторождений, и геологических структур, определяющих их пространственное положение. Для докембрийских флогопитовых и магнетитовых месторождений, возникших в процессе становления кристаллического фундамента, характерны приуроченность к периферии гигантского купола ультраметаморфических пород, пространственная связь с зонами изоклинальной складчатости и гранитных инъекций, локализация в горизонтах карбонатных пород, измененных высокотемпературными метасоматическими процессами, соскладчатые формы рудных залежей. Пьезокварцевые месторождения контролируются комбинациями складчатых и разрывных структур фундамента и горизонтами архейских кварцитов. В Инаглинском платиноносном массиве, сформированном после консолидации кристаллического фундамента в условиях платформенного режима, в качестве главного структурного фактора выступает механическая активность магматического расплава.

Мезозойские золоторудные месторождения сформированы в ходе тектоно-магматической активизации Алданского щита в обстановке близповерхностных глыбовых деформаций. Они парагенетически ассоциируются со щелочным вулканогенно-интрузивным комплексом и размещаются как в платформенном чехле, так и в породах фундамента. Нижний и средний структурный этажи здесь резко отличаются между собой по составу и степени метаморфизма и несомненно оказывают влияние на локализацию золотого оруденения. Оно выражается в различной морфологии рудных залежей (пологие лентообразные тела в платформенном чехле и крутые линзовидные жилы в омоложенных нижнепротерозойских разломах фундамента), в закономерной приуроченности месторождений лебединского и куранахского типа к опущенным блокам, а золотоносных метасоматитов в разломах фундамента — к приподнятым блокам, экранированным платформенным чехлам и т. д.

НАНЬЛИНСКИЙ РАЙОН

Хребет Наньлин охватывает Бэйцзянский и Южно-Хунаньский прогибы и частично Цзянсийское поднятие, входящие в эпикаледонскую часть Китайской платформы. Как уже отмечалось во второй главе, Южно-Хунаньский прогиб занимает особое положение в тектоническом плане Юго-Восточного Китая: он ориентирован в меридиональном направлении, почти под прямым углом относительно

Катазии и Цзяннани и представляет собой зону наибольшего прогибания в девоне — триасе, в которой развиты веерообразно расходящиеся линейные складки платформенного чехла (рис. 23, а).

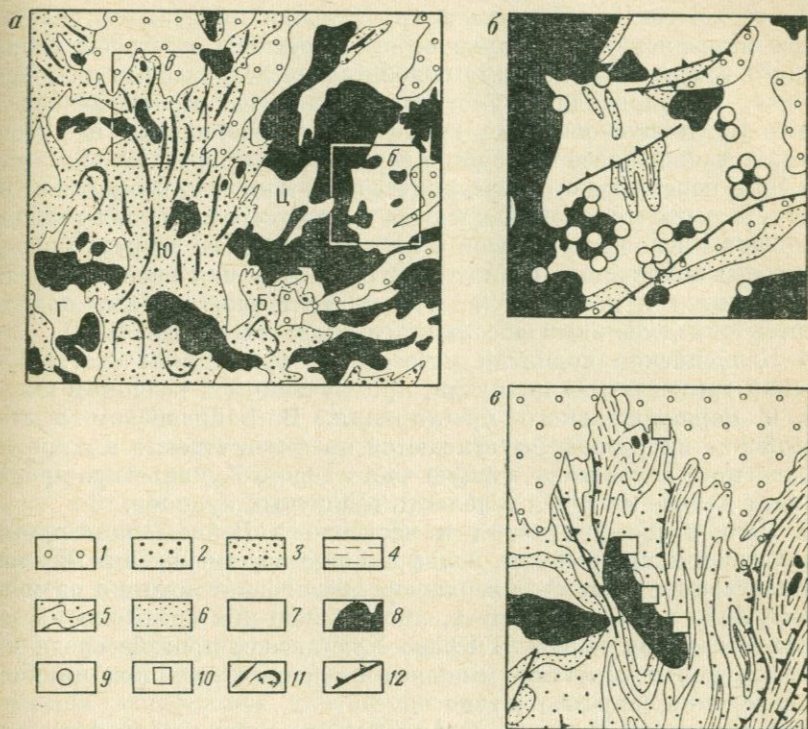


Рис. 23. Наньлинский район. Схемы соотношения мезозойских интрузивов со складками платформенного чехла (а), пространственного размещения вольфрамовых месторождений в центральной части Цзянсийского поднятия (б) и полиметаллических месторождений в Южно-Хуаньском прогибе (в). (Составлены по данным Сю Кэ-чина, 1943 г., Х. К. Вана и др., 1944 г., и по геологической карте Китая м-ба 1 : 1 000 000.)

1 — третичные песчаники и конгломераты; 2 — юрские угленосные отложения; 3—6 — платформенный чехол: нерасчлененный (3), песчано-сланцевые отложения триаса — перми (4), карбонатно-сланцевые отложения карбона — девона (5), песчано-сланцевые отложения девона (6); 7 — песчаники и филлиты луньшаньской свиты; 8 — мезозойские гранитоиды; 9 — вольфрамовые и 10 — полиметаллические месторождения; 11 — антиклинали и брахисинклинали в платформенном чехле; 12 — разрывные нарушения
Ц — Цзянсийское поднятие, Г — область гранитных куполов, Ю — Южно-Хуаньский прогиб; Б — Бэйцзянский прогиб

В Бэйцзянском прогибе платформенный чехол имеет меньшую мощность и представлен не столь полно. Для его тектоники характерна комбинация относительно пологих брахисинклиналей, заполненных карбонатно-сланцевыми платформенными отложениями, с узкими линейными складками различного простирания. Последние

часто осложнены разломами и представляют собой грабен-синклинали и горст-антиклинали. Преобладают три направления таких структур: субширотное, субмеридиональное $10-30^\circ$ и северо-восточное $45-60^\circ$.

По геологическим данным в хр. Наньлин намечаются два комплекса мезозойских гранитоидов: один юрского и второй верхнемелового возраста. К первому относятся послетриасовые кварцевые диориты, порфирированные биотитовые граниты, прорывающие их биотитовые и мусковитовые граниты, мелкозернистые в краевой фации, а также более молодые кварцевые порфиры. Породы этого комплекса перекрываются красноцветными конгломератами, которые параллелизуются с хуоушаньскими конгломератами, залегающими в основании меловых риолитов и их туфов. В свою очередь риолиты пересечены интрузиями гранит-порфиров. Верхняя граница последних относится к концу мела. Эти геологические данные подтверждаются определениями абсолютного возраста (Li Pu, 1963).

В Цзянсийском поднятии мезозойские гранитоиды слагают гигантский «решетчатый» интрузив, приуроченный к разломам широтного и меридионального простирания. В Бэйцзянском прогибе мезозойские интрузивы вытягиваются преимущественно в широтном направлении, пересекают южную часть Южно-Хунаньского прогиба и уходят далеко на запад в область гранитных куполов.

В Цзянсийском поднятии и частично в Бэйцзянском прогибе располагаются крупнейшие вольфрамовые месторождения Южного Китая, ассоциирующиеся с верхнеюрскими гранитоидами и размещающиеся либо в самих гранитах, либо вблизи них среди алюмосиликатных осадочных пород. В Южно-Хунаньском прогибе среди карбонатных пород залегают мышьяково-оловянно-свинцово-цинковые месторождения скарнового типа.

В отличие от Центрально-Алданского района, где фундамент представляет собой единую жесткую глыбу ультраметаморфических пород, на которых почти горизонтально залегают маломощный кембрийский карбонатный чехол, в Наньлинском районе нижний структурный этаж сложен песчаниками, песчанистыми, глинистыми, углистыми сланцами луньшаньской свиты, которые по составу и степени метаморфизма практически не различимы от дислоцированных терригенных отложений нижней части платформенного чехла. Мощность чехла изменяется от 1 км на Цзянсийском поднятии до 4 км в Южно-Хунаньском прогибе. В результате мезозойских тектонических движений платформенный чехол был смят в коробчатые, гребневидные, брахиформные складки, а в Южно-Хунаньском прогибе возникли и более интенсивные тектонические нарушения. Поэтому и структуры мезозойских постмагматических рудных полей здесь иные, чем в Центрально-Алданском районе.

Подавляющее большинство вольфрамовых месторождений залегает среди юрских гранитоидных интрузивов или в непосредственной близости от них среди песчаников, филлитов и сланцев луньшаньской свиты, а также среди песчаников нижнего — среднего девона,

слагающих нижнюю часть платформенного чехла (см. рис. 23, б). Месторождения относятся к высокотемпературному кварц-вольфрамитовому жильному типу (Hsu Ke-chin, 1943). В одном и том же рудном поле жилы могут залегать и в гранитах, и в осадочных толщах, но редко переходят из одних пород в другие. Наиболее многочисленны и богаты жилы, связанные с гранитными куполами и штоками. В центральных частях крупных гранитных интрузивов месторождения вольфрама отсутствуют.

Жилы заполняют параллельные трещины скалывания и отличаются большой выдержанностью и по простиранию, и по падению. Небольшие до- и внутриминерализационные движения обуславливают преобладание полосчатых текстур. Хотя в жилах присутствует более 30 минералов, состав их в общем простой: 90—95% приходится на кварц, остальное — главным образом на вольфрамит, мусковит или циннвальдит и полевой шпат. Некоторые месторождения обладают повышенными содержаниями олова, другие — висмута, третьи — молибдена, свинца, цинка. В процессе минерализации намечается пять стадий: I — турмалин, топаз, мусковит, берилл, касситерит, вольфрамит, кварц, ортоклаз; II — мусковит, шеелит, кварц; III — молибденит, висмутин, флюорит, кварц; IV — пирротин, арсенопирит, пирит; V — серицит, станнин, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Контакты жил с вмещающими породами резкие и прямые. Мощность обычно колеблется от 0,1 до 0,6 м, достигая 3 м. Во многих местах жилы располагаются очень близко друг к другу и разделены лишь тонкими пластинами песчаников и гранитов.

В осадочных породах жилы прослеживаются по вертикали без существенного изменения, хотя в ряде случаев их верхние части обеднены вольфрамом и обогащены висмутом. Особенно богаты жилы в эндоконтактах гранитных массивов. С удалением от контакта вниз они становятся беднее и в них появляется молибденит. Последующие деформации жил проявлены очень слабо.

Как правило, кварц-вольфрамитовые жилы протягиваются в субширотном (75—85°) направлении, почти отвесно падают на север и обнаруживают закономерную связь с ориентировкой региональных структур. Обычно жилы располагаются перпендикулярно простиранию крупных складок, слоистости осадочных пород и совпадающей с ней сланцеватости (рис. 24, а). При этом изменения в простирании складок нередко сопровождаются соответствующими изменениями в ориентировке жил, а направления жил в гранитах и в осадочных толщах оказываются одинаковыми. Если бы образование рудовмещающих трещин, замечает Сю Ке-чин, было связано с внутренним строением охлаждающихся гранитных массивов, то соотношения были бы иными.

Кварц-вольфрамитовые жилы пересекают циннвальдитовые грейзены с касситеритом и более ранние пегматиты и сопровождаются в гранитах зонами окварцевания и мусковитизации, а в филлитах — турмалинизации и окварцевания. Особенно интенсивно грейзениза-

ция проявлена в верхних частях гранитных куполов. С помощью калий-аргонового метода Ли Пу (Li Pu, 1963) установил, что абсолютный возраст этих гранитов равен 160—190 млн. лет, а ассоциирующихся с ними пегматитов и кварц-вольфрамитовых жил также 160—180 млн. лет. Следовательно, они образовались в среднеюрское время.

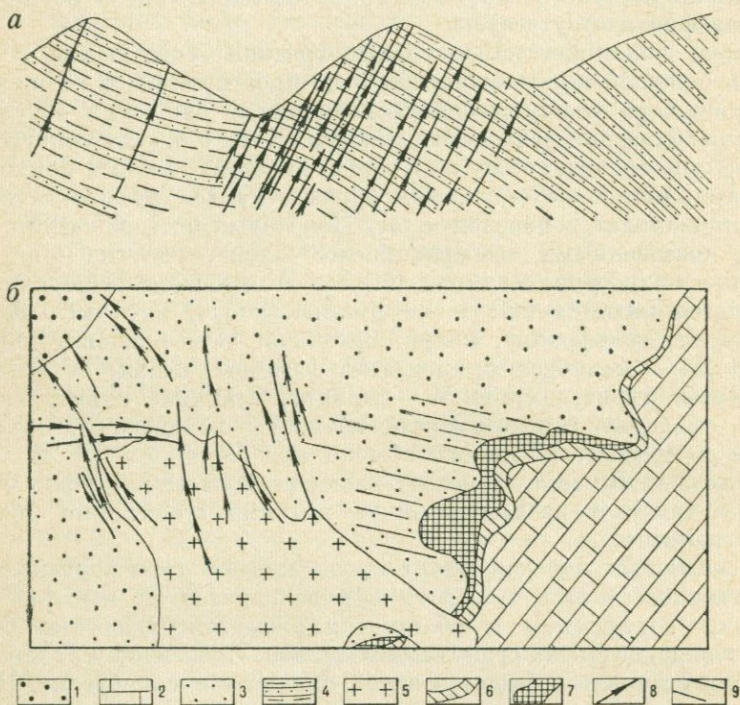


Рис. 24. Вольфрамовые месторождения Цзянсийского поднятия

a — разрез через жильное месторождение кварц-вольфрамитового типа; *б* — план рудного поля, в котором развиты кварц-вольфрамитовые жилы и шеелитоносные скарновые залежки (по данным Сю Юэ-чина, 1943, 1957 гг.).

1 — нижнеюрские угленосные отложения, 2 — карбонатные породы среднего девона; 3 — кварциты, песчаники, глинистые сланцы нижнего девона; 4 — песчаники и филлиты луньшаньской свиты; 5 — мезозойские граниты; 6 — тремолитовые мраморы; 7 — шеелитоносные скарны; 8 — кварц-вольфрамитовые жилы; 9 — тектонические трещины

На периферии Цзянсийской вольфрамоносной области кварц-вольфрамитовые месторождения сменяются шеелитоносными скарнами. Они также пространственно связаны с юрскими гранитами, но залегают стратиграфически выше по разрезу — на контакте терригенных отложений нижнего девона и карбонатных пород среднего девона. Этот контакт отвечает границе между нижней терригенной и средней известняковой частью платформенного чехла. Следовательно, переход от одного типа месторождений к другому наблюдается здесь не на границе нижнего и среднего структурного этажа,

а внутри платформенного чехла, там, где резко меняется литологический состав пород.

Одно из таких месторождений (Hsu Ke-chin, 1957) структурно связано с антиклиналью, в ядре которой обнажаются нижнедевонские песчаники, кварциты, слюдястые сланцы (см. рис. 24, б). На юго-востоке они согласно перекрыты доломитами среднего девона, на северо-западе на них резко несогласно залегают нижнеюрские песчаники и углистые сланцы. Позднеюрские граниты, внедрившиеся в виде штока в палеозойские осадочные породы, занимают центральную часть рудного поля. Высокотемпературные кварц-вольфрамитовые жилы пересекают граниты, нижнедевонские песчаники и частично распространяются в нижнеюрские песчаники. Эти жилы аналогичны описанным выше. Они состоят главным образом из кварца с вольфрамитом и небольшим количеством арсенопирита, мусковита, флюорита, родохрозита, пирита, станнина, касситерита, шеелита, заполняют субмеридиональные трещины, перпендикулярные простиранию складок, и образованы в результате последовательного выполнения открытых полостей. Граниты вблизи жил грейзенизированы, девонские песчаники турмалинизированы и серицитизированы, юрские сланцы превращены в кварц-турмалин-серицит-топазовые породы. Прослои карбонатных песчаников около жил замещены тремолитом, диопсидом, флогопитом, кварцем.

Контактово-метасоматические залежи шеелитоносных скарнов перемежаются с кварц-флогопитовыми роговиками и образованы за счет доломитовых известняков и карбонатных сланцев. Они обладают выдержанными элементами залегания и падают на юго-запад под углом 30° . Бурением на 200 м ниже скарнов среди песчаников вскрыто гранитное тело, кровля которого также имеет согласное с осадочными породами залегание. По простиранию шеелитоносные скарны ограничены субширотными разрывами, около которых меняются мощности скарнов, а также содержания в них шеелита и сульфидов. В подстилающих песчаниках наблюдаются многочисленные субширотные кварцевые жилки с пирротином и шеелитом, приуроченные к зоне интенсивной трещиноватости.

Шеелитоносные скарны сложены гроссуляром, диопсидом, тремолитом, флогопитом, оливинном и другими минералами, типичными для формации магнезиальных скарнов. Они интенсивно замещены поздними силикатами, жильными и рудными минералами. Весьма характерно развитие кварц-ортоклазовых, кварц-вольфрамитовых, кварц-шеелитовых, кварц-кальцит-флюоритовых, флюоритовых прожилков, наложение на шеелитовые руды молибденита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, галенита.

Скарновые месторождения Южно-Хунаньского прогиба локализируются на контактах мезозойских гранитов с карбонатными породами среднего девона — перми (см. рис. 23, в). Эти контактово-метасоматические месторождения свинца, цинка, олова, мышьяка образуют меридиональную рудоносную зону, согласную с общим направлением Южно-Хунаньского прогиба (Ся Сян-чжун, Чжу Цзюнь, 1958).

На крайнем южном фланге зоны на границе с Катазиатским платформенным антиклинорием мощность рудовмещающих карбонатных пород сравнительно небольшая; залегают они с углами наклона до 30° . Такое же падение имеют пластообразные скарновые залежи свинцово-цинковых руд. Севернее мощность платформенного чехла и интенсивность его тектонических нарушений увеличивается, и в центральной части прогиба появляются тесно сжатые линейные складки, усложненные линейными надвигами. Одновременно меняется форма рудных залежей, ведущее значение приобретают трубообразные рудные тела.

Карбонатно-песчано-сланцевые отложения среднего девона — триаса здесь разделяются на две толщи: нижнюю, карбонатно-сланцевую мощностью около 2 км и верхнюю, песчано-сланцевую мощностью около 1 км. В нижней толще слюдястые и кварцитовидные песчаники, глинистые и песчанистые карбонатные сланцы чередуются с мощными (400—700 м) горизонтами известняков и доломитов, составляющими 70% разреза. Верхняя толща сложена кремнистыми, глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми, филлитовыми сланцами и слюдястыми песчаниками. При одинаковом плане тектонического строения комплекса карбонатно- и песчано-сланцевая толща резко отличаются по морфологии складок и разрывных нарушений.

Карбонатно-сланцевые отложения собраны в линейные складки, опрокинутые на запад. Своды антиклинали широкие, пологие, крылья крутые, в ядрах синклиналей развиты складки высшего порядка, осевые плоскости которых наклонены на восток под углом $50—60^\circ$. Наиболее древними дизъюнктивными нарушениями в известняках и доломитах являются брекчии с карбонатным цементом, которые имеют межпластовый характер, приурочены к ядрам складок высшего порядка и лишь в редких случаях смещают отдельные горизонты пород. Кроме того, в карбонатно-сланцевой толще развиты меридиональные зоны рассланцевания.

Характерная черта песчано-сланцевой толщи — ведущая роль разрывных нарушений, прослеживающихся на значительные расстояния. В блоках пород между разломами наблюдаются только отдельные части складок. На участках, нарушенных сравнительно слабо, породы образуют линейные складки, вытянутые в меридиональном направлении и опрокинутые на запад. Наиболее древними из меридиональных нарушений являются минерализованные зоны дробления, однако в отличие от брекчий в карбонатных породах они цементированы кварцем. Зоны дробления с кварцевым цементом приурочены к центральному частям антиклинальных складок и падают на восток почти согласно с вмещающими сланцами и песчаниками. Вследствие более поздних тектонических движений окварцованные породы раздроблены и цементированы молочно-белым кварцем, который образует штокверки тонких прожилков, переходящие в брекчии с кокардовым цементом. Кроме меридиональных зон окварцевания в песчано-сланцевых отложениях развиты более молодые

разломы того же простирания. Обычно они имеют меньший угол падения и косо пересекают зоны окварцевания, а также пласты кремнистых, глинистых сланцев и песчаников в виде мощных зон смятия и рассланцевания.

Известные касситерит-арсенопиритовые трубки Южной Хунани залегают в экзоконтактах аляскитовых гранитов среди доломитов каменноугольного возраста (Wang, Hsiung, 1935). Последние обла-

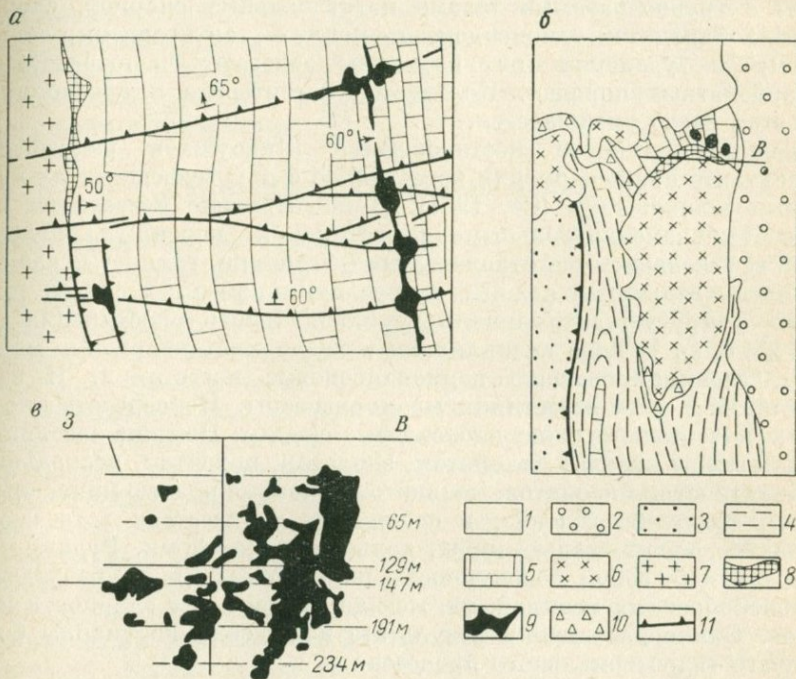


Рис. 25. Полиметаллические месторождения Южно-Хунаньского прогиба

a — соотношения скарнов и полиметаллических труб с широтными дизъюнктивами (в плане), *б* — план месторождения Шикюшань; *в* — пререкция его рудных тел на вертикальную широтную плоскость (по данным К. Се, 1951)

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные песчаники и конгломераты; 3 — юрские угленосные песчаники; 4 — пермские угленосные отложения; 5 — пермские каменноугольные известняки и доломиты; 6 — мезозойские монцититы; 4—7 — граниты; 8 — скарны; 9 — рудные тела; 10 — брекчии, дизъюнктивные нарушения; 11 — разрывные нарушения

дают крутым, вплоть до опрокинутого, залеганием и вблизи гранитов превращены в доломитовые мраморы. Падение трубообразных рудных тел также крутое. Обычно они локализируются в узлах пересечения широтными трещинами контактов пород разного литологического состава: доломитов и гранитов, доломитов и песчанистых сланцев, грубо- и мелкозернистых доломитов и т. д. (рис. 25, *a*). Эти контакты осложнены дизъюнктивными нарушениями межпластового типа, сопряженными со складками. Широтные трещины явно наложены на складки и, по-видимому, отражают положение ослабленных тектонических зон, пересекающих весь Южно-Хунаньский прогиб

и контролирующих широтные цепи мезозойских гранитоидных интрузивов.

Замечательная особенность трубчатых тел — их концентрически-зональное строение. Внешние зоны сложены касситеритом и арсенопиритом. По направлению к центру количество этих минералов уменьшается и они постепенно замещаются халькопиритом и сфалеритом. В непосредственной близости от гранитов рудные тела совмещены с трубообразными телами магнезиальных скарнов, сложенными хондродитом, диопсидом, тремолитом, антигоритом, серпентином; в удалении от контакта залегают непосредственно в карбонатных породах. Количество касситерита и арсенопирита при этом резко уменьшается.

Свинцово-цинковое месторождение Шикоушань размещается на контакте нижнепермских известняков с прорывающими их кварцевыми монцонитами (Се, 1951). Нижнепермские известняки подстилаются каменноугольными известняками, перекрыты угленосными верхнепермскими отложениями (песчаники, глинистые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы с прослоями каменных углей) и собраны в крутую антиклиналь меридионального простирания (см. рис. 25, б, в). В ядро антиклинали и внедрились кварцевые монциты, ассимилировавшие пермокарбонные известняки. В эндоконтактной зоне известняки мраморизованы. Непосредственно на контакте залегают гранат-диопсидовые скарны. Поздние ассоциации представлены кварцем, хлоритом, эпидотом, цоизитом, несколькими разновидностями цеолитов, кальцитом. Главные рудные минералы — пирит, сфалерит, галенит, в небольших количествах встречаются теннантит, борит, халькопирит, халькозин, ковеллин. Рудные тела представляют собой совокупность почти отвесных трубообразных и столбообразных залежей, тяготеющих к контакту скарнов и мраморов. Они образованы в результате наложения на скарны более позднего гидротермального процесса.

На месторождении Сянхуалин развито комплексное редкометальное, вольфрамовое, свинцово-цинковое оруденение (Материков, 1969). Оно локализуется в пределах куполовидной складки, в ядре которой обнажаются песчаники, аспидные сланцы и филлиты луньшаньской свиты, а на крыльях — нижнедевонские песчаники, известняковые толщи среднего девона — карбона с подчиненными горизонтами сланцев и, наконец, карбонатные и угленосные отложения пермского возраста. Антиклиналь осложнена разрывами и прорвана мезозойскими гранитными интрузивами, сопровождаемыми многочисленными апофизами. Апикальные части интрузивов превращены в кварц-слюдистые и топазовые грейзены, обогащенные тонкозернистым касситеритом. Граниты рассечены вольфрамит-лепидолит-кварцевыми жилами с небольшим количеством флюорита, топаза, арсенопирита, биотита. Кварц-вольфрамитовые жилы встречаются и в песчано-сланцевых отложениях луньшаньской свиты, и в скарнированных известняках. Гранат-везувиановые скарны развиты почти вдоль всего контакта гранитов с известняками. Основные концентрации

олова заключены в жилообразных рудных телах, которые контролируются крупным разрывным нарушением, отделяющим луньшаньскую свиту от средне- и верхнепалеозойских известняков.

Ближе к контакту гранитов состав оловорудных тел существенно пирит-пирротинный. По мере удаления от гранитов содержание олова становится меньше и главную роль начинают играть свинец и цинк. Наиболее богатые оловорудные тела локализируются среди известняков в висячем боку рудоносного разлома. Они имеют форму очень неправильных, сложно изгибающихся, ветвящихся и прерывающихся труб, образованных метасоматическим путем. В песчаниках лежащего бока развито гораздо более бедное прожилково-вкрапленное оловянное оруденение.

ВОСТОЧНО-ГУЙЧЖОУСКИЙ РАЙОН

Под названием Восточно-Гуйчжоуский район здесь условно выделяется площадь распространения ртутных месторождений, охватывающая краевую зону Цзяннаньского платформенного антиклинория и примыкающие к нему структуры Хубэй-Гуйчжоуского платформенного синклинория (рис. 26). Этот район располагается в наиболее древней части Южно-Китайского платформенного массива, сформированной на протерозойском основании, и характеризуется сплошным развитием осадочных пород. Единственный гранитный массив, прорывающий протерозойские сланцы свиты баньси, по геохронологическим данным имеет не мезозойский, как предполагалось ранее, а докембрийский возраст. Платформенные отложения накаливались здесь почти без перерыва от синия до триаса и достигают мощности 10 км.

Цзяннаньский платформенный антиклинорий сложен в основном досинийскими слабометаморфизованными породами — филлитами, сланцами, кварцитами и граувакками (Основы тектоники Китая, 1962). Низы разреза синийских отложений, выполняющих Хубэй-Гуйчжоуский платформенный синклинорий, предтавлены обломочными породами, постепенно переходящими в ледниковые отложения, верхи состоят из кремнистых известняков. Для северной части синклинория (Северо-Гуйчжоуская платформенная впадина или Бамяньшаньская дуга) характерно многократное переслаивание известняков и песчаников кембрия — ордовика, наличие мощных сланцев силура, отсутствие девонских и нижнекаменноугольных отложений при сохранении согласного залегания слоев и, наконец, устойчивое погружение в течение среднего карбона — триаса с накоплением карбонатных и песчано-сланцевых свит. В южной части синклинория (поднятие Цзунь) после верхнего ордовика обозначилось широтное воздымание. Каледонские движения привели к увеличению его размеров. В дальнейшем произошла новая трансгрессия моря. Но в целом осадки здесь относительно меньшей мощности. В платформенном чехле Хубэй-Гуйчжоуского синклинория развиты брахискладки и складки сундучного типа. Простирание их меняется

от меридионального до северо-восточного в соответствии с изгибом Цзяннанни. И только на границе с Цзяннаннией отмечены зоны более интенсивных складчатых и разрывных нарушений.

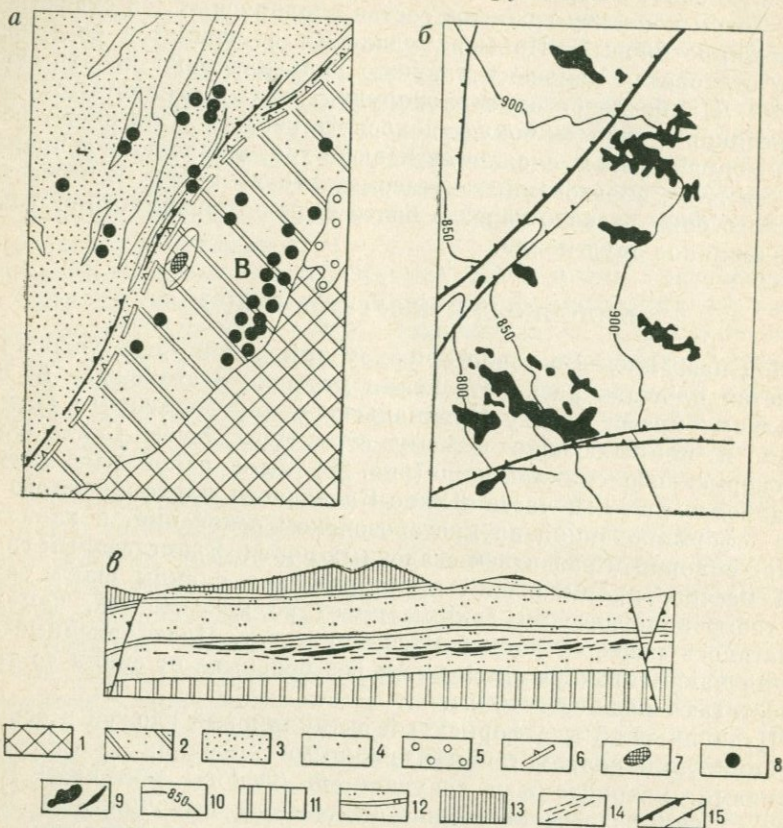


Рис. 26. Ртутные месторождения Восточно-Гуйчжоуского района

а — общая схема расположения; б — проекция рудных тел одного из месторождений на горизонтальную плоскость; в — разрез через зону межформационного расслоения (по Ли Юн-сяню; В. П. Федорчуку, 1960, 1964)

1—2 — Цзяннаньский платформенный антиклинорий: свита баньси (1), отложения синия — силура (2); 3—4 — Хубэй-Гуйчжоуский платформенный синклинорий: отложения синия — девона — триаса (3); 5 — третичные красцветные отложения; 6 — граница платформенного синклинория и антиклинория; 7 — граниты; 8 — ртутные месторождения; 9 — рудные тела; 10 — изогипсы рудоносной пачки; 11 — подстилающие глинистые сланцы; 12 — рудовещающие глинистые доломиты; 13 — перекрывающие глинистые сланцы; 14 — зона внутриформационного расслоения; 15 — разрывные нарушения.

В — Ваньшаньское рудное поле

Ртутные месторождения, выделенные В. П. Федорчуком (1960, 1964) в особый ваньшаньский тип, сосредоточены главным образом в краевой зоне Цзяннаннии, где на метаморфических породах свиты баньси почти горизонтально залегают сино-кембрийские осадочные породы, и, кроме того, установлены в смежных частях Хубэй-Гуйчжоуского платформенного синклинория. В подстилающих

платформенный чехол сланцах свиты баньси известны ртутьсодержащие кварцевые и баритовые жилы, в основании чехла — согласные залежи медно-свинцово-цинковых руд с повышенными содержаниями ртути, приуроченные к отдельным горизонтам доломитов и известняков, а еще выше — собственно ртутные месторождения, локализованные среди глинистых доломитов в пологих зонах внутриплатформенного расслоения. В отличие от ртутных месторождений геосинклинально-складчатых областей четко выраженные складчатые структуры здесь отсутствуют, а линзообразные и лентообразные рудные тела залегают с наклоном в несколько градусов и имеют в плане очень прихотливые очертания.

Зоны внутриформационного расслоения связаны с участками локальных перегибов осадочных толщ, избирательно развиваются в горизонтах тонкослоистых глинистых доломитов и сопровождаются массовым изменением вмещающих пород. Гидротермальные растворы в этих месторождениях приносят только основные рудные компоненты, большая же часть жильных минералов образуется за счет выщелачивания и перекристаллизации вмещающих пород, в частности доломитов, вследствие чего именно доломит в месторождениях этого типа и является главным жильным минералом согласных прожилков (полосчатые доломиты). Он иногда ассоциируется с кварцем и минералами из группы антраксолита, а также кальцитом, баритом, изредка флюоритом и др.

В условиях более сложных складчатых деформаций вместо полосчатых образуются так называемые ленточные доломиты. Их возникновение обусловлено послышной перекристаллизацией и осветлением пород без образования открытых трещин и последующего заполнения их жильным материалом. Состав руд более сложный: наряду с кинварью существенную роль играют антимонит и реальгар с аурипигментом. Рудные тела в большинстве случаев имеют форму согласных крутопадающих линз, тяготеющих к отдельным литологически благоприятным пластам в местах изгиба их по падению и простираению. Характерны гнезда, приуроченные к мелким складкам волочения. Как уже отмечалось, зоны сложных складчатых и разрывных нарушений ограничивают Цзяннаньский платформенный антиклинорий; именно в них ртутные месторождения приобретают более сложное строение.

Внутриформационные структуры расслоения установлены в местах пологих перегибов почти горизонтально залегающих доломитов верхнего синия, нижнего и среднего кембрия. Расслоение особенно характерно для горизонтов тонкослоистых глинистых доломитов переменной мощности (от 5 до 80 м). Доломиты отличаются повышенным содержанием глинистого материала и сингенетического кварца, нерастворимый остаток — не менее 10—15%. При пологих изгибах в таких породах возникают субпараллельные приоткрытые согласные трещины, кулисообразно примыкающие друг к другу и взаимно сообщающиеся. Оптимальные условия для их развития имеют место при перегибах пологопадающих толщ, не превышающих

10—15°. Максимальный угол падения, при котором возможно расслоение в крупных масштабах, составляет 25—30°.

Мощность зон расслоения колеблется от долей метра до первых десятков метров. Зоны, как правило, фиксируются сериями согласных прожилков, выполненных крупнокристаллическим доломитом, реже кварцем и еще реже — кальцитом и баритом с вкраплениями рудных минералов. Мощность отдельных прожилков не превышает обычно 1 см, а количество прожилков на 1 м мощности колеблется от 3—5 до 100 и более. Так, например, зоны расслоения в доломитах нижнего кембрия прослеживаются на многие тысячи и даже десятки тысяч метров с удивительным постоянством, практически без изменения мощности, всего лишь по нескольким периодически выклинивающимся согласным прожилкам. Общее растяжение, определяемое по сумме мощностей таких прожилков, составляет 10—15% и более от всей мощности рудовмещающего горизонта. На отдельных участках удельное растяжение достигает 25—30%. В этом случае иногда появляются типичные брекчии.

Гидротермально измененные зоны в структурах расслоения отличаются исключительной выдержанностью по мощности, простиранию и падению и, как правило, имеют значительные размеры. Последнее определяется особенностями складчатой тектоники платформенных областей — развитием пологих, но весьма протяженных складок-валов.

Что касается битумов, то черные плотные их разновидности типа антраксолита фиксируются в месторождениях, приуроченных к самым различным горизонтам разреза — от досинийских метаморфических сланцев до терригенно-карбонатных толщ пермо-триаса. Наибольшие их скопления установлены в пологих согласных залежах, локализующихся в тонкослоистых глинистых доломитах нижнего и среднего кембрия. Антраксолит ассоциируется с доломитом, кварцем и киноварью. В подчиненном количестве встречаются барит и кальцит, а из рудных — антимонит. Для всех этих минералов, кроме антраксолита, характерны полнокристаллические формы. Лишь битум образует аморфные или скрытокристаллические скопления, выполняющие промежутки между кристаллами доломита и кварца. В кварце он, кроме того, образует вместе с киноварью тонкие вроски, ориентированные по граням роста крупных кристаллов. Небольшие выделения битумов обнаружены и в газовой-жидких включениях в кристаллах кварца. Это позволяет предположить, что основная масса твердых битумов выделялась одновременно с главными жильными и рудными минералами. Однако ореол распространения битумов гораздо шире площади рудных залежей, а их концентрация значительно увеличивается в зонах разломов, пересекающих платформенный чехол.

В отношении источника битумов в месторождениях ваньшаньского типа единой точки зрения нет. Одни исследователи рассматривают их в качестве сингенетических образований, свойственных отдельным горизонтам битуминозных мергелистых доломитов. По

мнению других, битумы могли выноситься рудоносными растворами из подстилающих толщ. Поскольку в этом же районе в породах докембрия зафиксированы полиметаллические и редкометальные кварц-баритовые жилы, в которых сульфиды также ассоциируются с битумами, В. П. Федорчук (1969) высказал предположение о еще более глубинном источнике углеводородных соединений.

МАЛО-ХИНГАНСКИЙ РАЙОН

Южная часть Буреинского кристаллического массива, куда входит Мало-Хинганский район, представляет особый интерес для выяснения связей между мезозойскими вулканическими постройками и тектоническими элементами нижнего структурного этажа. Фундамент здесь сложен в основном палеозойскими гранитоидными породами, среди которых заключены блоки нижнепротерозойских гнейсов, а также метаморфизованных осадочных пород сино-кембрийского возраста, вмещающих железо-марганцевые месторождения (рис. 27). Мезозойские вулканы слагают Хингано-Олонойское, Таланджинское, Каменушинское и другие более мелкие поля, которые рассматриваются как составные части Хингано-Баджальского вулканического поля, имеющего общее северо-восточное простирание. Меловые вулканы прорваны близповерхностными интрузивами гранит-порфиров, с которыми ассоциируются известные оловорудные месторождения Малого Хингана.

Кроме них в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации образовались флюоритовые рудопроявления, залегающие среди верхнемеловых вулканогенных пород, Солокачинское сурьмяное месторождение, золотоносные кварцевые жилы, локализованные в породах фундамента. Вероятно, с активизацией Буреинского массива в мезозое связано и возникновение Кульдурского месторождения брусита, расположенного вблизи одноименного термального источника.

По наблюдениям Л. В. Эйриша (1960), на юге Малого Хингана гнейсовая толща в своей нижней части сложена биотитовыми гнейсами и мигматитами с прослоями амфиболов, в средней — амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, в верхней — двуслюдяными, гранатовыми, цоизитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, а также кварцитами. Она смята здесь в крутые складки северо-западного простирания и с резким угловым несогласием перекрывается союзненской свитой, начинающей разрез сино-кембрийских отложений.

М. В. Чеботарев в разрезе сино-кембрийских отложений Малого Хингана выделяет три крупных седиментационных ритма (Г. В. Ицксон, Чеботарев, 1961). Первый ритм охватывает песчано-сланцевые отложения и известняки союзненской и дитурской свит, второй — песчано-сланцевые отложения игинчинской свиты и доломиты мурандавской и третий ритм — песчано-сланцевые отложения рудоносной свиты и известняки лондоковской свиты. Первому ритму свойственны

промышленные концентрации графита, второму — магнетиты, к нижней части третьего ритма приурочены руды марганца и железа. Железные руды залегают в виде горизонта мощностью 20—30 м в средней части рудоносной свиты, прослеживающейся по всему

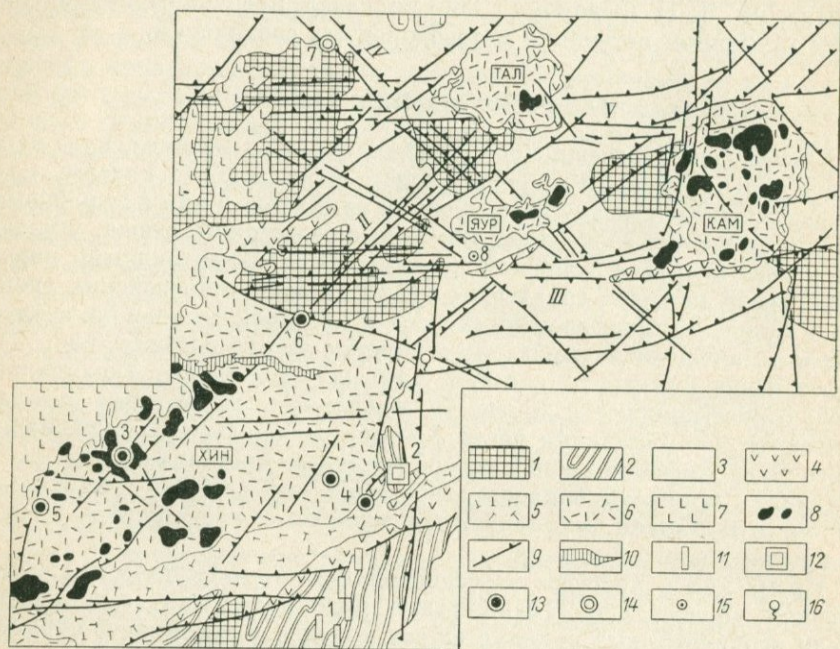


Рис. 27. Схема геологического строения Мало-Хинганского района. (Составлена с использованием материалов Б. И. Бурдэ, В. А. Евтушенко, П. Н. Кошмана, Н. П. Лошака, Н. А. Хорева.)

1—3 — кристаллический фундамент: нижнепротерозойские слюдяные сланцы (1), синийские — нижнекембрийские сланцы, кварциты, доломиты, известняки (2), нижнепалеозойские гранитоиды (3); 4 — верхний структурный этаж: андезиты и их туфы — станолпрская свита; 5 — дациты, кварцевые порфиры и их туфы (солонечная свита); 6 — кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы, туфобрекчи, игнимбриты (обманийская свита); 7 — базальты; 8 — субвулканические интрузивы гранит-порфиров и крупновкрапленниковых кварцевых порфиров; 9 — разломы; 10 — зоны окварцевания; 11—15 — месторождения и рудопроявления: метаморфизованные железно-марганцевые (11), метасоматические бруситовые (12), гидротермальные олова (13), сурьмы (14), золота (15); 16 — термальные источники. *Вулканические поля:* ХИН — Хингано-Олонойское, ЯУР — Якуринское, ТАЛ — Таладжинское, КАМ — Каменушинское. *Разломы:* I — Пограничный, II — Главный Олонойский, III — Перевальский, IV — Солокачинско-Канхойский, V — Мало-Яуриинский. *Месторождения и рудопроявления:* 1 — Карадубская группа, 2 — Кульдурское, 3 — Хинганское, 4 — Карадубская группа, 5 — Березовское, 6 — Джалиндинское, 7 — Солокачинское, 8 — Перевальное

Малому Хингану. Рудный горизонт сложен преимущественно гематитовыми, гематит-магнетитовыми, магнетитовыми полосчато-слоистыми кварцитами, смятыми в узкие изоклинальные складки и осложненными разломами (рис. 28).

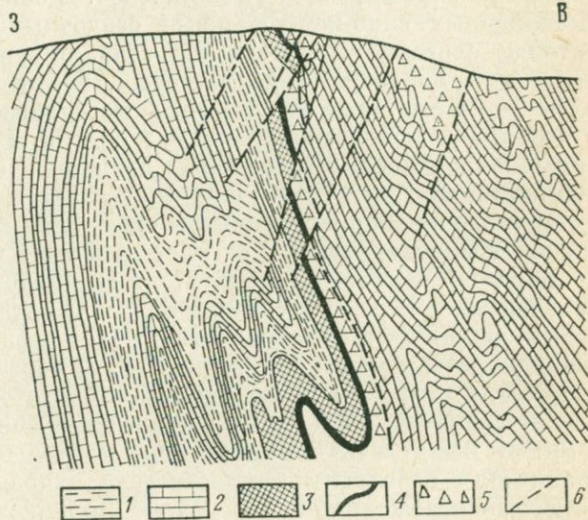
Среди малохинганских железных руд М. В. Чеботарев выделяет три генетических типа: 1) регионально-метаморфизованные железные

руды, сложенные тонкокристаллическими гематитовыми, магнетит-гематитовыми и магнетитовыми кварцитами, 2) контактово-метаморфизованные железные руды, состоящие из магнетитовых кварцитов с новообразованиями силикатов (амфиболы, куммингтонит, роговая обманка, гранаты, пироксены), 3) окисленные железные руды, представленные мартитовыми, мартит-гематитовыми и мартит-лимонитовыми кварцитами, являющиеся продуктом окисления двух первых типов.

Марганцевые руды залегают в лежачем боку железорудного горизонта и образуют пласт мощностью до 10 м. В его строении участвуют слоистые, главным образом браунит-гематит-кремнисто-гли-

Рис. 28. Разрез через Поперечный участок Южно-Хинганского марганцевого месторождения. (Из кн. «Геология СССР», т. 19.)

1 — глинистые и углесто-глинистые сланцы; 2 — известняки; 3 — железистые микрокварциты; 4 — марганцеворудный пласт; 5 — седиментационная глинисто-доломитовая брекчия и кремнисто-глинистые сланцы; 6 — разрывные нарушения



нистые породы, в той или иной мере обогащенные карбонатами. Содержание марганца в рудах в среднем около 20%. Отличительная их черта — сравнительно высокая железистость. Марганцевые руды с содержанием железа более 15% относятся к железо-марганцевым. Аналогично железным выделяются регионально-метаморфизованные, контактово-метаморфизованные и окисленные марганцевые руды.

Наиболее высококачественные магнетитовые руды находятся в Кимканском месторождении. Центральная часть его сложена гинчинской, мурандавской, рудоносной и лондоковской свитами, прорванными нижнепалеозойскими гранитами. В эндоконтактных частях граниты постепенно переходят в кварцевые диориты. Интрузия гранитов оказала активное контактное воздействие на окружающие породы, в том числе и на руды.

Крутопадающие пластовые рудные тела здесь сложены слоистополосчатыми магнетитовыми и гематит-магнетитовыми кварцитами. Слоистость их обусловлена чередованием темных магнетитовых

и гематит-магнетитовых рудных прослоев и светло-серых кварцитов — нерудных прослоев. Мощность горизонта колеблется от 2—3 до 20 м. При мощности менее 5 м он обычно сложен только магнетитовыми кварцитами.

В контактово-метаморфизованных магнетитовых кварцитах развиты скаполит, кордиерит, флогопит, пироксен, куммингтонит, андалузит, графит, кварц, гранат, тальк, полевошпат, актинолит, тремолит и кальцит.

Нижнепалеозойские гранитоидные породы, прорывающие сино-кембрийские отложения, пользуются на Малом Хингане очень широким распространением. В. К. Путинцев (1968) объединяет их под названием биробиджанского комплекса. В синклиналих складках, выполненных сино-кембрийскими осадочными породами, эти гранитоиды слагают штокообразные тела, окруженные зонами силлиманитовых, кордиерит-андалузитовых, биотитовых роговиков. Центральные части штоков сложены массивными среднезернистыми, а краевые — мелкозернистыми разностями. На остальной территории биробиджанские гранитоиды представлены более глубинными фациями и обладают гнейсовидными текстурами. Вмещающие породы, в том числе нижнепротерозойские гнейсы, на контакте с ними интенсивно гранитизированы с образованием полосчатых, тeneвых, а иногда и глыбовых мигматитов. В биробиджанском комплексе намечаются четыре интрузивные фазы: 1) амфибол-биотитовые кварцевые диориты и гранодиориты, 2) порфировидные биотитовые гранодиориты и андезитовые граниты, 3) порфировидные биотитовые граниты, 4) средне- и мелкозернистые биотитовые и турмалиносодержащие граниты. Жильная серия представлена аплитами и пегматитами. В междуречье Инкана, Гори и Большого Джелтулака эти гранитоиды перекрыты фаунистически охарактеризованными силурийскими отложениями, а в районе Добринского хребта — среднедевонскими конгломератами, песчаниками, алевролитами. Среди биробиджанских гранитоидов залегают довольно многочисленные дайки и штокообразные тела диоритов и кварцевых диоритов. Условно они считаются средне — верхнепалеозойскими.

Мезозойские отложения, лежащие на размытой поверхности гнейсов, сино-кембрийских пород и биробиджанских гранитов, отделены от них огромным перерывом во времени и образованы в условиях наземного вулканизма и блоковых перемещений кристаллического фундамента.

По мнению Г. В. Ициксон (1961), на позднем этапе развития Хингано-Баджалский вулканический пояс был расчленен северо-западными разломами на ряд блоков. К их числу относятся опущенный Хингано-Олонойский и приподнятый Юринский блоки, разделенные Пограничным разломом. В Хингано-Олонойском блоке, вернее в Хингано-Олонойском поле, наблюдается наиболее мощный на Малом Хингане разрез верхнемезозойского вулканогенного комплекса. В его нижней части, называемой станолірской свитой, залегают андезиты, их лавобрекчии и туфы (см. рис. 27). Выше

располагается солнечная свита, состоящая из дацитов, агломератовых туфов, лавобрекчий, фельзит-порфиров, кристаллокластических туфов кварцевых порфиров и сферолитовых порфиров. Еще выше залегают кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы, туфобрекчии и игнибриды, относимые к обманьской свите. Две нижние свиты по остаткам флоры относятся к нижнему мелу, верхняя — к верхнему мелу. Четвертичные базальты несогласно перекрывают и меловые вулканы, и породы фундамента.

Структура Хингано-Олонойского поля первоначально трактовалась как грабенообразный прогиб, который ограничен на юго-востоке надвигом, полого погружается на юго-запад и осложнен куполовидными складками. Ф. Г. Федчин (1963) считает, что именно складки определяют развитие в вулканогенном комплексе поясов повышенной трещиноватости, контролирующих размещение даек и гидротермального оловянного оруденения. Согласно его наблюдениям, по мере перехода от нижних свит к верхним складки постепенно вышалаживаются, а зоны повышенной трещиноватости затухают, что указывает на формирование и тех и других вследствие вертикальных блоковых перемещений фундамента.

В результате геологического картирования, выполненного в последние годы, в Хингано-Олонойском поле установлены вулканотектонические структуры линейного и депрессионного типа (Бурдэ, 1967). Линейные структуры фиксируются по распространению жерловых и околожерловых фаций, а также субвулканических тел; положение кальдер подчеркивается размещением интрузивов гранитпорфиров. Вулканотектонические постройки предопределили локализацию более поздних даек и продуктов гидротермальной деятельности. Наибольшее развитие и те, и другие получили в северной части Хингано-Олонойского поля — в ослабленной зоне широтного простиранья, проходящей через Хинганское и Карадубское месторождения. Эта зона проявлялась в период активного вулканизма в виде густой сети расколов фундамента шириной 10—12 км. Поперечные субмеридиональные разрывы делят ее на четыре интервала, различающиеся по степени нарушенности, насыщенности дайками, а также по интенсивности гидротермальной деятельности.

В Хингано-Олонойском поле фундамент опущен на большую глубину, и его разломы недоступны для непосредственного наблюдения. В Яурином блоке вулканические поля разобщены обширными выходами биробиджанских гранитов и гнейсов и изучать влияние дизъюнктивных нарушений фундамента на размещение продуктов мезозойского магматизма гораздо удобнее.

Нижнепалеозойские граниты и протерозойские гнейсы рассечены в Яурином блоке крупными и мелкими разрывными нарушениями четырех направлений: северо-восточного, широтного, северо-западного и меридионального (Казанский, Якшин, 1965). Они представляют собой параллельные и кулисообразные зоны трещиноватости, дробления, расланцевания и милонитизации пород мощностью до 30 м. Обычно такие разрывные нарушения группируются в виде зон

разломов. Более крупные разломы — Главный Олонойский, Перевальный, Солокачинско-Канхойский, Мало-Юринский — протягиваются на десятки километров при ширине 1—4 км. В этих же направлениях ориентированы дайки аплитовидных мелкозернистых гранитов палеозойского возраста. Следовательно, общий план дизъюнктивных нарушений определен задолго до формирования вулканогенного комплекса.

По данным микроструктурного изучения деформированных горных пород, в мезозойское время по северо-восточным разломам происходили вертикальные перемещения, а по широтным и меридиональным разрывным нарушениям сдвиги. Судя по ориентировке трещин движения вдоль северо-западных разломов имели характер сдвига-надвигов. Следовательно, деформации фундамента в мезозое были объемными.

Детальные наблюдения в Юринском вулканическом поле показали, что оно представляет собой совокупность дайкообразных тел, neckов и слившихся лавовых потоков кварцевых порфиров. В соответствии с мозаично-блоковыми перемещениями фундамента в период мезозойской активизации магма кварцевых порфиров поднялась к поверхности в узле пересечения разломов нескольких направлений, раздвигая вмещающие нижнепалеозойские граниты. Признаков складчатых деформаций вулканитов в Юринском поле нет. Рассекающие кварцевые порфиры трещины подразделяются на две группы: контракционные трещины отдельности, совпадающие с флюидалностью, в том числе крутопадающей, и наложенные тектонические, которые служат продолжением дизъюнктивных нарушений фундамента.

Н. А. Хорев, Г. К. Волкобой (1971) путем качественной и количественной интерпретации материалов аэромагнитных съемок подтвердили наличие в Юринском блоке крупных разломов фундамента и установили, что наибольшие вертикальные перемещения испытали блоки высшего порядка, ограниченные разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Совокупность геологических и геофизических данных позволила им рассматривать Каменушинское и Таланджинское поля как древние вулканические кальдеры, приуроченные к наиболее раздробленным участкам фундамента, в узлах пересечения широтных и северо-восточных систем разломов. Северо-западные системы разломов, играющие существенную роль в строении Таланджинской кальдеры, по-видимому, определяли развитие вулкано-тектонических структур на заключительных этапах их формирования. Вулканические аппараты внутри кальдер и корневые части эродированных вулканических построек контролируются главным образом разломами широтного и северо-восточного направлений и нередко группируются в цепочки. На основе количественной интерпретации аэромагнитных данных мощность вулканитов в центральной части Каменушинской кальдеры определена в 200—500 м, вблизи ее южного борта — в 2000 м. В Таланджинской кальдере наибольшая мощность вулканитов (до 2000 м) зафиксирована в

восточной части, к западу они полого выклиниваются. На северо-востоке кальдера ограничена резким уступом в фундаменте с вертикальной амплитудой перемещения в 1700—2000 м.

Как уже отмечалось, с мезозойской магматической деятельностью в Хингано-Олонойском вулканическом поле связано образование оловорудных месторождений. В Яуринском блоке в процессе мезо-

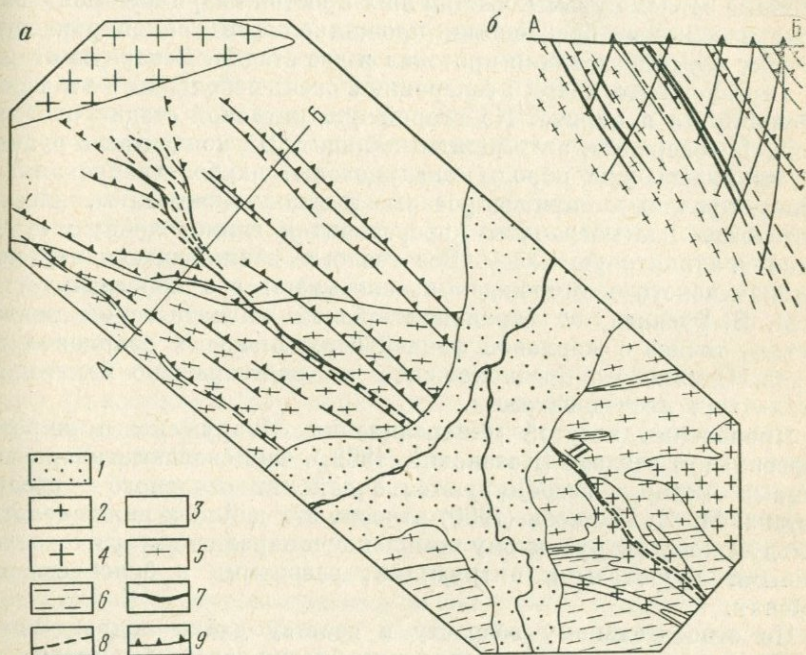


Рис. 29. Схема строения Солокачинского месторождения. (По данным М. Ю. Жилина, С. Ф. Усенко и др.)

a — план поверхности, *б* — разрез
 1 — речные отложения; 2 — двуслюдяные граниты; 3 — биотитовые плагиограниты; 4 — биотит-роговообманковые плагиограниты; 5 — двуслюдяные гранито-гнейсы; 6 — слюдяные сланцы и парагнейсы; 7 — рудные тела; 8 — минерализованные нарушения; 9 — разрывные нарушения
 I — Центральное рудное тело; II — Юго-Восточное рудное тело

зойской тектоно-магматической активизации среди кристаллических пород фундамента проявилось сурьмяное и золотое оруденение.

Солокачинское сурьмяное месторождение приурочено к месту пересечения северо-западными дизъюнктивами контакта нижнепалеозойских гранитов с протерозойскими гнейсами (рис. 29). Эти дизъюнктивы входят в зону крупного Солокачинско-Канхойского разлома. По данным М. Ю. Жилина и С. Ф. Усенко, гнейсы имеют здесь широтное простирание и крутое падение. Тектонические трещины северо-западного простирания падают на северо-восток под углами 55—75°. Они располагаются кулисообразно в зоне мощ-

ностью до 300 м и заполнены глиной трения. Вмещающие породы около них интенсивно раздроблены вплоть до образования милонитов. Центральное рудное тело пересекает контакт между гнейсами и биотитовыми плагиогранитами и расщепляется в плагиогранитах на несколько веерообразно расходящихся рудных жил. Именно в месте расщепления Центрального рудного тела сконцентрированы основные запасы сурьмы. Состав жил простой кварц-антимонитовый. Руды массивные, брекчиевые, прожилковые и тонковкрапленные. Процесс рудообразования протекал в две стадии. В первую отложились арсенопирит, кварц I генерации с очень небольшим количеством арсенопирита и пирита. Ко второй продуктивной стадии относятся кварц II генерации, антимонит и кальцит. На контактах с рудными телами вмещающие породы окварцованы, карбонатизированы, серицитизированы, пиритизированы и каолинизированы. Местами биотитовые плагиограниты превращены в глиноподобную существенно каолинитовую массу. Все геологи, занимавшиеся изучением Солокачинского месторождения, связывают его образование, как и М. Б. Русаков, с верхнемезозойской магматической деятельностью, точнее с жерловой фацией верхнемеловых кварцевых порфиров. Однако это предположение не подтверждено какими-либо детальными исследованиями.

Проявления золотой минерализации обнаружены в широтном Перевальном разломе (Казанский, 1962₁). Они связаны с кварцевыми жилами, которые ассоциируются с дайками основного — среднего состава. М. И. Ициксон (1960) относит эти дайки к нижнемеловому кульдурскому интрузивному комплексу и параллелизует их с золотоносными диоритовыми интрузиями, развитыми в более северных районах.

По относительному возрасту и составу дайки подразделяются на более древние кварцсодержащие биотит-роговообманковые габбро-диабазы и более молодые роговообманково-андезиновые диабазовые порфиры. Золотоносные кварцевые жилы приурочены к тектонически нарушенным контактам даек с гранитами. В этих нарушениях жильные породы превращены в кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы. Жилы почти нацело сложены молочно-белым массивным кварцем с пустотами — занорышами, частично заполненными грубошестоватым кварцем. В зальбандах жил наблюдаются оторочки тонкочешуйчатого мусковита. Выделения самородного золота располагаются в кварце вдоль тонких трещин, форма их примерно изометричная с тонкими ответвлениями. Обнаруженное здесь видимое золото в жильном кварце позволяет объяснить происхождение ореолов россыпного золота на водоразделе рек Кульдур и Юрин. Г. В. Ициксон, М. В. Чеботарев (1961) связывают его с размывом протерозойских гнейсов. Приведенные выше данные автора указывает на существование здесь коренных гидротермальных проявлений золота мезозойского возраста.

Оловорудные месторождения Малого Хингана описаны достаточно подробно, поэтому напомним лишь некоторые их характерные черты.

Это близповерхностные месторождения, пространственно и парагенетически связанные с верхнемеловыми гранит-порфирами хингано-олонойского комплекса. Г. В. Ицксон (1961) различает два типа гранит-порфиров: хинганский и обманийский. К хинганскому типу относятся Хинганский, Верхнеолонойский и другие массивы, сосредоточенные в зоне Главного Олонойского разлома. Гранит-порфиры обманийского типа локализируются во второй полосе северо-восточного простирания, смещенной к юго-востоку на 7—10 км. Учитывая общую мощность вулканогенного комплекса, можно полагать, что и те, и другие застывали на глубинах порядка 500 м.

Интрузивные массивы хинганского типа имеют в плане сложные угловатые очертания, определяемые комбинацией разломов нескольких направлений, а в разрезе представляют собой лакколитоподобные тела. Контакты их секущие, но воздействие на вмещающие кварцевые порфиры слабое. Гранит-порфиры обманийского типа залегают в виде штоков, отличаются значительно большей раскристаллизацией центральных частей массивов и гораздо более интенсивными постмагматическими изменениями (образование топазовых, кварц-мусковитовых и турмалиновых грейзенов).

Месторождения олова подразделяются на три формации: риолитовую (Джалиндинское), переходную от грейзеновой к сульфидно-касситеритовой (Олонойское, Карадубское) и сульфидно-касситеритовую (Хинганское, Березовское). Риолитовая формация генетически связана с экструзивами кварцевых порфиров и характеризуется развитием деревянистого касситерита в ореолах серицитизированных и окварцованных пород. Месторождения переходной формации ассоциируются с трещинными интрузиями гранит-порфиров обманийского типа и сопровождаются интенсивными изменениями вмещающих пород под воздействием летучих компонентов, отделившихся на ранних стадиях застывания массивов. Наконец, сульфидно-касситеритовое оруденение обнаруживает лишь парагенетическую связь с гранит-порфирами хинганского типа.

Джалиндинское месторождение располагается в северной краевой части Хингано-Олонойского вулканического поля и представляет собой мощную зону гидротермально измененных кварцевых порфиров субмеридионального простирания (Г. В. Ицксон и др., 1959). В участках максимальной гидротермальной переработки кварцевые порфиры превращены в кварц-серицитовые, серицитовые, существенно кварцевые породы. Они слагают жило- и линзообразные тела, с которыми и связаны гнездообразные скопления деревянистого касситерита, быстро выклинивающиеся с глубиной. Месторождения и рудопроявления Карадубской группы (Олонойское, Карадубское и др.) локализируются в зоне субширотных дизъюнктивов вблизи восточной границы Хингано-Олонойского поля. На Олонойском месторождении оруденение размещается в экзо- и эндоконтакте штока гранит-порфиров и связано с топаз-мусковитовыми грейзенами, турмалин-кварцевыми, сидерофиллит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми метасоматитами. Почти вся кровля гранит-порфиров, а частично

и они сами затронуты гидротермальными изменениями. Оловянные руды занимают лишь небольшую долю объема метасоматитов и залегают в них в виде гнезд и сложных линзообразных тел. Структура Карадубского месторождения определяется комбинацией крутопадающих дизъюнктивов и благоприятных горизонтов (переслаивание лавобрекчий, фельзит-порфиоров, туфов кварцевых порфиоров), в которых располагаются оловорудные зоны северо-западного простирания.

Самое крупное Хинганское месторождение находится в центральной части одноименного интрузива, который едва обнажается из-под кровли кварцевых порфиоров обманийской свиты, и приурочено к трубообразным телам взрывных брекчий (М. И. Ициксон и др., 1947; Котляр и др., 1963). Верхняя часть их воронкообразная, нижняя — цилиндрическая. Они залегают почти отвесно, прослеживаются на глубину до 900 м, пересекают нижний контакт уплотненного тела гранит-порфиоров и уходят в подстилающие кварцевые порфиры.

Строение трубчатых тел зональное: на верхних горизонтах центральные части труб сложены брекчиями смешанного состава, состоящими из обломков гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров и порфиритов с кластическим минерализованным цементом; периферические части представлены монобрекчиями гранит-порфира. На нижних горизонтах брекчия смешанного состава выклинивается.

При этом зона наибольшей брекчированности располагается в центральной части трубы и характеризуется мелкоосколочной брекчией (0,1—0,5 м), а зона менее интенсивного брекчирования окружает центральную часть труб и содержит обломки и глыбы размером 0,5—2 м. Вблизи контактов брекчиевых труб наблюдаются зоны повышенной трещиноватости, в которых наряду с крутопадающими широко развиты пологие трещины типа «краевых надвигов», наклоненные к центру труб. Крутопадающие трещины располагаются веерообразно по отношению к брекчиевым трубам, а диаграммы трещиноватости отличаются полукруговым и круговым расположением линий равных плотностей.

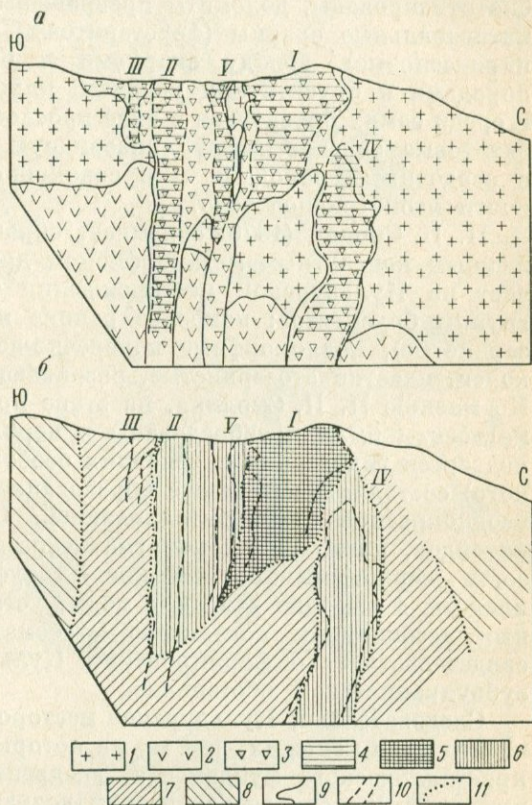
Контуры рудных тел в общем совпадают с границами брекчий, но иногда рудные прожилки развиваются и в зоне интенсивной трещиноватости (рис. 30). Это типичные штокверки, состоящие из пересекающихся между собой или переходящих друг в друга прожилков и минеральных образований, выполняющих открытые полости. Максимальные концентрации металла находятся в зоне интенсивного брекчирования, где открытых полостей больше всего.

В пространственном распределении гидротермальных образований наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Горизонтальная зональность выражается в переходе кварц-касситерит-хлоритовых и кварц-флюорит-касситеритовых ассоциаций, расположенных в пределах брекчиевых труб, в кварц-сульфидно-касситеритовые и сульфидные, и, наконец, в карбонатные, вдали от брекчиевых труб. Вертикальная зональность заключается в смене с глубиной кварц-касситерит-хлоритовой ассоциации кварц-сульфидной.

Ореолы гидротермально измененных пород располагаются также зонально относительно брекчиевых труб. В центральных частях труб развиты кварц-серицитовые породы, а в удалении от них по горизонтали гидротермальное изменение выражается в слабой серицитизации, хлоритизации, карбонатизации пород. Геологические данные, преобладание брекчиевых, а также наличие крустификацион-

Рис. 30. Геологический разрез (а) и схема распределения главных парагенетических ассоциаций минералов (б) Хинганского оловорудного месторождения. (По В. Н. Котляру и др., 1963.)

1 — гранит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры; 3 — взрывные брекчи; 4 — рудные тела (I—V); 5 — кварц-касситерит-хлоритовая ассоциация; 6 — кварц-флюорит-касситеритовая ассоциация; 7 — карбонаты; 9 — границы распространения пород; 10 — контуры рудных тел; 11 — контуры парагенетических ассоциаций



ной и кокардовой текстур подтверждают мысль о том, что Хинганское месторождение формировалось на глубине нескольких сотен метров от поверхности.

В 1964 г. на Малом Хингане было открыто Кульдурское месторождение брусита — нового вида магнезиального сырья для целлюлозно-бумажной, керамической, огнеупорной промышленности. Оно располагается в ядре небольшой синклинальной складки, сложенной сино-кембрийскими осадочными породами (Степанов, 1969). Крылья синклинали образованы глинистыми, глинисто-серицитовыми, углисто-серицитовыми сланцами игинчинской свиты, а в ее осевой части располагаются массивные и полосчатые доломиты мрандавской свиты, содержащие прослои глинистых

и кремнисто-глинистых сланцев, известняков и др. Простирание осадочных пород близмеридиональное, падение крутое под углами 60—70°. Терригенно-карбонатные породы прорваны интрузивом плагиигранитов и гранодиоритов, которые окаймляют месторождение на юго-востоке и вскрыты буровыми скважинами на его глубоких горизонтах. Вблизи контакта терригенные породы биотитизированы, доломиты превращены в доломитовые мраморы и магнезиальные скарны (форстеритовые, форстерит-пироксеновые и пироксеновые). Между скарнами и брусититами, терригенными породами и брусититами развиты кальцифиры. Они встречаются и среди самих брусититов в виде прослоев мощностью до 20 м. Брусититовые залежи имеют линзовидную форму, залегают согласно с осадочными породами и в совокупности образуют уплощенное почти изометричное тело.

П. П. Смолин (1970) связывает образование брусититов с наложенным контактным метаморфизмом древних магнезитов и различает на Кульдурском месторождении три структурно-текстурные группы брусититов: наиболее ранние псевдоморфные (волокнисто-зернистые), колломорфные поперечно-волокнистополосчатые и, наконец, пластинчатозернистые, развивающиеся за счет первых двух. По мнению П. П. Смолина, на этапе прогрессивного метаморфизма магнезиты были преобразованы в периклазиты, а затем периклаз подвергся гидратации в условиях особого (гелевого или гелеподобного) состояния вещества с образованием колломорфных текстур и неоднократной перекристаллизацией. Субэффузивный облик гранитоидов, признаки их комагматичности с обнажающимися поблизости жерловыми фациями кислых туфов, малые давления углекислоты и высокие давления воды, устанавливаемые по минеральным ассоциациям контактово-метасоматических пород, — все это свидетельствует о формировании Кульдурского месторождения в субвулканической обстановке.

Следовательно, Кульдурское месторождение возникло на глубинах гораздо меньших, чем те, на которых происходило становление кристаллического фундамента, внедрение нижнепалеозойских гранитоидов. И хотя геологический возраст месторождения точно не известен, приведенные выше данные позволяют рассматривать его как одно из проявлений эндогенной минерализации, связанное с тектоно-магматической активизацией Буреинского кристаллического массива.

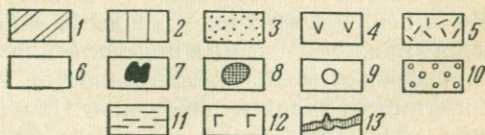
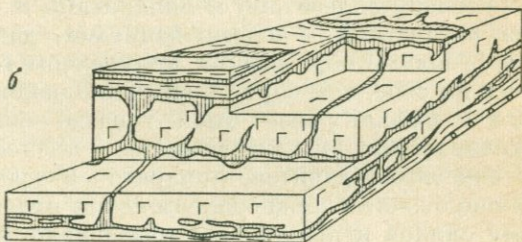
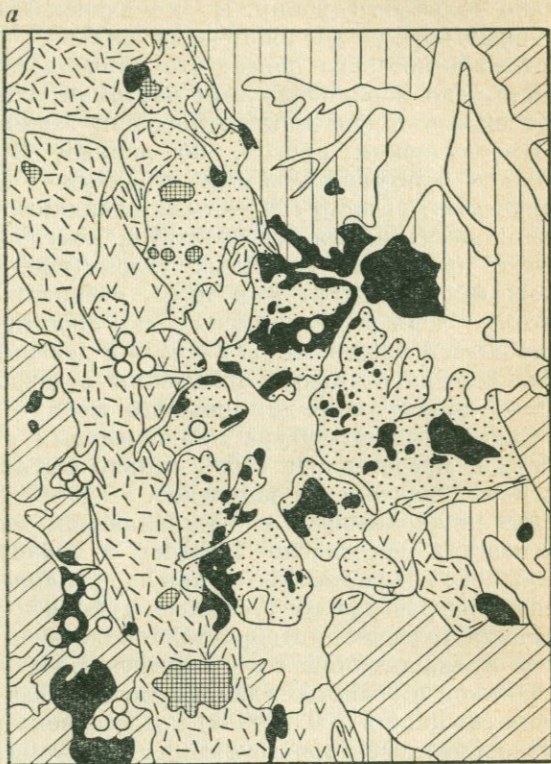
ОМСУКЧАНСКИЙ РАЙОН

Омсукчанский прогиб — наиболее характерный пример вулканотектонических структур, поперечных к общему простиранию Охотско-Чукотского вулканического пояса (Тильман и др., 1969). Он пересекает складчатые сооружения верхоянского комплекса, который здесь сложен песчаниками и сланцами верхнего триаса, нижней и средней юры. Структурное, стратиграфическое и угловое несогласие между нижнемеловыми континентальными отложениями и

верхоянским комплексом свидетельствуют о том, что Омсукчанский прогиб возник после завершения складчатости в Верхояно-Чукотской

Рис. 31. Омсукчанский прогиб

а — схема геологического строения центральной части прогиба по М. Г. Руб (1970 г.); б — блок-диаграмма нижней свиты рудных тел Галимовского оловорудного месторождения по Ю. В. Лиру, 1965 (упрощено)
 1 — триасовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 2 — юрские песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 3 — нижнемеловые песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, каменные угли; 4 — андезиты, фельзопариты, дациты и их туфы; 5 — липариты, их туфы и игнимбрилы; 6 — четвертичные отложения; 7 — верхнемеловые интрузивы гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритов, кварцевых диоритов; 8 — субвулканические тела липаритов, андезитов; 9 — проявления оловянного оруденения; 10 — гравелисты; 11 — глинистые сланцы; 12 — диоритовые порфириты; 13 — оловорудные тела



геосинклинальной области. Вместе с тем он контролируется меридиональными разломами кристаллического фундамента, которые приурочены к шовной границе Балыгычанской области пологих дисло-

каций, где этот фундамент располагается относительно близко от поверхности, и Приомолонского прогиба, где он опущен на значительно бóльшую глубину. В Омсукчанском прогибе меловые вулканогенные породы дислоцированы сильнее, чем в смежных районах Охотско-Чукотского пояса, что объясняется неоднократными движениями по меридиональным разломам, которые как бы просвечивают сквозз терригенные отложения верхоянского комплекса.

Омсукчанский прогиб, по данным В. Т. Матвеевко (1957), заполнен континентальными осадками — глинистыми, песчанико-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и фангломератами с прослоями каменных углей (рис. 31, *a*). Континентальные отложения относятся к речным, озерным и болотным фациям и поэтому очень изменчивы как по простирацию, так и падению. Наибольшей мощности (до 3 км) они достигают в южной части прогиба. Континентальные отложения содержат отпечатки флоры и фауны, характерные для нижнего мела.

Складчатая структура нижнемеловых отложений сравнительно проста и представляет собой сильно вытянутую мульду. В южной части направление ее широтное.

На нижнемеловых и подстилающих их триасовых и юрских отложениях несогласно залегает вулканогенная толща сеноман-сенонского возраста. В ее состав входят андезиты, дациты, липариты и сопровождающие их туфолавы, туфобрекчии и туфы — пещловые, витрокластические, литокристаллокластические, агломератные. В разрезе вулканогенной толщи встречаются лишь единичные пачки песчаников и углистых сланцев, мощностью до 10 м. Нижняя часть толщи (мощность 200—700 м) представлена роговообманковыми или роговообманково-пироксеновыми андезитами, верхняя — липаритами мощностью 300—800 м. Дациты занимают промежуточное положение между андезитами и липаритами и связаны с ними переходными разностями — андезит-дацитами, дацит-липаритами.

Эффузивные образования приурочены главным образом к узкой полосе на западном борту прогиба. Однако площадь их распространения в районе ранее была гораздо обширнее, что доказывают многочисленные экстрезивные тела полностью раскристаллизованных андезитов, дацитов, липаритов в осадочных толщах. В слабо дислоцированных нижнепалеозойских отложениях последние имеют форму силлов и некков, а в интенсивно дислоцированных отложениях верхоянского комплекса — штоков, даек и других секущих тел. Во многих случаях экстрезивы вклинены в поверхность несогласия между нижнемеловыми и подстилающими их осадочными толщами.

Полоса верхнемеловых эффузивов на юге объединяется с обширными полями эффузивов побережья Охотского моря. Линейное размещение эффузивов вдоль западного борта прогиба указывает на существование здесь разломов, заложенных в нижнемеловое время, в период постепенного погружения прогиба, и подновленных в верхнем мелу.

В некоторых местах на верхнемеловых эффузивах, реже непосредственно на подстилающих осадочных породах, располагаются почти горизонтальные покровы палеогеновых андезитов, андезит-базальтов и базальтов щелочного ряда. Мощность их не превышает 80—90 м. Покровы сопровождаются дайками, пересекающими не только отложения верхоянского комплекса, ниже- и верхнемеловые отложения, но и все мезозойские изверженные породы. Возраст покровов и даек палеогеновый.

Морфология мезозойских интрузивов весьма разнообразна (Матвеевко, 1957). Некоторые из них — Егорлыкский, Лего-Омсуцканский, Невский — представляют собой лакколитоподобные тела. Характерная форма небольших диоритовых тел — согласные пластовые залежи или силлы мощностью до 20—50 м и длиной до 2—3 км. Сравнительно часто интрузивы обладают штоко-, линзо- и дайкообразной формой. Для единичных интрузивов вероятна чашеобразная форма залегаания. Размер интрузивных тел колеблется в очень широких пределах, причем интрузивы габбро и диоритов обладают наименьшими размерами, интрузивы гранодиоритов — средними (площади их достигают 50—60 км²). Это указывает на то, что наиболее продолжительная дифференциация глубинного магматического бассейна, которая привела к накоплению в нем больших масс гранитного расплава, происходила в конце его существования.

Морфология и разнообразие форм интрузивов определяются неоднородностью вмещающих толщ: в одних случаях интрузивы размещались в интенсивно дислоцированных и разбитых разломами песчанико-сланцевых толщах верхоянского комплекса, в других — в слабо нарушенных нижнемеловых отложениях, в третьих — между этими отложениями. Около многих интрузивных тел наблюдаются следы активного механического воздействия на вмещающие нижнемеловые породы. Оно выражается в крутых наклонах пластов (до 65—70°) непосредственно около интрузивов и выполаживании этих пластов по мере удаления от контактов. По-видимому, магматические расплавы активно прокладывали себе путь, приподнимая и раздвигая пачки песчаников. Такое явление «магматического диапиризма» вызвало у некоторых исследователей района представление о том, что интрузивы внедрились в брахиантиклинальные складки. Пространственная и структурная связь интрузивов с зонами повышенной проницаемости, морфологические особенности, наличие резко порфировых, порфировидных, мелкозернистых и пегматоидных краевых фаций пород, наконец, слабо проявленные явления ассимиляции вмещающих толщ позволили В. Т. Матвеевко сделать вывод о том, что в Омсуцканском прогибе формирование интрузивов происходило в связи с разрывными тектоническими движениями, на сравнительно небольшой глубине, в условиях быстрого остывания магматических масс.

Согласно построениям В. С. Кравцова, нисходящие тектонические движения завершились в Омсуцканском прогибе накоплением турон-сенонских эффузивов (Связь магматизма и эндогенной мине-

рагении..., 1969). В дальнейшем опускание сменилось воздыманием. Эта тенденция была унаследована в неотектонический этап и в настоящее время Омсукчанский прогиб представляет собой линейное сводовое поднятие, возвышающееся над окружающей областью распространения верхоянского комплекса.

М. Г. Руб (1970) выделила в Омсукчанском (Балыгычано-Сугойском) прогибе два комагматических вулканоплутонических комплекса верхнемелового возраста: андезит-диоритовый и липарит-гранитный. Образование каждого комплекса начиналось с излияния эффузивов и внедрения субвулканических тел, затем в несколько фаз формировались интрузивы. К первой фазе андезит-диоритового комплекса относятся габбро, габбро-диориты, диорит-монзониты и кварцевые диориты, ко второй — гранодиориты. Первая фаза липарит-гранитного комплекса представлена крупно- и среднезернистыми гранитами, часто порфиroidными, вторая — мелкозернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Геологические, петрологические, минералогические и геохимические данные позволяют предполагать, что источниками этих комплексов были магматические очаги, расположенные в земной коре на разных уровнях, и что эти комплексы формировались параллельно. Комагматичность интрузивных и эффузивных образований доказывается их возрастной сопряженностью, приуроченностью к одним и тем же разрывным нарушениям, сходством количественного минерального и химического состава, наличием однотипных акцессорных минералов и элементов, закономерным расположением фигуративных точек и вариационных линий на петрохимических диаграммах и др.

Характерные для Омсукчанского прогиба оловорудные месторождения М. Г. Руб относит к трем формациям: касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной. Для месторождений и рудопроявлений касситерит-кварцевой формации типичны тесная пространственная и генетическая связь с гранитными интрузивами, грейзенизация вмещающих пород, преобладание среди летучих элементов фтора, присутствие в рудах редкоземельных элементов, а в касситеритах — примеси тантала и ниобия. Наиболее широко распространенные месторождения и рудопроявления касситерит-силикатной формации пространственно ассоциируются с гранитными интрузивами и их экзоконтактовыми зонами, а также с интрузиями диоритов и диорит-порфиров. Они отличаются обилием турмалина и хлорита, из летучих элементов — присутствием бора и фтора, повышенными содержаниями в касситеритах ниобия, индия, сурьмы, свинца и более низкотемпературными гидротермальными изменениями вмещающих пород (турмалинизация, хлоритизация, серицитизация, окварцевание). Месторождения и рудопроявления касситерит-сульфидной формации залегают обычно в удалении от гранитов в песчаниках, сланцах, андезитах и диоритовых порфиридах. Для них характерно обилие сульфидов в рудах, преобладание бора над фтором, обогащение касситерита индием, хлоритизация, серицитизация и окварцевание вмещающих пород.

При общем поясовом размещении оловянного оруденения, соответствующем меридиональному простиранию Омсукчанского прогиба, месторождения группируются вокруг определенных интрузивов, образуя рудные узлы и поля. В структурном отношении оловянные месторождения чаще всего представляют собой сложные жилы и минерализованные зоны дробления, иногда штоко-, линзо- и пластообразные залежи. Благодаря различным комбинациям вмещающих пород, интрузивов, экстрезивов и даек на отдельных участках возникают довольно сложные сочетания рудных тел. Так, на Галиловском месторождении (Лир, 1965), залегающем на терригенных отложениях нижнего мела, развиты пологие согласные жилы на контактах пластовых интрузивов диоритовых порфири-тов и внутри их. Согласные жилы группируются в две свиты (верхнюю и нижнюю) и соединяются поперечными жилами (см. рис. 31, б). Поперечные жилы в вертикальном сечении имеют весьма прихотливые очертания и нередко наминают два сходящихся клина, опирающихся основаниями на контакты пластового интрузива. В таких «клиновидных» жилах устанавливаются фрагменты интенсивно перемятых песчаников и сланцев и графитизированных углей, жильная масса обладает резкой дисгармоничной полосчатостью, а на контактах с диоритовыми порфиритами наблюдаются явные следы перемещений в виде борозд и штрихов скольжения. Совокупность этих данных позволяет утверждать, что поперечные соединительные жилы представляют собой метасоматически переработанные и оруденелые сланцевые перемычки, возникшие в результате тектонического разлизования (будинирования) пластовых интрузивов. Находясь в условиях сжатия, сланцы перемещались в поперечные трещины с образованием складок нагнетания. В период рудообразования сланцевые перемычки играли роль структурных ловушек, в которых отложились наиболее богатые касситеритовые руды.

ЦЕНТРАЛЬНО-ЧУКОТСКИЙ РАЙОН

На территории Центральной Чукотки наблюдается одна из наиболее сложных комбинаций мезозойских тектонических структур Восточной Азии (см. рис. 15). В схеме С. М. Тильмана и др. (1969) Охотско-Чукотский вулканический пояс наложен здесь на Чукотскую систему Верхояно-Чукотской складчатой области и сочленяется с кайнозойскими структурами Корякско-Камчатской складчатой области. Чукотская система, подобно Яно-Колымской, завершила свое геосинклинальное развитие в конце юры — начале мела, но отличается от нее более прерывистым развитием, наличием эвгеосинклинальных формаций и складчато-глыбовым строением. Ее структурные элементы протягиваются на короткие расстояния и часто ограничены глубокими разломами. Складки имеют весьма сложное строение. Соответственно здесь нет линейных цепей интрузий, подобных Яно-Колымскому батолитовому поясу.

Непосредственно на Центральной Чукотке геосинклинальный комплекс мезозойд слагает две зоны: Чаунскую и Раучаунскую. На месте Чаунской зоны в течение нижнего и среднего палеозоя располагались миогеосинклинальные прогибы, которые в верхнем палеозое подверглись складчатости. Мезозойский геосинклинальный комплекс здесь представлен аспидной и флишоидной формациями. Аспидные толщи и связанные с ними нижнетриасовые габбро-диабазы, спилиты и туфы обнажены в горст-антиклинальных поднятиях, а флишоидные отложения верхнего триаса — нижней юры выполняют широкие синклинальные прогибы. Раучаунская зона представляет собой позднегеосинклинальный прогиб, заполненный моласками и вулканитами и ограниченный разломами. Простираение мезозойских структур северо-западное, близкое к широтному.

Охотско-Чукотский вулканический пояс в центральной части Чукотского полуострова делает резкий изгиб, изменяя свое простираение с северо-восточного ($30-40^\circ$) на субширотное, и в поперечном сечении подразделяется на две зоны. Граница между ними выражена системами сближенных, реже кулисообразно расположенных разломов общей шириной до 3 км, вдоль которых произошло ступенчатое смещение блоков. Во внешней зоне на Центральной Чукотке развиты преимущественно вулканические покровы липаритового состава. Для них характерно платообразное и моноклиналиное залегание, осложненное вулканотектоническими структурами — компенсационными прогибами и горстообразными поднятиями. Обычно они ориентированы вкрест общего простираения пояса и связаны с разломами в его складчатом основании. Во внутренней зоне пояса, примыкающей к складчатым структурам Корякско-Камчатской системы, средние эффузивы апта — турона смяты в прерывистые короткие складки, а кислые вулканиты верхнего мела залегают платообразно.

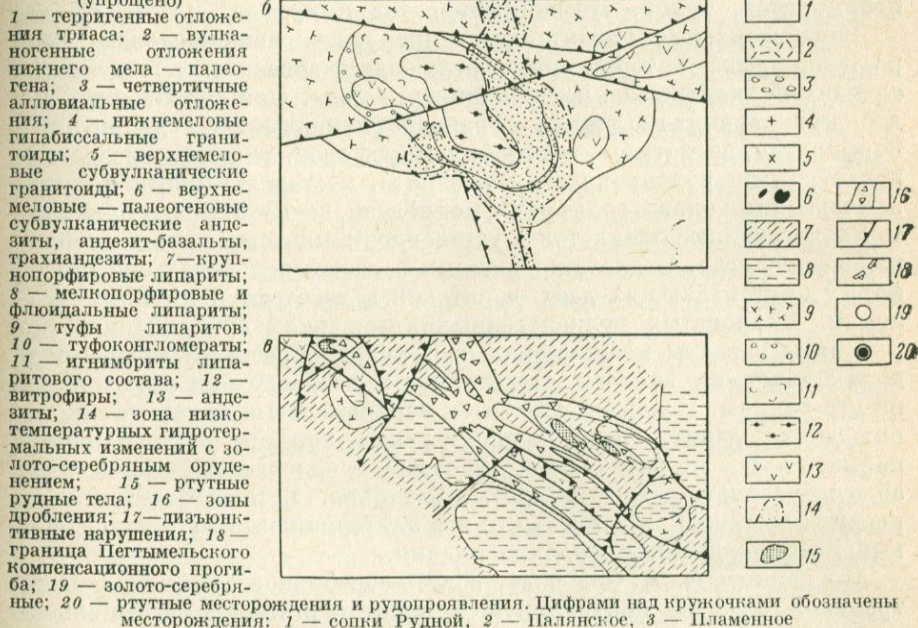
Образованию вулканического пояса предшествовал интенсивный орогенный гранитоидный магматизм в Чукотской системе и офиолитовый магматизм в Анадырско-Корякской системе. Заложение Охотско-Чукотского пояса совпало с резким затуханием магматической деятельности и в мезозойдах, и в кайнозойской геосинклинальной области. Чукотский отрезок пояса отличается от других его интервалов широким развитием в нижней части разреза кислых эффузивных и пирокластических пород, а не андезитов. В. Ф. Белый (1969) объясняет это очень быстрым изменением структурного плана в начале аптского века и унаследованием магматическими очагами того же уровня, который существовал в орогенный этап развития чукотских мезозойд. В дальнейшем глубинные уровни магнемагматизма на всем протяжении Охотско-Чукотского пояса выровнились, и поэтому средние и верхние свиты вулканогенных отложений представлены одинаковыми формациями.

Металлогенический облик Чукотки определяют месторождения олова, золота и ртути (Лугов, 1962). Оловорудные месторождения сосредоточены в северной части полуострова и ассоциируются с

меловыми гранитоидами, прорывающими геосинклинальный комплекс Чаунской зоны. В западной части оловорудного пояса развиты месторождения касситерит-силикатной, в восточной части — касситерит-кварцевой формации. Для Охотско-Чукотского вулканического

Рис. 32. Центральнo-Чукотский район

a — схема размещения золото-серебряного и ртутного оруденения; *б* — схема геологического строения ртутного месторождения сопки Рудной по А. А. Сидорову, 1966; *в* — схема геологического строения ртутного месторождения Пламенного по П. В. Бабкину, 1969 (упрощенно)



пояса здесь наиболее характерны эпитермальные золото-серебряные и ртутные месторождения. Непосредственно в Центральнo-Чукотском районе (рис. 32, *a*) вулканогенные отложения подстилаются аспидными и флишоидными песчано-глинистыми толщами нижнего — верхнего триаса, смятыми в линейные и брахиформные складки северо-западного простирания (Сидоров, 1966). Нижнемеловые — палеогеновые вулканиды, залегающие на размытой поверхности

мезозойского геосинклинального комплекса, в большинстве случаев представляют собой платоэффузивы. Наибольшей мощности (свыше 3000 м) они достигают в Пегтымельском компенсационном прогибе, который расположен на стыке двух ветвей пояса — северо-западной Беринговской и северо-восточной Охотской и отражает простираение последней. Нижнемеловые — палеогеновые вулканиды подразделяются на три комплекса, соответствующие крупным циклам вулканической деятельности. Нижнемеловой комплекс представлен в нижней части липаритами, липарит-дацитами, дацитами, андезит-дацитами, трахилипаритами, их туфами и туфолавами, а в верхней части — андезит-дацитами, андезитами, андезит-базальтами. Альбсеноманский комплекс сложен в основании липаритами, их туфами и витрофирами, а в верхней части — липарит-дацитами, дацитами, андезит-дацитами, андезитами и их туфами, витрофирами. Верхнемеловой — палеогеновый комплекс отделен от предыдущего перерывом и несогласием и состоит из трахиандезитов, трахибазальтов, андезит-базальтов, липаритов, липарит-дацитов, вулканических брекчий, игнимбритов, туфов, туфокоагломератов и др.

Гибабиссальные гранитоидные интрузивы нижнемелового возраста прорывают терригенные отложения триаса и в отдельных случаях вулканические породы нижнего мела. Они сопровождаются дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, пегматитов, аплитов, лампрофиров, а также среднетемпературными рудопроявлениями золота, месторождениями и рудопроявлениями олова, вольфрама, молибдена, висмута. Среди вулканидов и подстилающих их толщ установлены многочисленные субвулканические тела. В дислоцированных осадочных породах они имеют форму крутопадающих даек и штоков и тяготеют к крупным разломам. В слоистых вулканогенных отложениях субвулканические тела представлены межпластовыми и куполообразными залежами и полукольцевыми дайками. По составу и возрасту они разделяются на две группы. К первой относятся верхнемеловые липариты, липарит-дациты, дациты, переходящие в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, ко второй — верхнемеловые — палеогеновые андезиты, андезит-базальты, трахиандезиты, базальты. С последними пространственно ассоциируются почти все эпitherмальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления.

По данным А. А. Сидорова, золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки контролируется полосой разломов северо-западного субширотного простираения и локализуется в обрамлении Пегтымельского компенсационного прогиба, где эти разломы пересекаются дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и субмеридионального направления. Северо-западные разломы в целом подчиняются складчатым структурам мезозойского геосинклинального прогиба. Субширотные разломы характерны для западной части района, где они пересекают складки мезозойского геосинклинального комплекса. Субмеридиональные и северо-восточные дизъюнктивы

редко выходят за пределы зоны развития северо-западных и субширотных разломов.

На западном ее фланге — в Паляваамской зоне разломов — верхнемезозойские эффузивные толщи в значительной степени размыты и обычно залегают на терригенных триасовых отложениях в виде останцов, а проявления золото-серебряного оруденения локализируются либо в терригенных породах основания, либо в прорывающих их субвулканических телах, либо, наконец, среди кислых эффузивных и пирокластических пород мелового возраста. Золото-серебряное оруденение сопровождается мощными зонами низкотемпературных гидротермальных изменений и отличается большим разнообразием морфологии рудных тел.

В песчано-сланцевых отложениях верхнего триаса преобладают жилы брекчиевой текстуры и штокверкообразные минерализованные зоны. Они пересекают складчатые структуры геосинклинального комплекса и дайки андезит-базальтов, уменьшаясь в мощности в этих дайках. Субвулканические тела, вмещающие золото-серебряное оруденение, представлены штоками и крупными дайкообразными залежами гранит-порфиров, липаритов, липарит-дацитов и андезитов. Внутри субвулканических тел золото-серебряная минерализация залегают в виде кварцевых жил сравнительно простой формы. Среди кислых вулканитов развиты жилы и жилообразные тела в тектонических трещинах, зонах дробления и милонитизации, межпластовые линзовидные залежи и прожилково-вкрапленные тела в благоприятных горизонтах туфов, игнимбритов и др.

Например, в районе месторождения сопки Рудной на размытых сильно дислоцированных геосинклинальных отложениях карнийского яруса трансгрессивно залегают верхнемеловые вулканиты (см. рис. 32, б). В их разрезе чередуются липаритовые туфы, липариты, игнимбриты, туфоконгломераты, витрофиры. Кислые эффузивные и пирокластические породы лежат почти горизонтально, рассечены крупными дизъюнктивными нарушениями субширотного направления и прорваны субвулканическими телами андезитов. Зона золото-серебряного оруденения имеет северо-восточное, близкое к меридиональному простирание и захватывает все вулканогенные толщ, исключая верхний витрофиро-липаритовый покров. Вмещающие породы в пределах зоны окварцованы, пиритизированы, адуляризированы и пронизаны пираргирит-адуляр-кварцевыми прожилками с мелкой вкрапленностью золота. Рудоносные жилы и прожилки приурочены к сравнительно коротким трещинам субмеридионального простирания. На южном фланге зоны в осадочных породах карнийского яруса залегают арсенопирит-кварцевые и антимонит-кварцевые жилы. На северном фланге зоны проявлена антимонит-каолининовая минерализация. Кварц-антимонитовые и антимонитовые прожилки, а также пирит-антимонитовые гнезда, широко развитые в ореоле каолинизации, почти полностью исчезают в зоне золото-серебряного оруденения.

А. А. Сидоров выделяет на месторождении четыре минеральные

ассоциации: дозолотую, полиметаллическую, золотую и антимонитовую. Дозолотая минеральная ассоциация включает кварц, арсенопирит и пирит. Кварц, присутствующий в больших количествах, обладает полосчатыми, пластинчатыми, колломорфными, друзовыми и очень редко массивными текстурами. Для него характерны гребенчатые, сферолитовые, каркасно-пластинчатые, брекчиевидные микроструктуры, свойственные низкотемпературным близповерхностным месторождениям золото-серебряной формации.

Золотая ассоциация тесно связана с полиметаллической. В эти две ассоциации входят кварц, адуляр, золото, сульфосоли серебра, блеклые руды, галенит, сфалерит, халькопирит. Текстуры жильного материала кристификационные, брекчиевидные и жеодово-друзовые с многократным чередованием слоев, сложенных тонкозернистыми адуляро-кварцевыми и мелкозернистыми кварцевыми агрегатами. Рудная вкрапленность в жилах обычно приурочена к адуляро-кварцевым слоям. Наиболее распространенные пираргирит и миаргирит образуют зернистые агрегаты и монокристаллические вкрапления в кварце. Иногда в них отмечаются эмульсионные выделения самородного серебра. Наиболее поздняя антимонитовая ассоциация представлена кварцем, антимонитом, пиритом и марказитом.

Текстура гидротермально измененных пород брекчиевидная. Вкрапленники полевых шпатов в липаритах либо выщелочены, либо замещены адуляром и глинисто-кварц-слюдистым материалом; вкрапленники кварца сохраняются без изменений. В основной массе широко развиты метасоматические кварц-слюдистые новообразования с микроскопическими зернами пирита.

Ртутные месторождения и рудопроявления Центральной Чукотки П. В. Бабкин (1969) объединяет под названием Паляваамской ртутоносной зоны. Она контролируется продольной системой разломов, совпадающей с направлением складчатости мезозойд. На западном фланге Паляваамской зоны в геосинклинальных отложениях мезозоя располагается Палянское месторождение ртути, на восточном фланге — в Охотско-Чукотском поясе — месторождение Пламенное. Структуры и минеральный состав этих ртутных месторождений резко меняются в зависимости от того, где они локализованы — в геосинклинально-складчатых структурах мезозойд или среди вулканитов.

Так, в районе Палянского месторождения развиты дислоцированные верхнетриасовые песчано-сланцевые отложения и резко подчиненные им покровы меловых андезитов, базальтов и липаритов. Восточнее месторождения осадочная толща прорвана крупной гранитоидной интрузией, а в его пределах известны лишь единичные дайки среднего состава. Ртутное оруденение локализуется в одном из последовательно погружающихся на запад блоков, ограниченных дизъюнктивами субмеридионального простирания. Западный блок представлен осадочными породами триаса и вулканогенными образованиями мела, Центральный — песчаниками и сланцами триаса, Восточный блок слагается также отложениями триаса, но более низких горизонтов, чем в Центральном блоке.

Ртутное оруденение установлено в Центральном блоке. Его складчатые структуры осложнены системой мелких трещин типа скола и отрыва. В сводах антиклиналей развиты зоны брекчирования, мощность которых обычно колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Наиболее крупная зона северо-восточного простирания достигает по мощности 15—20 м. Брекчирование пород отмечается также вдоль слоистости в участках резких перегибов или вблизи мощной зоны северо-восточного простирания в виде ее ответвлений.

Ртутное оруденение представлено двумя типами — штокверкоподобной залежью в алевролит-сланцевой толще и линзообразными телами в пласте песчаников, залегающем среди алевролитовой толщи. В штокверкоподобной залежи сочетаются оруденелые брекчиевые тела вдоль складчатых трещин, оруденелые песчаные и конгломератовые прослои мощностью до 30 см и тонкие карбонат-диксит-киноварные прожилки в постскладчатых трещинах. Ртутное оруденение в пласте песчаников расположено в его верхней части в участках мелких куполовидных изгибов, пересеченных рудоносными нарушениями, оперяющими Восточный сброс. По данным металлотрической съемки, рассеянная ртутная минерализация есть и в эффузивах, расположенных западнее месторождения. В рудах установлено более 30 минералов, из которых наиболее распространены киноварь, пирит и марказит, кварц, сидерит и диксит.

В районе Пламенного месторождения покровы нижнемеловых вулканитов несогласно перекрывают дислоцированные осадочные толщи верхнего триаса и нижнего мела. Осадочные и вулканогенные образования прорваны небольшим штоком позднемеловых диоритов и раннемеловыми субвулканическими телами гранитоидов и андезитов. Ртутное оруденение и указанные выше интрузивные образования расположены в юго-восточном окончании Олештытской зоны разломов.

П. В. Бабкин относит Пламенное месторождение, наряду с другими месторождениями и рудопроявлениями Паляваамской зоны, локализованными среди вулканитов, к кварц-диксит-киноварному типу и подчеркивает преобладающее развитие в этом типе пластовых и линзовидных рудных залежей. Оруденелыми являются благоприятные горизонты в блоках, ограниченных продольными и поперечными зонами дробления и трещиноватости. Обычно оруденение сконцентрировано в пористых туфогенных горизонтах на границе с более плотными слоями эффузивных пород. Киноварь в некоторой своей части находится в маломощных кварцевых прожилках, но в главной массе рассеяна в гидротермально измененных породах.

Площадь месторождения Пламенного сложена сильно раздробленными и гидротермально измененными, крупно- и мелкопорфировыми липаритами мощностью 350—400 м, разделенными горизонтом туфобрекчий и туфолав мощностью 20—30 м (см. рис. 32, в). Рудные тела расположены в верхней части покрова крупнопорфировых липаритов и контролируются крутопадающими (70—80°) зонами интенсивного окварцевания, сыгравшими роль экрана при рудоотложении. Наиболее богатое рудное тело представлено пласто-

образной залежью, падающей под углом 8—10° на юго-запад согласно залеганию вмещающих липаритов. Один из ее контактов ограничен крутым сбросом, вдоль которого проходит зона окварцованных пород. Более мелкими дизъюнктивами рудное тело разделено на блоки с различной степенью дробления, гидротермального изменения и оруденения — от массивных и густовкрапленных руд в интенсивно окварцованных зонах до бедновкрапленных в участках, не испытавших окварцевания и дробления. Рудные тела сопровождаются широкими ореолами окolorудных изменений, среди которых от центра к периферии выделяются зоны окварцевания, каолинизации, пиритизации, серицитизации и хлоритизации. Главный рудный минерал — киноварь; второстепенное значение имеют антимонит, пирит, марказит.

СОПОСТАВЛЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Сравнение рудоносных районов Алданского щита, Южно-Китайского платформенного и Буреинского кристаллического массивов, Охотско-Чукотского вулканического пояса показывает, что эволюция тектонических форм в истории развития Земли проявляется не только в крупном региональном плане, но и в структурах эндогенных рудных полей и месторождений. Материалы по рудным районам Восточной Азии подтверждают идею о влиянии структурных этажей на условия локализации эндогенного оруденения и вместе с тем свидетельствуют о необходимости учета (кроме эволюции рудоносных тектонических структур во времени) еще двух обстоятельств. Во-первых, структурные этажи — понятие более высокого порядка, чем активизированные области или их составные части (антеклизы, синеклизы, срединные массивы и др.); поэтому сопоставления могут проводиться для разновозрастных месторождений в пределах определенных региональных тектонических структур. Во-вторых, влияние структурных этажей сказывается лишь в тех случаях, когда они существенно отличаются между собой по литологическому составу пород и степени их метаморфизма. Соответственно в районах с разным геологическим строением устанавливаются разные сочетания региональных и локальных структур, контролирующих размещение эндогенного оруденения (табл. 3).

Пространственное совмещение древних и молодых месторождений характерно далеко не для всех рудных районов активизированных областей. Но там, где оно наблюдается, мы видим резкую разницу в условиях и механизме образования рудоносных тектонических структур на разных этапах развития активизированных областей — становления фундамента, платформенном и тектоно-магматической активизации. Так, в Центральном-Алданском районе нижнепротерозойские высокотемпературные контактово-метасоматические месторождения флогопита и магнетита возникли в условиях ультраметаморфизма, сконцентрированы в горизонтах диопсидовых пород и тяготеют к полям абиссальных гранитоидов. На их пространственное

Соотношения региональных и локальных структур, контролирующих размещение эндогенного оруденения

Этапы развития активизированных областей	Районы	Оруденение	Региональные структуры	Локальные структуры	Морфология рудных тел
Этап становления фундамента	Центрально-Алданский	Высокотемпературное контактово-метасоматическое флогопитовое и магнетитовое	Периферическая часть гигантского купола в кристаллическом фундаменте, сложенная гранитизированными породами федоровской свиты	Зоны складок высших порядков, а также глыбовых мигматитов и гранитных инъекций на пересечении с горизонтами диопсидовых пород	Пластообразные, лентообразные, линзовидные, седловидные и жильные тела
		Гидротермальное пьезокварцевое	Системы антиклинальных складок фундамента, сложенных породами верхнеалданской свиты	Брахискладки и сопряженные с ними дизъюнктивы, пересекающие кварциты вблизи интрузивов аляскитовых гранитов	Простые трещинные жилы, линзообразные, трубообразные и штокверкообразные тела, жильные зоны
Платформенный этап	То же	Магматическое платиновое	Узел пересечения разломов кристаллического фундамента	Дунитовое ядро кольцевого массива ультраосновных — щелочных пород	Зоны вкрапленной минерализации
Этап тектоно-магматической активизации	То же	Среднетемпературное гидротермальное золотое	Совокупность горстов и грабенов на северном крыле сводового поднятия в комбинации с мезозойскими щелочными интрузивами, внедрившимися в платформенный чехол	В приподнятых блоках — омоложенные нижнепротерозойские разломы фундамента, сопряженные со складками ультраметаморфического комплекса пород; в опущенных блоках — горизонтальные ослабленные зоны в платформенном	Линзовидные залежи в разломах фундамента, крутопадающие жилы и пологие лентообразные тела в карбонатных породах платформенного чехла

Этапы развития активированных областей	Районы	Оруденение	Региональные структуры	Локальные структуры	Морфология рудных тел
				чехле и соединяющиеся с этими зонами крутопадающие дизъюнктивы	
Этап тектоно-магматической активизации	Наньлинский	Высокотемпературное гидротермальное вольфрамовое	Цепи и решетчатые интрузивы мезозойских гранитоидов, прорывающие песчано-сланцевые отложения луньшаньской свиты и нижней части платформенного чехла	Гранитные купола и штоки, дизъюнктивные нарушения, ориентированные вкрест осей складок и слоистости осадочных пород	Выдержанные крутопадающие жилы и системы жил
		Высокотемпературные контактово-метасоматическое свинцовое, цинковое, оловянное, мышьяковое	Зона линейных складок платформенного чехла, рассеченных мезозойскими гранитоидными интрузивами	Контакты гранитоидов с карбонатными породами, осложненные согласными и пошеречными дизъюнктивными нарушениями	Линзообразные и трубообразные тела, углы наклона которых меняются от средних до крутых в соответствии с залеганием вмещающих пород
	Восточно-Гуйчжоуский	Низкотемпературное гидротермальное ртутное	Системы моноклиналей, брахиформных и коробчатых складок в платформенном чехле в области сочленения платформенного синклинория и антиклинория	Зоны внутриформационного расслоения в местах пологих перегибов почти горизонтально залегающих глинистых доломитов	Согласные линзообразные и лентообразные залежи, имеющие в плане очень сложные очертания

	Мало-Хинганский	Низкотемпературное гидротермальное сурьмяное	Система крупных разломов в приподнятом блоке кристаллического фундамента	Дизъюнктивные нарушения, расщепляющиеся при переходе из гранитов в гнейсы	Простые крутопадающие жилы
Этап тектоно-магматической активизации	Мало-Хинганский	Высоко- и среднетемпературное гидротермальное оловянное	Кальдеры проседания в узлах пересечения разломов кристаллического фундамента	Субвулканические интрузивы гранит-порфиров и дизъюнктивные нарушения, пересекающие вулканические постройки	Трубообразные залежи, связанные с крутопадающими телами взрывных брекчий, линзы, гнезда, минерализованные зоны
	Омсукчанский	Высоко- и среднетемпературное гидротермальное оловянное	Вулкано-тектоническая депрессия, связанная с поперечными разломами в основании вулканического пояса	Гипабиссальные и субвулканические интрузивы кислого — среднего состава, дизъюнктивные нарушения в терригенных и вулканогенных отложениях	Сложные жилы и минерализованные зоны дробления, штокообразные, линзообразные, пластообразные рудные тела
	Центрально-Чукотский	Низкотемпературное гидротермальное золото-серебряное	Система разломов в обрамлении компенсационного вулканического прогиба	Узлы пересечения продольных и поперечных дизъюнктивов, субвулканические тела кислого — среднего состава	Простые и сложные жилы и жильные зоны, межпластовые линзовидные залежи, прожилково-вкрапленные зоны
Низкотемпературное гидротермальное ртутное		Система крупных разломов, пересекающая вулканы и совпадающая с простиранием складчатых структур основания	Блоки благоприятных для оруденения туфогенных пород, ограниченные продольными и поперечными дизъюнктивами	Пластообразные и линзовидные рудные залежи	

положение влияют и линейные ослабленные зоны, но эти зоны представлены не брекчиями или милонитами, как в верхних горизонтах земной коры, а сложными складками гнейсов и кристаллических сланцев, глыбовыми мигматитами, дайкоподобными телами аляскитовых гранитов. Докембрийские пьезокварцевые месторождения контролируются определенными комбинациями складчатых и разрывных структур с благоприятными горизонтами, тяготеют к аляскитовым гранитам кварцитов и вместе с тем обнаруживают признаки формирования на меньших глубинах (появление трещинных зон, многочисленных открытых полостей, сравнительно низкие температуры минералообразования и др.). Если для флогопитовых и магнетитовых характерно преобладание согласных пласто- и лентообразных, линзо- и седловидных залежей, то на пьезокварцевых месторождениях преимущественно распространены простые и сложные жильные тела.

Интенсивность магматизма и эндогенного рудообразования в платформенный этап ниже, чем в предшествующий и в последующий этапы, и ему свойственны особые типы рудоносных структур, определяемые не тектоническими движениями, а высокой энергией магматических расплавов. Речь идет о кольцевых интрузиях ультраосновных — щелочных пород и об их типичном представителе в Центрально-Алданском районе — массиве Инагли, в котором вкрапленная платиновая минерализация приурочена к верхнепротерозойскому дунитовому ядру.

Для этапа тектоно-магматической активизации характерно усиление тектонических движений и формирование рудоносных структур в близповерхностных условиях — как в фундаменте и платформенном чехле, так и среди вулканогенно-осадочных отложений верхнего структурного этажа. В предыдущей главе было показано, что степень консолидации фундамента во многом определяет строение платформенного чехла, характер мезозойской тектоники активизированных платформ и что эндогенное оруденение в их пределах контролируется комбинациями новообразованных и более древних тектонических элементов. Сопоставление данных по Центрально-Алданскому, Восточно-Гуйчжоускому и Наньлинскому районам позволяет проследить эти взаимосвязи в масштабе рудных районов, полей и месторождений.

В Центрально-Алданском районе наблюдается контрастное сочетание кристаллического фундамента и практически не метаморфизованного платформенного чехла, сложенного выдержанными карбонатными горизонтами. В мезозойское время здесь возникла система горстов и грабенов, а также образовались сложные многофазные субвулканические тела щелочноземельного — щелочного состава, с которыми ассоциируются среднетемпературные гидротермальные месторождения и рудопроявления золота. Мезозойские интрузивы пересекают кристаллический фундамент и в главной массе размещаются в платформенном чехле в виде штоков, лакколлитов, горизонтальных залежей и даек. В некоторых случаях они приурочены

к кальдерам проседания, заполненным эффузивными и пирокластическими породами, либо контролируются кольцевыми разломами на периферии Инаглинского массива ультраосновных пород. Золотое оруденение также локализуется и в нижнем, и в среднем структурном этаже. В кристаллическом фундаменте оно приурочено к относительно приподнятым блокам и залегает в омоложенных нижнепротерозойских разломах в виде крутопадающих жиллообразных и линзообразных тел. Для осадочного покрова типичны почти горизонтальные лентообразные залежи, размещающиеся либо в основании платформенного чехла (лебединский тип), либо в его верхней части на границе с угленосными юрскими песчаниками (куранахский тип). С лентообразными залежами сопряжены крутопадающие дизъюнктивы. Они уходят в кристаллическое основание и местами вмещают золоторудные жилы. Именно по этим крутопадающим дизъюнктивам в мезозойское время происходили малоамплитудные перемещения блоков фундамента вместе с перекрывающим его платформенным чехлом. Восточно-Гуйчжоуский район расположен в западной, эпипротерозойской части Южно-Китайского платформенного массива, где фундамент сложен слабо метаморфизованными терригенными толщами, а рудовмещающие карбонатно-сланцевые отложения платформенного чехла образуют систему пологих моноклиналей, брахиформных и коробчатых складок. В соответствии с относительно спокойным залеганием платформенного чехла для ртутных месторождений характерно развитие согласных линзовидных и лентообразных залежей в зонах межформационного расчленения. Такие зоны связаны с локальными перегибами платформенного чехла и локализуются в горизонтах определенного состава, а именно в глинистых доломитах.

В восточной, эпикаледонской части Южно-Китайского платформенного массива, куда входит Наньлинский район, нижний структурный этаж представлен палеозойскими глинистыми, углито-глинистыми, песчанистыми сланцами и песчаниками. По литологическому составу и степени метаморфизма они сходны с терригенными отложениями нижней части платформенного чехла, и переход от жильных вольфрамовых месторождений к шеелитовым скарновым совершается здесь не на границе двух структурных этажей, а внутри платформенного чехла, где терригенные породы сменяются карбонатными.

В Наньлинском районе, точнее в меридиональном Южно-Хунаньском прогибе, наблюдаются наиболее интенсивные деформации платформенного чехла — вплоть до образования линейных и веерообразно расходящихся складок, осложненных крупными продольными разломами. И хотя платформенный чехол в этом прогибе сложен непрерывной серией осадочных пород и дислоцирован по единому плану, тектонические структуры в горизонтах разного состава оказываются разными. В песчано-сланцевых горизонтах это фрагменты складок, рассеченных многочисленными дизъюнктивами, в карбонатных — антиклинали с широкими пологими сводами и крутыми крыльями, а также узкие, тесно сжатые синклинали. В карбо-

натных горизонтах на контактах с мезозойскими гранитоидными интрузивами локализованы скарновые месторождения свинца, цинка, олова, мышьяка. В направлении с юга на север по мере перехода от Катазиатского платформенного антиклинория к наиболее глубокой части прогиба структуры этих месторождений становятся все более сложными и линзообразными рудные залежи со средними углами наклона сменяются крутопадающими трубчатыми телами.

Верхний структурный этаж активизированных областей ложится с резким несогласием на все более древние комплексы пород. Наряду с континентальными угленосными прогибами для него характерны наземные вулкано-тектонические структуры. Пространственное положение последних определяется разломами фундамента. Особенно наглядно это видно на Малом Хингане, где мезозойские вулканы залегают непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте. В Омсукчанском и Центральном-Чукотском районах основанием служат геосинклинально-складчатые сооружения мезозойского и разломы фундамента лишь «просвечивают» через вулканогенные отложения. Близповерхностные гидротермальные месторождения олова, золота, серебра, ртути, локализуемые в верхнем структурном этаже, резко отличаются от месторождений в платформенном чехле и контролируются другими комбинациями тектонических элементов и благоприятных вмещающих пород.

В Мало-Хинганском районе нижнепалеозойские гранитоиды вместе с заключенными среди них гнейсами и сино-кембрийскими осадочными породами в мезозое испытывали энергичные глыбовые перемещения по разломам северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального простирания. Разломы представляют собой широкие параллельные и кулисообразные зоны трещиноватости, дробления, расщепления и милонитизации пород, рассекающие фрагменты складок в фундаменте. Мезозойские кальдеры проседания приурочены к наиболее раздробленным участкам на пересечениях северо-восточных и широтных разломов. Дизъюнктивные нарушения фундамента определяют также положение корневых частей вулканических построек и субвулканических интрузивов гранит-порфиров, с которыми ассоциируются сульфидно-касситеритовые и сульфидно-силикатные месторождения олова. Эти месторождения сосредоточены в наиболее опущенном блоке фундамента, в Хингано-Олонойском вулканическом поле, состоящем из нескольких вулкано-тектонических структур линейного и депрессионного типа. Пространственное положение оловорудных месторождений определяется интрузивами гранит-порфиров, горизонтами благоприятных пород, прежде всего липаритовых туфов, в которых образуются мощные зоны гидротермально измененных пород, и, наконец, крутопадающими телами взрывных брекчий, вмещающими трубообразные залежи оловянных руд.

На Малом Хингане мезозойская гидротермальная деятельность проявлялась не только в верхнем, но и в нижнем структурном этаже. Так, Солокачинское сурьмяное месторождение располагается в месте

пересечения дизъюнктивными нарушениями контакта нижнепалеозойских гранитов и гнейсов, где эти нарушения расщепляются и веерообразно расходятся. С процессами мезозойской тектоно-магматической активизации условно можно связывать и образование Кульдурского контактово-метасоматического месторождения брусита, залегающего в останце сино-кембрийских осадочных пород.

Омсукчанский прогиб представляет собой линейную вулканотектоническую депрессию, ориентированную поперек общего простирания Охотско-Чукотского пояса и располагающуюся на границе двух крупных блоков в основании мезозойид. Гибабиссальные и субвулканические интрузивы среднего — кислого состава подчиняются общему направлению прогиба и в значительной части залегают среди терригенных угленосных отложений, обнаруживая признаки активного механического воздействия на эти отложения. Касситерит-кварцевые, касситерит-силикатные, касситерит-сульфидные месторождения группируются вокруг интрузивов и весьма разнообразны в структурном отношении. Чаще всего это сложные жилы и минерализованные зоны дробления, штоколино- и пластообразные рудные тела, в отдельных случаях — комбинации пологих и крутых тел внутри межпластовых интрузивов, подвергшихся будинированию.

В Центрально-Чукотском районе меловые вулканы с резким несогласием залегают на геосинклинальном комплексе мезозойид, включающем поздние орогенные формации, и отделены от этого комплекса лишь очень коротким временным интервалом. Заложение Охотско-Чукотского пояса здесь совпало с быстрым затуханием магматической деятельности в мезозойдах в кайнозойской геосинклинальной области Корякского нагорья и сопровождалось резким изменением тектонического плана. Тем не менее воздействие геосинклинально-складчатого основания продолжалось в течение всего периода интенсивного наземного вулканизма (нижний мел — палеоген). И вулканотектонические структуры, и крупные зоны разломов, рассекающие вулканы, обычно подчиняются общему простиранию складок в основании пояса. Именно эти зоны разломов играют важнейшую роль в пространственном распределении низкотемпературного золото-серебряного и ртутного оруденения.

Золото-серебряные месторождения и рудопроявления локализируются на периферии крупного компенсационного прогиба либо в самих вулканах, либо в подстилающих их геосинклинальных толщах. Среди песчано-сланцевых отложений и пересекающих их субвулканических штоков и даек кислого — среднего состава золото-серебряное оруденение залегают в виде жил и минерализованных зон. В кислых вулканах развиты сложные жильные тела и межпластовые залежи в горизонтах благоприятных пород. Ртутное оруденение сконцентрировано в пористых туфогенных горизонтах, перекрываемых и подстилаемых кислыми эффузивными породами, и обычно приурочено к тектоническим блокам, ограниченными продольными и поперечными дизъюнктивными нарушениями.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДОНОСНЫХ РАЗЛОМОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ РАЗЛОМОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Огромное значение дизъюнктивных нарушений в размещении эндогенного оруденения общеизвестно. Советскими геологами доказано длительное развитие разломов, контролирующих распределение рудных полей и месторождений, и разработаны методические приемы, позволяющие расшифровать многоэтапную историю формирования дизъюнктивов (Основные вопросы и методы изучения..., 1960). В частности, для установления относительного возраста дизъюнктивов рекомендуется изучать их соотношения с несогласно залегающими толщами осадочных и эффузивных пород, анализировать морфологию и расположение интрузивных тел и при этом особенно тщательно исследовать минерализованные дизъюнктивы (наблюдения за пространственным распределением и изгибами рудных тел, их апофизами, зеркалами скольжения и тектонической глиной, истинными и ложными пересечениями жил и прожилков разного состава и т. д.). Большую помощь при структурных исследованиях оказывают геометрический анализ тектонических поверхностей (Королев, Шехтман, 1954), количественная оценка степени деформированности горных пород, в том числе мелкой трещиноватости (Королев, 1951; Невский, 1967), исследования физико-механических свойств вмещающих пород (Розанов, 1968), выяснение связей между литологией вмещающих толщ и строением разрывных нарушений и т. д.

Некоторые из этих рекомендаций сохраняют свое значение и при наблюдениях за разломами в кристаллическом фундаменте, другие использовать не удается вследствие глубокого метаморфизма пород и широкого проявления гранитизации древних толщ. В условиях Восточной Азии положение усугубляется плохой обнаженностью, широким распространением глыбовых осыпей, тайги. Как правило, здесь для непосредственного наблюдения доступны лишь отдельные пересечения разломов в береговых обрывах, выемках шоссе и железных дорог, разведочных канавах, карьерах.

И вместе с тем именно разломы кристаллического основания во многом определяют распределение эндогенного оруденения. Об этом свидетельствуют изложенные в предыдущих главах данные и обширные материалы других исследователей. В одних районах «скрытые» разломы фундамента лишь «просвечивают» через покровы осадочных и вулканогенных пород, в других же районах сами вмещают эндогенные руды. В изучении скрытых разломов достигнут большой прогресс (Скрытые рудоконтролирующие..., 1962), и им посвящена обширная литература. Рудоносные же разломы фундамента исследованы в гораздо меньшей степени.

Наблюдения автора в южной части Буреинского кристаллического массива (Казанский, 1962₁) показали, что для восстановления истории развития разломов фундамента полезно изучать их внутреннее строение: текстуры, структуры, минеральный и химический состав горных пород, ориентировку породообразующих минералов, морфологию даек и рудных тел и др. Исследования в Центральном Алданском районе подтверждают справедливость этого положения и позволяют развить его дальше. В конечном счете таким путем удастся установить принадлежность тектонитов к тем или иным метаморфическим фациям, выделить основные этапы формирования дизъюнктивов и сопоставить условия дислокационного метаморфизма с условиями рудоотложения.

Следует заметить, что явления метаморфизма в разрывных нарушениях лучше всего изучены в таких крупных структурных элементах, как область сочленения Алданского щита со Становым хребтом или Иртышская зона смятия, а существующие классификации метаморфических фаций охватывают лишь процессы контактного и регионального метаморфизма. Специальной группировки фаций дислокационного метаморфизма пока нет. Поэтому мы вынуждены сравнивать минеральные ассоциации тектонитов из зон разломов с фациями регионально метаморфизованных пород.

Метод использования микроструктурного анализа, впервые предложенный для решения общих петротектонических проблем, был с успехом применен в Советском Союзе при изучении структур рудных месторождений (Лукин и др., 1965). Сейчас он достаточно широко используется для определения характера перемещения по дизъюнктивам до и после отложения руд, выяснения генезиса складок, ориентированных структур гранитоидов и т. д. Изучая одновременно и минеральные ассоциации деформированных горных пород, можно определять не только характер тектонических движений по разломам, но и условия, в которых они совершались.

Для возрастной датировки этапов развития разломов необходимы геохронометрические данные, однако их использование возможно лишь при условии предварительной расшифровки метаморфических процессов, совершавшихся в этих разломах.

В конечном счете все эти исследования, опирающиеся в равной степени и на геологоструктурные, и на петрографические методы, направлены на определение места эндогенного оруденения в истории

формирования разрывных структур фундамента, на реконструкцию тектонических элементов, сформированных до рудоотложения, и выяснение роли этих структурных элементов в пространственном распределении оруденения.

МЕЗОЗОЙСКИЕ РАЗЛОМЫ МАЛО-ХИНГАНСКОГО РАЙОНА

Буреинский кристаллический массив, в южной части которого находится Мало-Хинганский район, в мезозое испытал крупные глыбовые перемещения. Фундамент здесь сложен в основном

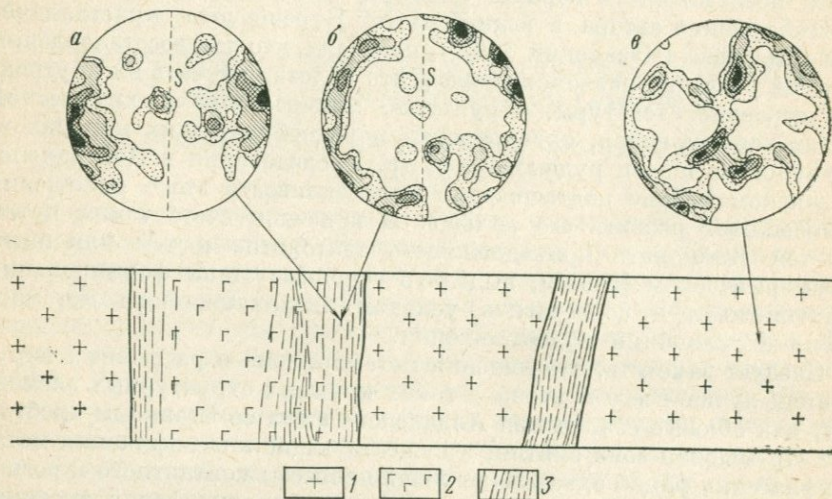


Рис. 33. Рассланцованные дайки габбро-диабазов среди гранитов (в плане)
 1 — порфиридные биотитовые граниты; 2 — габбро-диабазы; 3 — кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы. Вверху в проекции на горизонтальную плоскость изображена ориентировка оптических осей карбонатных (а) и кварцевых (б, в) зерен. S — сланцеватость, плотность 1—2—3—4%

палеозойскими гранитоидными породами, среди которых заключены блоки протерозойских гнейсов, а также метаморфизованных осадочных пород сино-кембрийского возраста.

Мезозойские движения по разломам сопровождалось интенсивными деформациями и метаморфизмом кристаллических пород фундамента в условиях фации зеленых сланцев (Казанский, 1962₂). Частично рассланцованными при этом оказались и дайки габбро-диабазов кульдурского интрузивного комплекса, которые, по данным Г. В. Ицксон (1961), внедрились на границе нижнего и верхнего мела. Рассланцованные дайки габбро-диабазов установлены во многих разломах кристаллического фундамента, и в том числе в широтном Перевальном разломе (рис. 33).

Недеформированные габбро-диабазы представляют собой среднезернистые такситовые породы меланократового облика, местами имеют пегматоидную структуру, на контакте с вмещающими нижне-

палеозойскими гранитами становятся мелкозернистыми. Количественные соотношения минералов сильно меняются, но в среднем габбро-диабазы состоят наполовину из фемических минералов (авгита 4, амфиболов 40 и биотита 8%), наполовину из салических минералов (плагноклаза 42, кварца 2 и калиевого полевого шпата

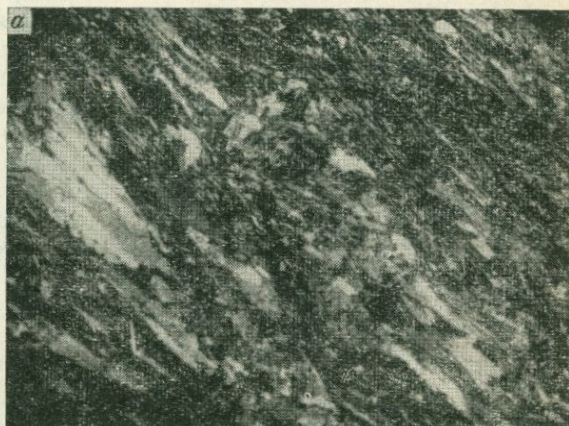
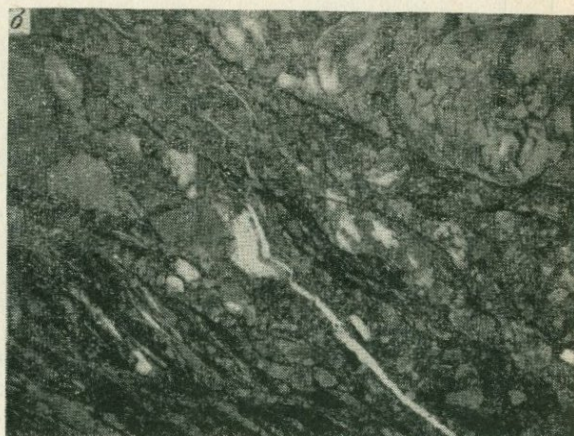


Рис. 34. Тектониты зеленосланцевой фации

а — рассланцованный габбро-диабаз (николь скрещены, увел. 30); б — переход от катаклазированного гнейса к тонкополосчатому милониту (николь один, увел. 8)



2%). Акцессорные минералы: апатит (до 2%), сфен, циркон и пирит. Структура габбро-диабазов призматически-зернистая, со слабо выраженным идиоморфизмом плагноклаза по отношению к темноцветным минералам, иногда порфировидная.

В результате наложенных тектонических деформаций габбро-диабазы превращены в кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы, среди которых залегают блоки слабо метаморфизованных

исходных пород. Рассланцованными обычно бывают или тонкие дайки, или краевые части более мощных даек.

Слабо метаморфизованные габбро-диабазы имеют катакластическую структуру. Идиоморфные таблитчатые выделения плагиоклаза в них раздроблены и пересечены тончайшими трещинками с хлоритом. Удлиненные кристаллики апатита расколоты, а их обломки смещены. Пластинки биотита деформированы по спайности и косо расположенным к ней плоскостям, огибают обломки плагиоклазов и замещены хлоритом. Из темноцветных минералов лучше других сохранилась бледноокрашенная роговая обманка, да и то в виде решетчатых реликтов среди карбоната, хлорита, кварца. Нередко наблюдаются выделения эпидота.

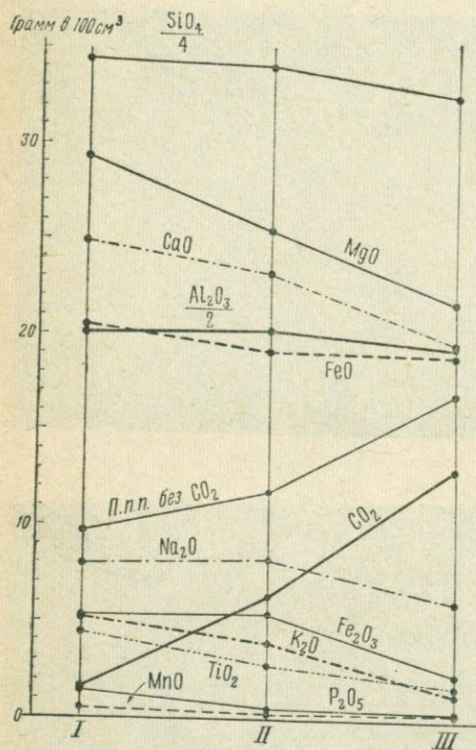


Рис. 35. Изменение химического состава габбро-диабазов при рассланцевании в пересчете по методу Н. И. Наковника

I — массивные, II — слабо рассланцованные габбро-диабазы, III — кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы

тит, а также магнетит — нацело разрушены. Тонкосланцеватая основная масса состоит из бледно-зеленого хлорита, роговикового кварца, альбита и карбоната, порфиробласты образованы эпидотом.

Сопоставление результатов химических анализов показывает, что метаморфизм габбро-диабазов сопровождался уменьшением их объемного веса и выносом в той или иной степени всех породообразующих окислов (табл. 4, рис. 35).

В кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатных сланцах по сравнению с габбро-диабазами резко увеличено содержание углекислоты

Химический состав (вес. %) кварцесодержащих биотит-роговообманковых габбро-диабазов (I), слабометаморфизованных габбро-диабазов (II) и кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатных сланцев (III)

Компоненты	I		II		III	
	Обр. 213	Обр. 203	Обр. 209	Обр. 210	Обр. 204	Обр. 205
SiO ₂	47,68	47,82	47,21	48,33	49,07	46,61
TiO ₂	1,34	1,72	1,22	0,75	0,66	0,59
Al ₂ O ₃	13,72	13,91	14,35	13,61	14,00	14,27
Fe ₂ O ₃	2,04	1,65	1,69	2,12	1,09	0,61
FeO	7,53	6,61	7,11	6,24	6,84	7,00
MnO	0,20	0,16	0,12	0,11	0,11	0,13
MgO	10,75	9,48	9,36	8,45	7,45	8,44
CaO	8,28	8,88	7,86	8,28	6,51	7,86
Na ₂ O	2,84	2,68	2,88	2,82	2,26	2,18
K ₂ O	1,20	2,38	1,31	1,45	0,39	0,53
H ₂ O	0,37	0,25	0,53	0,45	0,30	0,19
П. п. п. без CO ₂	4,03	3,75	4,19	4,02	5,80	6,61
CO ₂	—	—	1,83	2,61	4,64	4,88
P ₂ O ₅	0,46	0,54	0,27	0,14	0,15	0,16
Сумма	100,44	99,83	99,93	99,38	99,27	100,06

Примечание. Анализы выполнены Э. В. Паст в ВИМС.

(привнос CO₂ равен 71%) и гораздо больше (на 74,2%) потери при прокаливании (без CO₂). Единичные химические анализы на серу, фтор и бор показывают, что количества этих элементов в сумме не превышают 0,1%. Это значит, что главная часть потерь при прокаливании (без CO₂) приходится на долю связанной воды.

Наблюдения за ориентированными структурами кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатных сланцев указывают на имевшие место сдвиговые перемещения по широтному Перевальному разлому во время рассланцевания даек габбро-диабазов. Местами в сланцах видны мелкие складки волочения с вертикальными осями. Форма новообразований кварца в рассланцованных габбро-диабазов изометричная или несколько вытянутая. По данным микроструктурного анализа, они обладают отчетливой поясовой ориентировкой по типу R-тектонита, ось которого совпадает с осями мелких складок волочения. Удлиненные карбонатные зерна вытянуты параллельно сланцеватости, повторяя ее изгибы. Для них характерен один максимум оптических осей, перпендикулярный сланцеватости. Во вмещающих недеформированных гранитах кварцевые зерна не обнаруживают ориентированных структур (см. рис. 33).

Как известно, поясовая ориентировка кварца возникает вследствие вращательных движений зерен и имеет тектоническое происхождение (Лукин, 1960), а резкие S-тектониты карбонатных зерен

с одним максимумом оптических осей появляются в условиях высоких сжимающих усилий (Розанов, 1962).

Таким образом, результаты петрографического изучения и химических анализов позволяют говорить об участии воды и углекислоты в метаморфизме гнейсов и габбро-диабазов, а микроструктурные исследования свидетельствуют о том, что метаморфизм происходил на фоне тектонических перемещений по разломам.

Влиянием углекислых водных растворов, по-видимому, объясняется и тот факт, что в зонах разломов наблюдается рассланцевание габбро-диабазов, а не вмещающих гранитов, хотя последние характеризуются большей механической прочностью. По данным Б. П. Беликова (1961), основные изверженные породы по своим упругим свойствам, как правило, превосходят гранитоидные породы. Выполненные в лаборатории ИГЕМ АН СССР измерения скорости распространения упругих волн в образцах габбро-диабазов и порфиroidных биотитовых гранитов подтвердили это общее правило.

И тем не менее рассланцованными оказываются именно габбро-диабазы, что, очевидно, обусловлено более интенсивным взаимодействием с ними содержащих углекислоту водных растворов, активной ролью этих растворов уже в самом начале деформации горных пород.

По структуре, минеральному и химическому составам кварц-альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы сходны с регионально метаморфизованными породами фации зеленых сланцев. Согласно Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1961), последняя занимает промежуточное положение между цеолитовой и альмандин-амфиболитовой фациями и в свою очередь подразделяется на три субфации: кварц-альбит-мусковит-хлоритовую, кварц-альбит-эпидот-биотитовую, кварц-альбит-эпидот-альмандиновую. Продукты метаморфизма габбро-диабазов принадлежат к кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации. К этой же субфации по минеральному составу можно отнести и милониты, образовавшиеся за счет гнейсов и гранитов.

Так, в Главном Олонойском разломе западнее ж.-д. ст. Яурин наблюдается серия милонитовых зон, которые протягиваются в северо-восточном направлении и косо пересекают инъекционный контакт нижнепалеозойских плагиогранитов с протерозойскими биотитовыми гнейсами. В области контакта можно видеть сложное чередование тех и других пород, причем плагиограниты залегают согласно со сланцеватостью и цементируют будинированные прослои гнейсов более меланократового состава (рис. 36). О древнем заложении Главного Олонойского разлома свидетельствует приуроченность к нему многочисленных даек аплитовидных гранитов палеозойского возраста. Как правило, эти дайки рассекают гнейсы независимо от сланцеватости и часто имеют сложную ветвящуюся форму. Контакты аплитовидных гранитов с гнейсами резкие прямолинейные или угловатые крепко припаянные, с тонкими коленчатыми апофизами. Следовательно, во время внедрения даек гнейсы, реагировали на деформации почти как изотропная среда.

В противоположность дайкам зоны милонитов и катаклизитов залегают большей частью согласно со сланцеватостью гнейсов. Они отчетливо пересекают дайки аплитовидных гранитов и сопровождаются регрессивным метаморфизмом гнейсов и плагиогранитов.

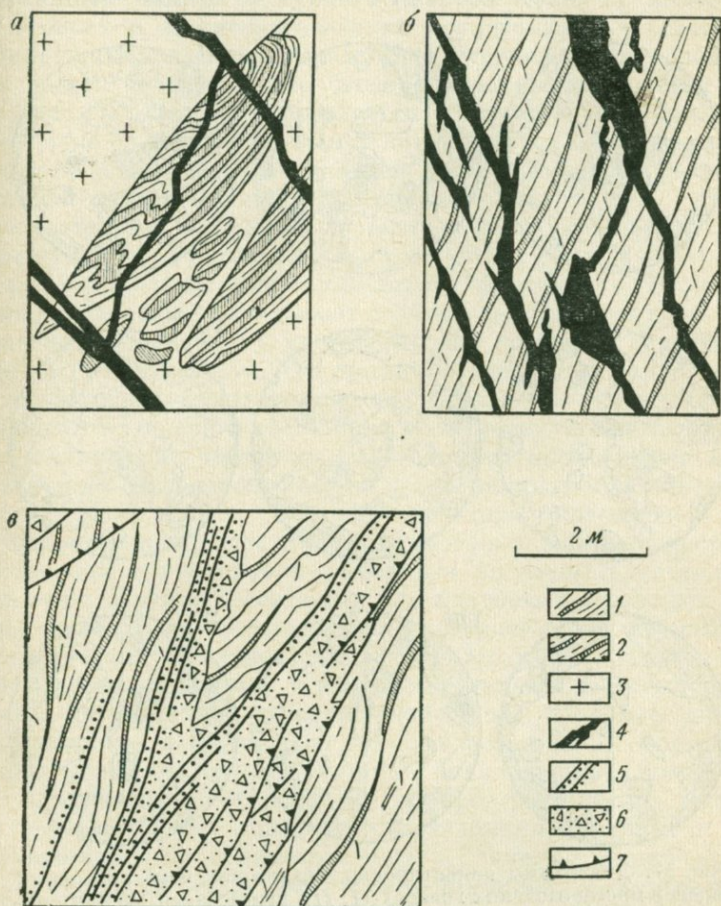


Рис. 36. Детали внутреннего строения Главного Олонойского разлома (в разрезе) а — будинированные меланократовые гнейсы среди плагиогранитов; б — дайки аплитовидных гранитов в гнейсах; в — зона милонитов и катаклизитов в гнейсах 1 — биотитовые гнейсы; 2 — меланократовые биотитовые гнейсы; 3 — плагиограниты; 4 — аплитовидные граниты; 5 — милониты; 6 — катаклизиты; 7 — тектонические трещины

Мощность зон катаклизитов и милонитов меняется от 1 до 20 м. Местами в гнейсах на плоскостях тектонических трещин наблюдаются линзовидные скопления тонкоперетертого материала. Милониты обычно залегают в краевых частях мощных дизъюнктивов. К милонитам примыкают катаклизированные гнейсы. Они нередко распадаются на уплощенные или ромбовидные обломки, ориентированные

параллельно плоскостям скольжения. Эти обломки в свою очередь имеют микробрекчиевое строение. При тектонических деформациях гнейсов биотит был замещен хлоритом и лейкоксоном, плагиоклаз № 30—32 — альбитом. В процессе альбитизации выделились эпидот и серицит. Одновременно произошло некоторое перераспреде-

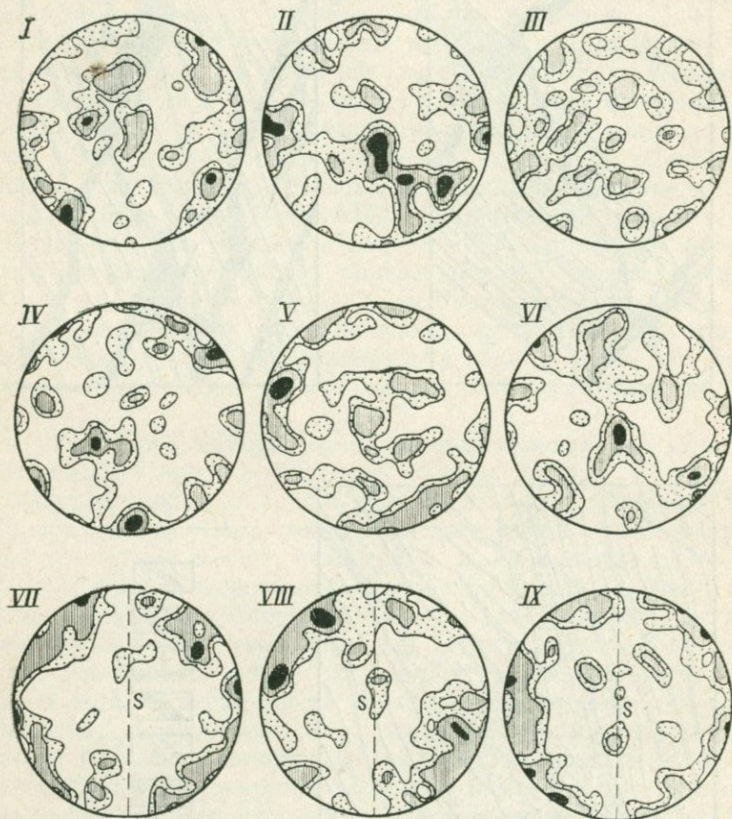


Рис. 37. Диаграммы ориентировки оптических осей кварцевых зерен в протерозойских гнейсах (I, II), нижнепалеозойских гранитоидах (III, IV), дайках аплитовидных гранитов (V, VI) и в мезозойских зонах милонитов и катаклизмов (VII—IX). S — плоскость дизъюнктивна, плотность 1—2—4%

ние вещества с образованием эпидот- и кварц-хлоритовых, серицитовых, изредка карбонатных прожилков. В шлифах можно видеть все переходы от неизмененных биотитовых гнейсов через катаклизмы до струйчатых милонитов, в которых наблюдается устойчивая ассоциация кварца с альбитом, хлоритом, серицитом, эпидотом, лейкоксоном (см. рис. 34, б).

Сопоставление химических анализов гнейсов и продуктов их

метаморфизма показало, что в процессе милонитизации гнейсов несколько уменьшилось содержание SiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и соответственно возросло количество Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , TiO_2 , а также летучих компонентов — связанной воды и углекислоты.

По данным микроструктурного анализа вдали от милонитовых зон в гнейсах и нижнепалеозойских гранитоидах кварцевые зерна не обнаруживают определенной ориентировки и на диаграммах можно увидеть большое число беспорядочно расположенных максимумов (рис. 37); это же наблюдается в аплитовидных гранитах.

В отличие от этих пород в милонитах и катаклазитах выходы оптических осей кварца располагаются на периферии большого круга проекций в виде отчетливого R-тектонита.

Следовательно, метаморфизм пород в зонах мезозойских разломов совершался в условиях, резко отличных от тех, в которых происходило становление кристаллического фундамента. Нижнепалеозойские гранитоиды принадлежат к абиссальной фации глубинности, а заключенные среди них протерозойские гнейсы — к амфиболитовой фации метаморфизма. Отсутствие в гнейсах и нижнепалеозойских гранитоидах ориентировки кварцевых зерен указывает на формирование этих пород в обстановке всестороннего сжатия. Мезозойские тектонические движения по разломам сопровождалась массовым хрупким дроблением пород и регрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Для них характерно интенсивное воздействие одностороннего сжатия, возникновение закономерностей пространственной ориентировки минералов по типу S-тектонита для карбонатных зерен и R-тектонита для кварцевых зерен. Эти данные хорошо согласуются с геологической историей Малого Хингана, где кристаллический фундамент после байкальской складчатости подвергся глубокому размыву и в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации испытал энергичные блоковые движения.

Большинство известных на сегодня мезозойских гидротермальных месторождений Малого Хингана локализуется в меловых вулканотектонических постройках. Их пространственное положение и внутреннее строение определяется разломами фундамента. В Хингано-Олонойском вулканическом поле к Главному Олонойскому разлому приурочены интрузивы гранит-порфиров, с которыми ассоциируется сульфидно-касситеритовое оруденение. В этой связи зоны милонитов и катаклазитов зеленосланцевой фации можно рассматривать как продолжение рудоносных тектонических структур вулканического комплекса в кристаллическом основании. Сведения о проявлении рудной минерализации в самих разломах фундамента еще очень ограничены. Напомним, что в Перевальном разломе вдоль расланцованных контактов габбро-диабазовых даек залегают кварцевые жилы, содержащие видимое золото. Именно эти расланцованные дайки были описаны выше. Такие же дайки, претерпевшие регрессивный метаморфизм, установлены и в Солокачинско-Канхойском разломе, на северо-западном фланге которого находится Солокачинское сурьмяное месторождение.

**ОМОЛОЖЕННЫЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РАЗЛОМЫ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА**

В центральной части Алданского щита древние разрывные нарушения впервые были описаны Д. С. Коржинским (1936). Некоторые сведения об их строении приведены в работах В. А. Галюка, Б. М. Шмакина (1961), Г. Ф. Боголюбовой, А. Н. Боголюбова (1962), Е. П. Максимова, А. Н. Угрюмова (1966), А. Р. Энтина (1966), Р. И. Гришкяна (1970). Автором в разломах фундамента были обна-

Таблица 5

**Основные этапы развития разломов фундамента
в Центральном-Алданском районе**

	Этапы	Абсолютный возраст, млн. лет
I	Образование зон изоклинальных складок глыбовых мигматитов и будинажа с гранитным цементом	2050 ± 50 по биотиту из аляскинского гранита, цементирующего будины
II	Внедрение даек микродиоритов	2050 ± 50, 1940 ± 50 по валовым пробам
III	Образование бластомилонитов альмандин-амфиболитовой фации	1970 ± 45 по роговой обманке, 1730 ± 30 по микроклинну
IV	Внедрение диабазовых даек	1880 ± 60, 1790 ± 50 по валовым пробам
V	Образование эпидот-хлоритовых диафторитов	
VI	Внедрение даек щелочноземельного — щелочного состава	166 ± 6, 163 ± 6 — эгирин-авгитовый сиенит-порфир, 148 ± 6 — вогезит, 145 ± 6 — роговообманковый сиенит-диорит-порфир, 143 ± 6 — сельсбергит, 140 ± 5 — бостонит, 135 ± 5 — эгириновый сиенит-порфир (валовые пробы)
VII	Образование низкотемпературных кварц-ортоклазовых метасоматитов и кварц-баритовых жил	152 ± 6, 151 ± 6, 150 ± 6, 142 ± 5 по ортоклазу
VIII	Образование послеминерализованных зон дробления и трещиноватости ⁵	

Примечание: Определения выполнены в Лаборатории абсолютного возраста геологических формаций ИГЕМ АН СССР. Расчет возраста производился по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г.

ружены явления полиметаморфизма и разграничены два этапа развития: древний, предположительно позднеархейский, когда были образованы blastsmilonites альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма, и молодой, мезозойский, когда происходили катаклизмы и гидротермальные преобразования вмещающих пород (Казанский, 1965).

В дальнейшем было установлено наложение зон blastsmilonites на дайки метаморфизованных жильных пород среднего состава и в отдельных случаях на еще более древние зоны гранитных инъекций и будинажа. Дополнительные данные были собраны и относительно более молодых тектонических движений по разломам.

В итоге было доказано, что рудоносные разломы возникли во время становления кристаллического фундамента и неоднократно подновлялись в дальнейшем, особенно в ходе мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита (табл. 5). Судя по геологическим и геохронометрическим данным, I—III этапы соответствуют периоду окончательной консолидации Алданского щита на границе нижнего и среднего протерозоя, IV—V — эпохе платформенного развития, VI—VII — тектономагматической активизации и VIII — неотектоническим движениям.

С нижнепротерозойскими разломами связаны флогопитовые месторождения и высокотемпературные щелочные метасоматиты с акцессорной редкометальной минерализацией. Омоложенные нижнепротерозойские разломы контролируют пространственное распределение низкотемпературных золотоносных кварц-ортоклазовых метасоматитов.

Нижнепротерозойские разломы

Геологические наблюдения позволяют выделить в кристаллическом фундаменте древние дизъюнктивные зоны трех типов: системы узких напряженных складок ультраметаморфических пород, насыщенные гранитным материалом в виде тeneвых, глыбовых мигматитов и цемента будинированных кристаллических сланцев; свиты даек среднего состава и, наконец, blastsmilonites швы. Зоны первого типа занимают промежуточное положение между складчатыми и разрывными нарушениями. Появление в ультраметаморфическом комплексе трещинных структур фиксируется своеобразной дайковой серией микродиоритов-метадiorитов. Зоны blastsmilonites альмандин-амфиболитовой фации отражают наиболее поздний этап становления фундамента, когда он уже превратился в жесткую глыбу. Они представляют собой дизъюнктивные нарушения особого рода, образованные на больших глубинах в результате пластического течения вещества в твердом состоянии.

Калий-аргоновый метод дает для гранитов из зон будинажа, микродиоритов и blastsmilonites близкие значения абсолютного возраста (1,8—2 млрд. лет), хотя геологические данные свидетельствуют об их разновременности. Не исключено, что упомянутые

зоны изоклинальных складок возникли задолго до blastsмилонитов. Но этот вопрос нуждается в специальных исследованиях.

Нижнепротерозойские разломы в целом подчиняются простира-нию региональных складчатых структур ультраметаморфического комплекса пород. Характерным представителем древнейших текто-

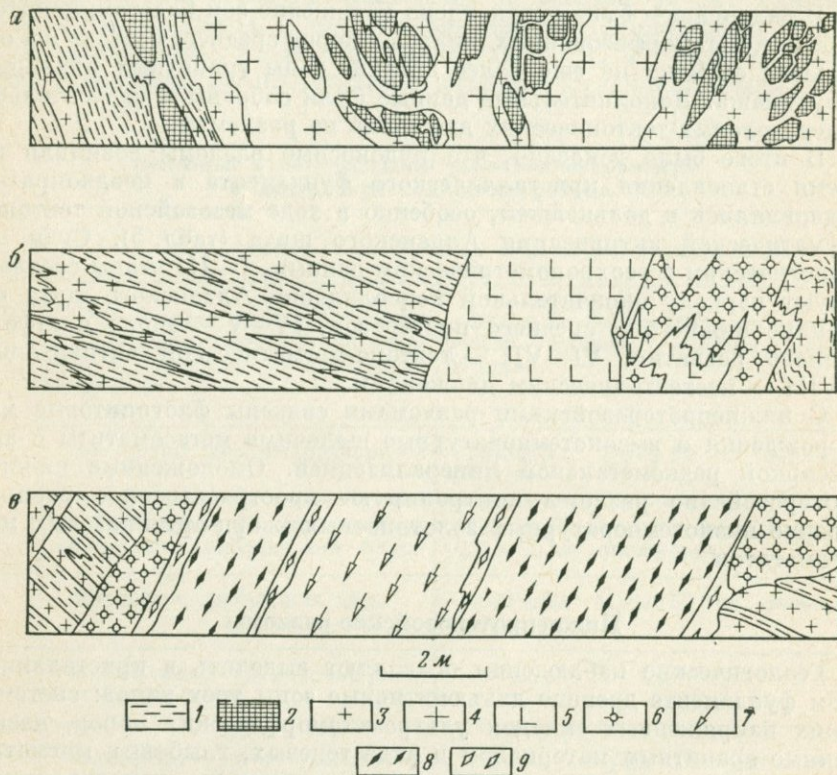


Рис. 38. Строение нижнепротерозойских разломов в разрезе

a — зона будинака с гранитным цементом; *б* — дайка микродиоритов; *в* — зона blastsмило-нитов

1 — гнейсы; 2 — пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 3 — граниты и плаггиограниты; 4 — аляскитовые граниты; 5 — микродиориты; 6 — кварц-полевошпатовые породы; 7—9 — blastsмилониты и blastsкатаклазиты: по гнейсам и гранитам (7), по микродиоритам (8), по кварц-полевошпатовым породам (9)

нических зон является Идисекский, или Скальный, разлом, детально изученный А. Г. Лихомановым (1970) в сечении по р. Алдан. Здесь он представлен широкой (до 5 км) полосой тесноскатых складок, сложенных гранитизированными гнейсами и кристаллическими сланцами. Осевые плоскости складок крутые, оси их почти вертикальные, форма складок становится все более сложной по мере насыщения гранитным материалом. Местами основные кристаллические сланцы разорваны и превращены в будины (рис. 38). Будины располагаются

в гранитном материале полосами шириной до 5 м, согласными с общим простираем метаморфических пород, как в гранитах, так и в полосчатых мигматитах. Будины есть и на контактах гранитных тел. Но во вмещающих плаггиогнейсах и кристаллических сланцах, там, где они не гранитизированы, будины отсутствуют.

Форма будин, как правило, удлинённая с плавными ограничениями — линзовидная, каплевидная, чечевицеобразная, реже клиновидная или угловатая. Размеры по длинной оси обычно 0,2—1 м, изредка достигает 2—3 м. Отдельные мелкие будины плавно огибают более крупные будины, веерообразно расходятся, повторяют изгибы полосчатости тёмных мигматитов.

Будины пересечены многочисленными тонкими (0,5—5 см) гранитными жилками, соединяющимися с основной цементирующей массой. Они расчленяют будины на остроугольные обломки, иногда несколько смещённые относительно друг друга.

Чаще всего будины сложены массивными меланократовыми пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, значительно реже — биотитсодержащими разностями сланцев. Контакты будин с гранитами резкие, чёткие, плотно прилегающие. С пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, как правило, соприкасаются серые плаггиограниты. Они же слагают секущие жилки. С удалением от будин и вмещающих плаггиогнейсов граниты приобретают розовую окраску и постепенно переходят в аляскитовую разновидность. Текстуры тех и других гранитов массивные или грубополосчатые. Иногда полосчатые граниты, содержащие остатки плаггиогнейсов, огибают будины пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Местами в гранитах встречаются кварц-полевошпатовые обособления пегматоидного типа.

Серые плаггиограниты содержат около 50% олигоклаза № 25 — 29, 25—35% кварца, 10% биотита, небольшие количества роговой обманки, магнетита, апатита, циркона и до 10—15% калиевого полевого шпата, образующего многочисленные антипертитовые вставки в плаггиоклазе. Структура плаггиогранитов гетеробластическая, размеры зерен колеблются от 0,1 до 3 мм.

Переход к розовым аляскитовым гранитам выражается в относительном уменьшении количества тёмноцветных минералов и в увеличении содержания калиевого полевого шпата до 30—40%. Последний представлен достаточно крупными (2—5 мм) выделениями микроклин-пертита.

Изменения минерального состава гранитов на контакте с пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и плаггиогнейсами хорошо согласуются с результатами химических анализов этих пород (табл. 6, 7). Так, розовый аляскитовый гранит (обр. ВХ-50) характеризуется весьма высоким содержанием щелочей и преобладанием K_2O (6,55%) над Na_2O (3,13%). По сравнению с аляскитовыми гранитами серые плаггиограниты (обр. ВХ-52) обогащены MgO (0,98 против 0,46%), CaO (3,21 против 1,38%), Na_2O (4,02 против 3,13%), TiO_2 (0,32 против 0,18%), обеднены K_2O (2,02 против 6,55%), причем

Химический состав пород из зон ии

Номер образца	Порода							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
VX-51	Пироксен-амфиболовый кристаллический сланец . . .	47,52	1,40	14,00	4,53	8,12	0,25	7,00
VX-52	Плагиогранит	71,55	0,32	14,30	0,46	2,18	0,02	0,98
VX-50	Аляскитовый гранит	71,96	0,18	14,32	0,42	1,12	0,02	0,46
VX-61	Кварцевый метадiorит . . .	56,42	1,55	15,04	3,19	4,71	0,06	2,70
VX-30	Кварцевый микродиорит . .	56,52	1,75	15,25	3,87	3,90	0,05	2,50
VX-52	Кварцевый метадiorит . . .	56,90	1,50	16,30	2,79	4,76	0,06	4,10
VX-15	Биотит-амфиболовый бластомилонит	53,38	2,72	15,23	4,53	4,87	0,08	2,28
VX-58	То же	54,24	1,78	16,08	3,50	6,22	0,10	2,75
VX-60	Биотит-амфиболовый бластокатаклазит	55,10	1,72	16,46	2,46	5,96	0,11	2,60
М	Милонит серый	56,40	1,89	16,20	3,37	3,95	0,12	2,18
VX-53	Биотит-амфиболовый бластомилонит	56,44	3,10	14,15	5,14	6,17	0,13	2,08
VX-12	То же	57,76	2,40	14,86	3,67	4,47	0,09	2,50
VX-63	Биотитовый бластомилонит	58,70	1,23	17,21	2,94	4,91	0,07	1,90
VX-55	Кварц-биотит-амфиболовый бластокатаклазит	60,86	1,40	13,92	3,85	4,02	0,09	1,66
VX-13	Красно-серый бластомилонит	61,52	1,59	14,85	2,67	3,28	0,05	1,88
VX-16	Амфиболовый бластомилонит	64,44	0,62	15,21	2,11	3,10	0,07	2,38
VX-31	То же	65,56	0,45	14,12	1,28	2,27	0,06	1,75
VX-36	Кварц-полевошпатовый бластокатаклазит	68,64	0,35	13,75	1,50	1,44	0,07	1,00
VX-1	То же	70,13	0,35	12,68	1,62	1,07	Сл.	0,58
VX-56	Кварц-полевошпатовый бластомилонит	71,42	0,24	14,08	1,65	1,19	0,07	0,60
Г	Мясо-красный гранит-пегматит	73,06	Следы	14,42	0,33	—	Сл.	0,09
VX-14	Кварц-полевошпатовый гранулит	74,78	0,16	12,65	0,75	0,88	0,02	0,18

Примечание. Анализы VX-51, 52, 50, 53, 55 выполнены В. А. Сычковой, VX-Д. Н. Князевой в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, анализы ствованы из работ В. А. Галука, Б. М. Шмакина (1961).

жнепротерозойских разломов (вес. %)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	F	Cl ₂	ZrO ₂	П. п. п.	P ₂ O ₅	BaO	Сумма
11,86	3,15	0,99	0,10	0,72	0,30	—	0,20	—	—	—	0,15	—	100,22
3,21	4,02	2,02	0,11	0,63	0,26	—	He обн.	—	—	—	0,12	—	100,18
1,38	3,13	6,55	0,07	0,38	0,28	—	He обн.	—	—	—	0,07	—	100,37
4,94	3,45	4,65	0,11	0,59	1,46	0,52	—	—	—	—	0,80	—	99,93
4,62	4,00	4,35	—	—	0,44	0,45	0,32	—	—	1,72	0,68	0,34	100,39
5,11	4,25	3,03	0,23	0,59	He обн.	0,03	—	—	—	—	0,75	—	100,39
5,80	3,94	3,22	0,08	0,74	0,10	0,22	0,30	—	—	0,98	1,06	0,20	99,50
5,50	3,84	3,90	0,30	0,27	0,17	0,35	—	—	—	—	1,00	—	99,83
5,55	3,80	3,84	0,28	0,40	0,33	0,20	—	—	—	—	1,00	—	99,71
5,94	2,42	5,75	0,14	0,23	—	—	—	—	—	0,59	—	—	99,58
4,29	3,73	3,16	—	0,81	0,60	He обн.	0,26	—	—	—	0,90	—	100,04
4,88	3,86	3,71	0,09	0,86	0,21	0,08	0,10	—	—	—	0,81	—	100,27
4,26	3,84	3,55	0,18	0,47	0,18	0,12	—	—	—	—	0,60	—	99,50
3,96	3,49	3,70	0,05	0,88	0,30	—	0,18	0,13	0,49	—	0,90	—	99,74
3,60	3,55	4,51	0,24	0,59	0,44	0,06	0,20	—	—	—	0,56	—	99,48
5,22	4,24	2,06	0,09	0,44	0,00	0,05	0,10	—	—	—	0,11	—	100,18
3,30	4,00	4,35	—	—	1,12	0,60	0,12	—	—	1,46	0,23	0,16	100,48
2,31	2,80	6,20	—	—	0,91	0,48	0,10	—	—	1,34	0,15	0,26	101,02
0,21	1,72	8,72	0,18	0,50	1,20	1,06	0,01	—	—	—	0,07	—	99,56
1,71	4,92	2,92	0,07	—	0,31	Следы	0,05	—	—	—	0,12	—	99,42
1,05	2,00	8,33	0,06	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	99,68
0,86	3,28	4,82	0,10	0,40	0,08	0,04	0,10	—	—	0,27	0,00	0,10	99,41

61, 62, 58, 60, 63—Э. Ф. Калашниковой, ВХ-15, 12, 13, 16, 14—А. П. Царевой, ВХ-56—ВХ-30, 31, 36, 1—Р. А. Цвет в химической лаборатории САИГИМС, анализы М, Г заим-

Числовые характеристики пород из зон нижнепротерозойских разломов по А. Н. Заварицкому

Номер образца	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$a : c$
BX-51	8,4	5,1	32,6	53,9	—	35,7	36,1	28,2	82,3	11,5	2,2	—14,1	1,6
BX-52	11,6	3,6	4,1	80,7	—	59,7	35,5	4,8	75,6	9,7	0,3	34,6	3,2
BX-50	15,9	1,3	2,4	80,4	—	56,9	29,9	13,2	41,8	16,4	0,25	27,4	12,2
BX-61	14,7	2,9	15,2	67,2	—	48,4	30,7	20,9	52,8	17,95	2,1	2,1	5,1
BX-30	15,6	2,3	14,9	67,2	—	48,1	29,0	22,9	58,3	22,4	2,3	0,9	6,8
BX-62	13,8	4,1	16,0	66,1	—	43,2	43,4	13,4	68,2	14,5	2,0	0,5	3,4
BX-15	14,0	1,8	18,5	65,7	—	48,1	21,9	30,0	65,0	21,5	3,7	1,6	7,8
BX-58	14,5	3,8	16,9	64,8	—	54,1	28,1	17,8	60,0	18,2	2,5	—3,2	3,8
BX-60	14,3	4,2	15,3	66,2	—	52,3	29,8	17,9	60,0	14,2	2,2	—0,4	3,4
М	14,1	4,1	14,3	67,5	—	50,5	26,4	23,1	38,8	23,1	2,5	2,7	3,4
BX-53*	12,9	2,5	17,0	67,6	—	62,0	21,2	16,8	64,2	26,5	4,0	6,9	5,2
BX-12	13,7	3,1	15,7	65,5	—	56,5	27,0	16,5	60,8	35,6	3,0	5,5	4,4
BX-63	14,0	4,4	11,6	70,0	—	63,8	28,6	7,6	62,3	21,9	1,5	7,6	3,2
BX-55	13,2	2,8	12,2	71,8	—	59,7	23,3	17,0	59,0	27,3	1,7	14,4	4,7
BX-13	14,5	2,8	10,5	72,2	—	53,0	31,1	15,9	54,3	21,8	1,9	12,6	5,2
BX-16	12,1	4,0	10,9	73,0	—	43,2	36,4	20,4	76,0	16,1	0,74	17,8	3,0
BX-31	15,1	1,8	8,7	74,4	—	38,3	34,4	27,3	58,3	12,5	0,5	16,8	8,4
BX-36	15,1	1,6	5,5	77,8	—	48,1	30,9	21,0	40,5	22,2	0,3	23,8	9,4
BX-1	16,3	0,3	3,6	79,8	5,7	67,9	26,4	—	23,0	37,8	0,3	26,7	54,3
BX-56	14,7	1,9	3,7	79,7	—	69,7	26,8	3,5	71,8	37,5	2,5	28,1	7,7
Г	16,1	1,3	0,9	81,7	30,8	46,0	23,2	—	26,7	38,5	0,1	29,9	12,4
BX-44	13,8	1,0	2,5	82,7	29,0	57,8	13,2	—	51,0	23,6	0,17	36,8	13,7

Na_2O в них резко преобладает над K_2O . Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы по валовому химическому составу (обр. ВХ-51) близки к оливиновому габбро, а плаггиогнейсы — к габбро-диоритам. Учитывая все сказанное, можно полагать, что серые пла-

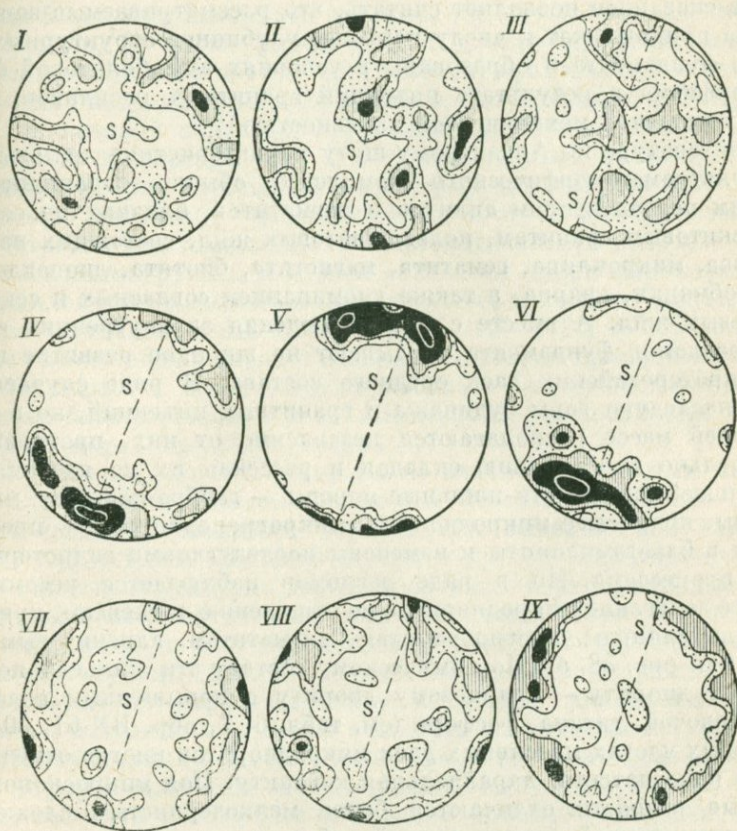


Рис. 39. Ориентировка оптических осей кварцевых зерен в вертикальном сечении, перпендикулярном линии простирания разлома: I — в аляскитовом граните и II — плаггиограните из зоны будинажа, III — кварцевом микродиорите; IV—VI — в бластомилонитах; VII—IX — в мезозойских тектонических швах. S — плоскость разлома. Плотность 1—2—4—8%

гиограниты образованы в результате реакционного взаимодействия аляскитовой гранитной магмы с основными кристаллическими сланцами и плаггиогнейсами.

Появление мелких складок в экзоконтактах тел аляскитовых гранитов, цементация гранитами остроугольных обломков будин свидетельствуют об энергичном активном механическом воздействии гранитного расплава на вмещающие породы. Это воздействие имело

место до окончательной кристаллизации расплава, что подтверждается наличием массивных текстур, равномернозернистыми структурами гранитов и, наконец, отсутствием закономерной ориентировки кварцевых зерен в образцах, отобранных из гранитов в центральной части интрузивного тела и на контакте с будинами (рис. 39, I, II).

Все сказанное позволяет считать, что рассматриваемые зоны будинажа принадлежат к числу наиболее глубоких структурных элементов фундамента и образованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма в результате инъекций гранитных расплавов, обладавших большой механической активностью.

В литературе по Алданскому щиту характеристика жильных пород ультраметаморфического комплекса обычно ограничивается кратким перечислением аплитов и пегматитов, близких по составу к аляскитовым гранитам, полевошпатовых жил, состоящих из плагиоклаза, микроклина, гематита, магнетита, биотита, диопсида, роговой обманки, кварца, а также упоминанием согласных и секущих кварцевых жил. А вместе с тем наблюдения за внутренним строением разломов фундамента указывают на широкое развитие в них нижнепротерозойских даек среднего состава. В ряде случаев эти дайки наследуют зоны будинажа и гранитных инъекций, но в главной своей массе располагаются независимо от них, протягиваясь параллельно простиранию складок и рассекая их по падению.

Большой частью эти жильные породы — габбро-диориты, микродиориты, кварцевые микродиориты, микрогранодиориты — образованы в blastsомилониты и изменены последующими гидротермальными процессами. Но в ряде разломов наблюдается несомненно секущее залегание микродиоритов по отношению к гнейсам, кристаллическим сланцам, плагиогранитам, мигматитам, аляскитовым гранитам (см. рис. 38, б). По химическому составу эти жильные породы отвечают диориту — кварцевому диориту с повышенным содержанием щелочей, титана, фосфора (см. табл. 6, 7, обр. ВХ-61, 30, 52). В краевых частях массивных даек микродиоритов иногда отмечается тонкая полосчатость, параллельная контакту. Под микроскопом полосчатые разности отличаются более мелкозернистым сложением и довольно четкой ориентировкой таблитчатых зерен плагиоклаза, т. е. обнаруживают признаки течения кристаллизующей массы. Как и в гранитах, кварцевые зерна в микродиоритах не имеют закономерной ориентировки и на микроструктурных диаграммах наблюдается большее число прихотливо расположенных максимумов (см. рис. 39, III).

Жильные породы среднего состава с гипидиоморфнозернистой структурой — большая редкость. Чаще всего они обладают гранобластовой структурой и представлены метадiorитами.

Превращение габбро-диоритов и микродиоритов в метадiorиты сопровождается появлением blastокатакластических структур. При этом вкрапленники плагиоклаза утрачивают идиоморфные очертания, клиноспироксен замещается роговой обманкой, ильменит — сфеном, породы приобретают сланцеватое сложение и в них по-

являются кварц-полевошпатовые новообразования. Вдоль расщепленных контактов метадiorитов возникают мощные оторочки кварц-полевошпатовых пород, характерные для следующего этапа развития нижнепротерозойских разломов — образования бластомилонитов альмандин-амфиболитовой фации (см. рис. 38, в).

Зоны бластомилонитов, как правило, наследуют направление даек метадiorитов, не имеют резких границ с окружающими гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, гранитами и в поперечном сечении подразделяются на три подзоны: внешнюю, или переходную, для которой характерны разобщенные кварц-полевошпатовые обособления и зародышевые бластокатаклазиты, промежуточную, сложенную кварц-полевошпатовыми породами, и внутреннюю, представленную собственно бластомилонитами и бластокатаклазитами.

Собственно бластомилониты и бластокатаклазиты подразделяются на две основные группы. К первой относятся кварц-полевошпатовые бластомилониты и бластокатаклазиты, содержащие подчиненное количество темноцветных минералов (5—10—20%) и образованные за счет гранитоидных пород и гнейсов. Ко второй принадлежат более мелкозернистые и более темноокрашенные биотит-амфибол-полевошпатовые бластомилониты и бластокатаклазиты, возникшие за счет дайковых пород среднего состава.

В противоположность регионально метаморфизованным породам и метадiorитам в бластомилонитах и бластокатаклазитах наблюдаются следы интенсивного перемещения вещества под влиянием сжимающих усилий. Они запечатлены в крутой сланцеватости, волнисто-очковых структурах деформированных горных пород и в резкой ориентировке оптических осей кварцевых зерен. Вместе с тем бластомилониты и бластокатаклазиты обладают порфиробластическими структурами (рис. 40). В их основной мелкозернистой ткани присутствуют порфиробластические выделения микроклин-пертита, олигоклаз-андезина и роговой обманки, которые имеют овальную, линзовидную, каплевидную, реже правильную кристаллографическую форму и вытянуты вдоль сланцеватости. Одни из них раздроблены, изогнуты и обладают мозаично-волнистым угасанием, другие не обнаруживают признаков деформаций. Вкрапленники обтекаются основной тканью, состоящей из калиевого полевого шпата, олигоклаза, биотита, а также роговой обманки, сфена, магнетита. Иногда в тенях давления крупных зерен олигоклаз-андезина концентрируются роговая обманка, биотит, магнетит, около зерен роговой обманки — биотит, магнетит, сфен, апатит и др. Все это указывает на рост, перекристаллизацию и деформацию минералов в процессе тектонических движений по разломам.

Судя по опубликованным в работе Н. Г. Судовикова и др. (1962₂) анализам, валовый химический состав регионально-метаморфизованных пород Центрально-Алданского района колеблется в очень широких пределах. Амфибол-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы и диопсид-амфиболовые гнейсы, столь характерные для федоровской свиты, по своим числовым характеристикам соответствуют

габброидным и еще более основным породам. Гиперстенновые гранулиты и гнейсы, гиперстен-биотитовые, биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы попадают в группу гранодиорита — гранита. За исключением силлиманит-биотит-полевошпатовых кристаллических сланцев,

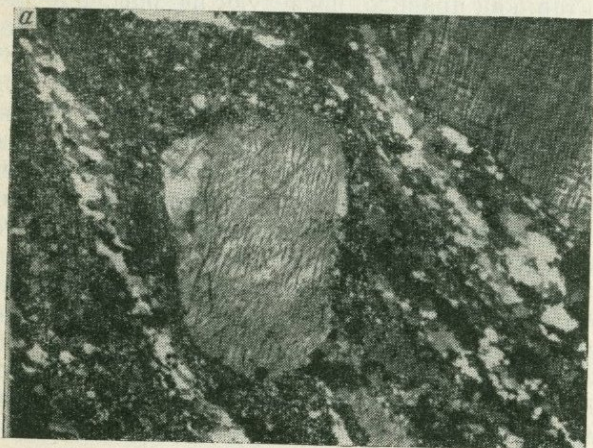


Рис. 40. Блестомилониты альмандин-амфиболитовой фации

a — порфиробласт микроклин-пертита в струйчатой кварц-полевошпатовой ткани (николи скрещены); *b* — линзовидные сростки роговой обманки в кварц-полевошпатовой ткани с крупным порфиробластом олигоклаз-андезита (николь один, увел. 20)



сильно пересыщенных глиноземом и щелочами, составы всех остальных пород примерно соответствуют составам изверженных пород нормального ряда по Р. Дэли.

В отличие от регионально-метаморфизованных пород химический состав блестомилонитов и блестокатаклазитов меняется от диорита до аляскитового гранита (см. табл. 6, 7; рис. 41). На плоскости «*ab*» диаграммы А. Н. Заварицкого фигуративные точки серых разновидностей

Очень важной особенностью серых бластомилонитов, образовавшихся за счет метадiorитов, является высокое содержание TiO_2 . Оно достигает 2—3%, превышая количество двуокиси титана и в регионально метаморфизованных породах (до 1,40%), и в аляскитовых гранитах (до 0,41%). То же самое относится к P_2O_5 .

Еще в первой своей работе по петрологии архейского комплекса Алданского щита Д. С. Коржинский (1936) отметил, что полосчатость кристаллических сланцев отражает слоистость и что неизменная изометричность зерен амфибола и других минералов (за исключением биотита и силлиманита) свидетельствует о метаморфизме пород в условиях давления, близкого к гидростатическому.

Действительно, микроструктурные исследования показывают, что в гнейсах, гранито-гнейсах и гранитах кварцевые зерна не обнаруживают какой-либо ориентировки, и на диаграммах наблюдается большое число беспорядочно расположенных максимумов подобно гнейсам и нижнепалеозойским гранитоидам Малого Хингана.

В то же время для бластомилонитов характерна резкая ориентировка оптических осей кварцевых зерен в виде четкого овала, центр которого обычно совпадает с линией падения. Внутри овала обособляется несколько частных максимумов, наклоненных к линии падения под углом до 45° (см. рис. 39, IV—VI). Согласно геологическим и экспериментальным данным, трансляция в кварцевых зернах осуществляется в плоскости призмы параллельно оптической оси (Лукин и др., 1965; Turner, Weiss, 1963). На этом основании петроструктурные диаграммы бластомилонитов можно интерпретировать как свидетельство перемещения материала в направлении, близком к линии падения разлома.

Сообщество высокоглиноземистой роговой обманки, олигоклазандезина, микроклин-пертита, биотита, сфена, кварца указывает на формирование бластомилонитов и бластокатаклазитов в условиях альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма, которая, по данным У. Файва и др. (1962), ограничена интервалом температур $550—750^\circ$ и давлений 4000—8000 бар.

Нижнепротерозойские разломы, флогопитовые месторождения и высокотемпературные щелочные метасоматиты

Согласно исследованиям Д. С. Коржинского (1953) и М. А. Лицарева (1961), флогопитовые месторождения Алданского щита представляют собой контактово-реакционные образования типа магнезиальных скарнов и возникли в результате метасоматического взаимодействия доломитов с алюмосиликатными породами в условиях ультраабиссальной фации глубинности. В Центрально-Алданском районе флогопитовые месторождения приурочены к определенным продуктивным горизонтам ультраметаморфического комплекса, содержащим прослой карбонатных пород, и при этом пространственно связаны с зонами сложной изоклинальной складчатости и региональных разломов, насыщенных аляскистыми, пегматоидными гранитами и т. д.

На Эмельджакском флогопитовом месторождении Н. Ф. Клековкин и Г. С. Горшков (1944) уже давно обнаружили серые тонкозернистые породы, слагающие крутопадающие тела северо-западного простирания и состоящие в основном из олигоклаза, роговой обманки, биотита, калиевого полевого шпата, кварца, определили их как лампрофиры и на основании внешнего сходства условно отнесли к послекюрским жильным породам. Позднее В. А. Галюк и Б. М. Шмакин (1961) выявили в этих породах следы интенсивного катаклаза и назвали их милонитами. Они установили пространственную связь с зонами милонитов даек мясо-красных пегматитов и высказали мнение, что милониты образовались вдоль крупных тектонических нарушений архейских пород при дроблении и истирании вмещающих пород и последующем их изменении (замещение плагиоклаза серицитом, окрашивание плагиоклазов в красный цвет гидроокислами железа, замещение роговой обманки хлоритом и карбонатом и т. д.). Возраст милонитов они определили как дофлогопитовый.

Автором было обращено внимание на одну деталь в работе В. А. Галюка, Б. М. Шмакина, касающуюся минеральных ассоциаций милонитов (Казанский, 1965₁). Все исследователи алданских флогопитовых месторождений рассматривают их как неотъемлемую часть ультраметаморфического комплекса пород. Для архейского комплекса Алданского щита характерна замечательная выдержанность ассоциаций минералов, свидетельствующая о достижении равновесия в условиях ультраабиссальной фации глубинности. Сейчас они трактуются как переходные от гранулитовой фации к амфиболитовой, а в описаниях В. А. Галюка и Б. М. Шмакина в составе дофлогопитовых милонитов фигурируют серицит, хлорит, карбонаты. Автором было установлено, что низкотемпературные ассоциации минералов в разломах кристаллического фундамента наложены на ультраметаморфические породы, и в том числе на blastsмилониты альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма.

Дальнейшие исследования показали, что на Эмельджакском месторождении blastsмилониты в главной своей массе образовались за счет нижнепротерозойских габбро-диоритов и что эти габбро-диориты моложе диоксид-флогопитовых залежей (Казанский и др., 1971). Дайки габбро-диоритов отчетливо пересекают флогопитоносные диоксидовые залежи, цементируют обломки крупных кристаллов флогопита и диоксида, проникают в эти кристаллы по спайности и в целом располагаются несогласно относительно контактово-реакционных зон доломитов и алюмосиликатных пород (рис. 42). Более молодой возраст по отношению к флогопитоносным диоксидовым телам доказан также для blastsмилонитов альмандин-амфиболитовой фации и сопровождающих их высокотемпературных кварц-полевошпатовых пород.

Габбро-диориты Эмельджакского месторождения представляют собой тонкозернистые массивные породы с порфирированной структурой, состоящие главным образом из среднего по составу плагиоклаза и клинопироксена (рис. 43, а). Вкрапленники представлены

идiomорфным, нередко правильно оgranенным незональным андезином (№ 32—35). Тонкозернистая (0,02—0,08 мм) основная масса имеет гранобластовое строение и состоит из изометричных или таблитчатых зерен олигоклаз-андезина (№ 25—27) и округлых или удлиненно-неправильных зерен диопсид-лейкоавгита. Рудные минералы в виде очень мелких (0,01—0,005 мм) неправильных изометричных зерен или пылевидных включений рассеяны в основной массе. Акцессорные минералы представлены мелкими столбчатыми кристаллами апатита, включенными в плагиоклаз, и единичными зернами циркона.

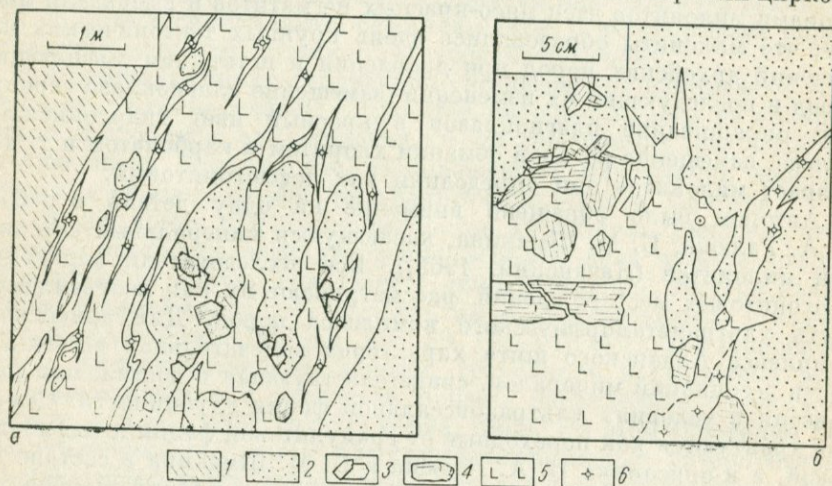


Рис. 42. Соотношения габбро-диоритов с диопсид-флогопитовыми породами *a* — ксенолиты диопсид-флогопитовых пород в дайке габбро-диоритов, *b* — контакт габбро-диоритов с диопсид-флогопитовыми породами
1 — кристаллические сланцы; 2 — диопсид-флогопитовые породы; 3 — крупные кристаллы флогопита; 4 — крупные кристаллы диопсида; 5 — габбро-диориты; 6 — кварц-полевошпатовые породы

Неизменные габбро-диориты встречаются на Эмельджакском месторождении сравнительно редко. Как правило, они преобразованы в метадiorиты и бластомилониты с постепенным изменением минерального состава и структуры пород. В начальной стадии процесса вкрапленники плагиоклаза утрачивают правильную огранку, клинопироксен частично замещается роговой обманкой и перераспределяется вместе с рудными минералами в гломеробластовые скопления при общем увеличении размера зерен. Далее темноцветные и салические компоненты обособляются в неясно выраженные полосы, пироксен нацело замещается роговой обманкой и биотитом, а плагиоклаз — частично микроклином и кварцем. Таким образом, возникают метадiorиты — массивные и неясно сланцеватые породы с гранобластовой или бластокатакластической структурой, состоящие из роговой обманки, биотита, олигоклаз-андезина, микроклина, кварца и иногда реликтового пироксена (см. рис. 43, *b*). При дальнейшем рассланцевании, которому подвергаются в первую очередь зальбанды

даек, появляются согласные прожилки кварц-полевошпатового состава.

Местами жильные породы полностью замещены кварц-полевошпатовым материалом, а диопсид-флогопитовые породы почти не затронуты наложенными метасоматическими процессами. При беглом осмотре таких мест создается впечатление о прорывании диопсид-

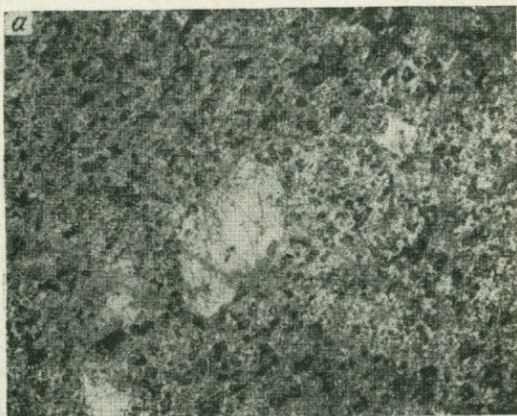


Рис. 43. Структуры габбро-диорита (а) и метадиорита (б). Николь один, увел. 40



флогопитовых тел более молодыми гранитоидами. Однако более внимательные наблюдения обнаруживают среди последних реликты габбро-диоритов или метадиоритов.

Высокотемпературные кварц-полевошпатовые метасоматиты развиты не только на флогопитовых месторождениях. Они пользуются гораздо более широким распространением и образуют в нижнепротерозойских разломах протяженные жилообразные и линзообразные тела, содержащие аксессуарную редкометальную минерализацию

(рис. 44). Эти метасоматиты состоят в основном из микроклин-пертита (20—60%), кварца (15—50%), кислого плагиоклаза (10—40%) с небольшим количеством роговой обманки, биотита, пироксена, граната, магнетита и апатита. При относительной простоте минерального состава они отличаются весьма неустойчивыми количественными соотношениями полевых шпатов, кварца и большой изменчивостью внешнего облика, текстур и структур.

Преобладают средне- и грубозернистые породы массивной текстуры. Структура их обычно гранобластовая со сложными срастаниями микроклина (субграфическими, веретенообразными и т. д.).

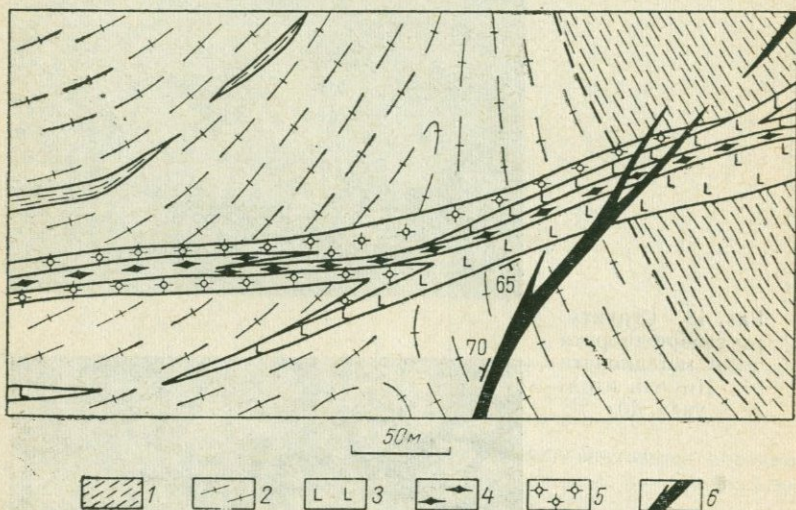


Рис. 44. Пересечение диабазовыми дайками нижнепротерозойской бластомилонитовой зоны (в плане)

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — гранито-гнейсы; 3 — метадiorиты; 4 — бластомилониты по метадiorитам; 5 — высокотемпературные кварц-полевошпатовые породы; 6 — диабазы

В центральных частях кварц-полевошпатовых тел встречаются разности пегматоидного типа, состоящие на 60—90% из гигантских (до 5—15 см) кристаллов микроклина, крупных обособлений массивного кварца и сростков биотита, роговой обманки, магнетита и ортита. Весьма характерны кварц-полевошпатовые породы с веретенообразными кварцевыми «рыбками». Их основу образуют удлиненно-овальные, яйцевидные, реже угловатые зерна микроклин-пертита с отчетливой тенденцией к плоскостной ориентировке. Они имеют изрезанные зубчатые границы и окружены более тонкозернистым полевошпатовым агрегатом гранобластовой структуры. Веретенообразные и червеобразные выделения кварца вытянуты параллельно овидам микроклина и состоят из крупных кварцевых зерен с резким волнистым угасанием. При этом один и тот же кристаллический ин-

дивид кварца зачастую слагает и саму «рыбку», и отходящие от нее коленчатые отростки.

Ориентировка кварцевых «рыбок» определяется элементами залегания blastsмилонитовых зон. В подавляющем большинстве случаев «рыбки» вытянуты параллельно линии простирания, и не только вблизи blastsмилонитов, но и на значительном удалении от них, измеряемом десятками метров. Если вмещающие ультраметаморфические породы представляют собой чередование бескварцевых и кварцсодержащих пород (например, основных кристаллических сланцев и гранитов), то «рыбки» предпочтительно образуются в гранитах, располагаясь косо относительно контактов гранитов с кристаллическими сланцами.

Занимая резко секущее положение относительно гнейсов, кристаллических сланцев, гранитов и метадиоритов, кварц-полевошпатовые метасоматиты на контакте с blastsмилонитами становятся более мелкозернистыми и в виде струйчатых полос располагаются параллельно их сланцеватости. Несмотря на специальные поиски, автору нигде не удалось наблюдать ни пересечения blastsмилонитами метасоматических кварц-полевошпатовых тел, ни кварц-полевошпатовых прожилков, пересекающих сланцеватость blastsмилонитов. В то же время устанавливается закономерная связь между степенью расланцевания микродиоритов и интенсивностью их замещения кварц-полевошпатовым материалом. Все это вместе взятое позволяет говорить о синхронном образовании blastsмилонитов альмандин-амфиболитовой фации и высокотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов, слагающих внешнюю оболочку blastsмилонитовых зон.

По данным Г. М. Беляева (1967), минеральные ассоциации рассматриваемых метасоматитов во многом зависят от активности щелочей, в связи с чем выделяются метасоматиты умеренной и повышенной щелочности. Метасоматиты умеренной щелочности представлены преимущественно двуполевошпатовыми породами пегматоидного облика, содержащими роговую обманку и биотит, реже клинопироксен и (или) куммингтонит; для метасоматитов повышенной щелочности характерна ассоциация полевых шпатов с клинопироксеном и (или) гранатом. Типоморфные минералы нижнепротерозойских метасоматитов — сфен и ортит. В парагенезисе с ними находятся акцессорные минералы: уранинит, циркон, апатит, магнетит, ильменит, молибденит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин. Температуры образования метасоматитов, определенные с помощью двуполевошпатового и скандий-биотитового геотермометров, оцениваются в 535—650° (Терентьев и др., 1971).

Диабазовые дайки и эпидот-хлоритовые диафториты

В истории развития разломов фундамента наименее ясен интервал между образованием blastsмилонитовых зон и мезозойскими тектоническими движениями. К нему относятся внедрение диабазовых даек и диафторез ультраметаморфических пород.

Диабазовые дайки отчетливо пересекают и складчатые структуры фундамента, и blastsилонитовые зоны (см. рис. 44). Условно диабазовые дайки считаются позднепротерозойскими — нижнепалеозойскими (Билибина, 1966). На Каталаском месторождении для диабазов, рассекающих диопсид-флогопитовые тела, с помощью калий-аргонового метода установлен нижнепротерозойский возраст, равный 1,8—1,9 млрд. лет (Казанский и др., 1971). По-видимому, не все диабазовые дайки образовались одновременно. Но разделить их на возрастные группы пока не удалось.

В противоположность диабазовым дайкам эпидот-хлоритовые диафториты, как правило, развиваются вдоль нижнепротерозойских разломов и гораздо реже — вдоль секущих дизъюнктивных нарушений, выполненных диабазами. В измененных диабазах плагиоклаз сосюритизирован, пироксен почти весь превращен в агрегат актинолита, эпидота, хлорита, гематита но первичная диабазовая структура распознается без труда.

В омоложенных нижнепротерозойских разломах эпидот-хлоритовые диафториты обычно наблюдаются висячем боку основных тектонических швов. При микроскопических наблюдениях обращает на себя внимание отсутствие явных признаков дробления и метасоматической зональности, столь характерных для более поздних гидротермальных изменений. Так, в амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцах изменение вначале происходит пятнами путем избирательного замещения отдельных зерен. Биотит замещается хлоритом и лейкоксеном, роговая обманка — хлоритом, карбонатом, актинолитом и эпидотом. В одном и том же шлифе можно видеть и совершенно свежие выделения роговой обманки, и псевдоморфозы по ней вторичных минералов. Эпидот частично развивается и за счет смежных зерен плагиоклаза. Олигоклаз-андезин превращается в альбит с включениями серицита, эпидота, карбоната. При сильном диафторезе первичные минералы кристаллических сланцев почти исчезают. Полигональные псевдоморфозы по роговой обманке состоят на 30—40% из мелких чешуек бледно-зеленого хлорита, на 20—25% из тонких ступков эпидота, иголочек и параллельных сростков актинолита, а также из гематита и переменных количеств роговикового кварца, карбоната и лейкоксена. Олигоклаз-андезин замещен альбитом с равномерно распределенными в нем комочками эпидота, карбоната и сравнительно крупными чешуйками серицита.

Аналогичные изменения претерпевают и другие породы, в том числе blastsилониты альмандин-амфиболитовой фации. При наложении диафтореза в последних сохраняется волнисто-очковая текстура, но роговая обманка оказывается частично замещенной хлоритом и актинолитом, плагиоклаз — деанортизированным и т. п.

Устойчивая ассоциация эпидота, актинолита, хлорита, альбита, серицита, кварца, кальцита позволяет относить диафториты к кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, которой соответствуют температуры 300—500° и парциальное давление воды от 300 до 8000 бар (Файф и др., 1962).

Омоложенные нижнепротерозойские разломы и золотоносные низкотемпературные кварц-ортоклазовые метасоматиты

Мезозойские тектонические движения вызвали подновление старых и образование новых разломов и сопровождалась интенсивной магматической и гидротермальной деятельностью. В Центрально-Алданском районе мезозойский вулканогенно-интрузивный комплекс подразделяется Т. В. Билибиной и др. (1967) на пять возрастных групп: I — интрузивные и субвулканические щелочноземельные порфиры и лампрофиры, II — интрузивные, частью метасоматические нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты, III — эффузивно-пирокластические щелочные породы, IV — интрузивные щелочно-земельные сиениты, V — интрузивные, частью метасоматические эгириновые граниты, грорудиты, сельвсбергиты.

В кристаллическом фундаменте мезозойские щелочноземельные — щелочные породы залегают преимущественно в виде даек и располагаются независимо от нижнепротерозойских blastsмилонитовых зон, рассекая их и по простиранию, и по падению. При этом дайки не обнаруживают каких-либо закономерных изменений мощностей или элементов залегания при переходе из гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев в blastsмилониты и метадiorиты.

В подавляющем большинстве случаев мезозойские дайки имеют ровные резкие ограничения, нацело выполнены интрузивным материалом и обладают отчетливыми признаками закалки. Нередко в них видны следы течения застывавшего расплава. Например, в пологих дайках сиенит-порфиров отмечается пологая же флюидалность. Она хорошо заметна по ориентировке крупных (1—3 см) таблитчатых вкрапленников калиевого полевого шпата и трахитоидной структуре мелкозернистой основной массы. Вблизи контакта вкрапленники становятся меньше (0,3—1 см) и повторяют все его мелкие изгибы.

Как правило, мезозойские дайки пересекают контакты более древних пород без видимых смещений. Каких-либо зон дробления, катаклаза, милонитизации, непосредственно связанных с внедрением мезозойских интрузий, выявить не удалось. Поражает обилие в кристаллическом фундаменте пологозалегающих жильных тел щелочно-земельного — щелочного состава (рис. 45). Судя по форме и расположению даек, они образовались путем раскрытия трещин в результате активного механического воздействия магматических расплавов. Приведенные выше данные показывают, что весь ультраметаморфический комплекс пород, включая зоны blastsмилонитов, реагировал на эти воздействия как единое целое. В этом отношении мезозойские интрузивы сходны с диабазовыми дайками и резко отличаются от продуктов мезозойской гидротермальной деятельности, отчетливо тяготеющих к омоложенным зонам blastsмилонитов (Казанский, Крупенников, Розанов, 1970).

Мезозойские гидротермальные процессы совершались в обстановке массового и неоднократного дробления пород. С этими

процессами связано образование золотоносных низкотемпературных кварц-ортоклазовых метасоматитов.

Кварц-ортоклазовые метасоматиты слагают сильно уплощенные тела, вытянутые по простиранию и падению омоложенных нижнепротерозойских разломов. Обычно они располагаются на внутренних частях этих разломов, не выходя за пределы кварц-полевошпата-

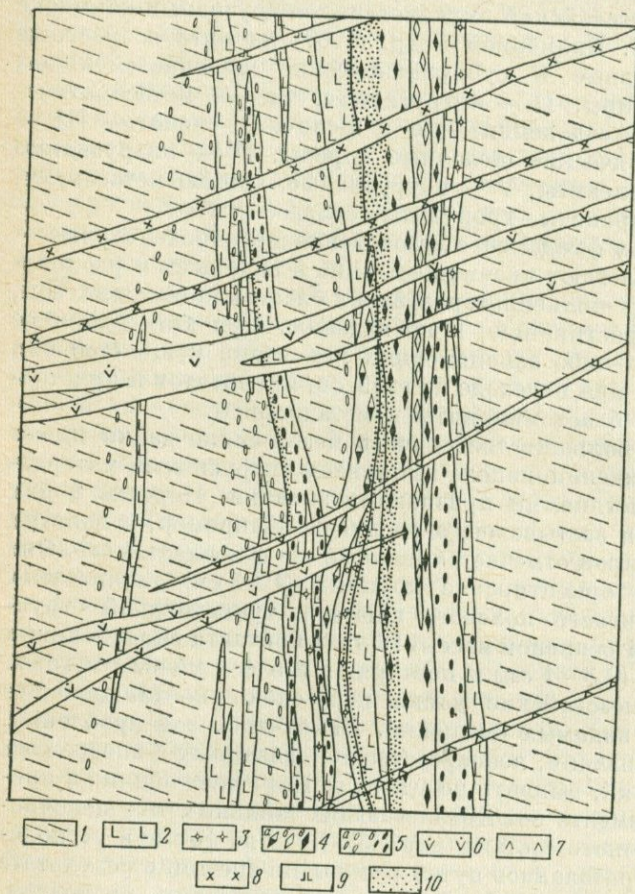


Рис. 45. Соотношения мезозойских даек с омоложенным нижнепротерозойским разломом (в разрезе). (По Казанскому, Круенинскому, Розанову, 1970).

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — метадiorиты; 3 — кварц-полевошпатовые породы; 4 — blastomylonиты; по гнейсам и кристаллическим сланцам (a), по кварц-полевошпатовым породам (б), по метадiorитам (в); 5 — blastokataklиты; по гнейсам и кристаллическим сланцам (a), по метадiorитам (б); 6 — эфирин-авгитовые сиенит-порфиры; 7 — роговообманковые сиенит-diorиты; 8 — эфирин-новые сиенит-порфиры; 9 — ортофиры; 10 — кварц-ортоклазовые метасоматиты

товых пород, сопровождающих blastomylonиты. Внутри нижнепротерозойских разломов метасоматические изменения захватывают и метадiorиты, и blastomylonиты, и кварц-полевошпатовые породы. При этом наиболее интенсивные преобразования пород (вплоть до появления собственно кварц-ортоклазовых метасоматитов) отмечаются вдоль тектонически нарушенных контактов даек метадiorитов или blastomylonитов различного состава. Вдоль таких дизъюнктивных нарушений концентрируются и поздние брекчии с пирит-

карбонатным цементом, барит-кварцевые жилы, кварц-кальцитовые прожилки (рис. 46).

Если нижнепротерозойские blastsмилолиты образованы путем перекристаллизации, пластического течения вещества на больших глубинах, то для минерализованных тектонических швов мезозойского возраста характерны хрупкие деформации, преобладающее развитие брекчиевых, микробрекчиевых, катакластических структур.

В поперечном сечении ореолы низкотемпературных кварц-ортоклазовых метасоматитов подразделяются на три зоны: в н е ш н ю ю, в которой сохраняются текстуры и остатки минералов боковых пород,

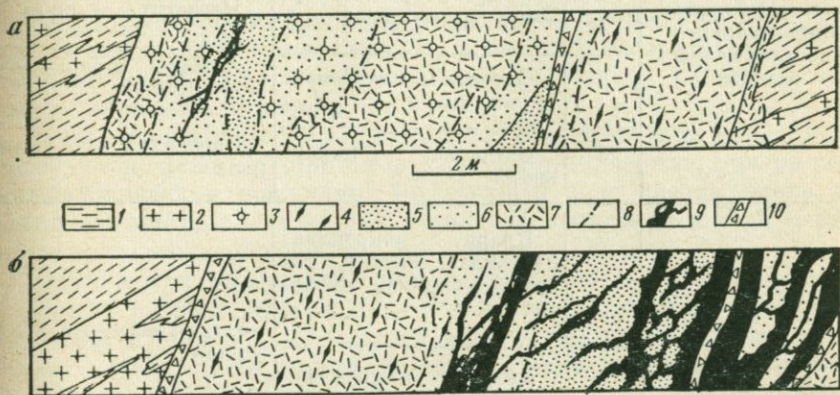


Рис. 46. Строение омоложенных нижнепротерозойских разломов (в разрезе) а — кварц-ортоклазовые метасоматиты; б — кварц-баритовые жилы в кварц-ортоклазовых метасоматитах
 1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — кварц-полевошпатовые породы; 4 — blastsмилолиты по микродиоритам; 5—7 — кварц-ортоклазовые метасоматиты: внутренняя (5), промежуточная (6), внешняя зона (7); 8 — границы метасоматических зон; 9 — кварц-баритовые жилы и прожилки; 10 — брекчии

а новообразованные минералы выполняют различно ориентированные прожилки; п р о м е ж у т о ч н у ю, где изменяется вся масса пород, появляется характерная желто-бурая окраска и сохраняется лишь небольшая часть реликтовых минералов; и, наконец, в н у т р е н н ю ю, сложенную плотными темно-серыми породами, собственно кварц-ортоклазовыми метасоматитами (Казанский, Омеляненко, 1967). Центральные зоны ореолов совпадают с участками наиболее интенсивного дробления пород, а краевые — с участками катаклаза и трещиноватости.

Переход от внешней зоны к внутренней сопровождается закономерным изменением минеральных ассоциаций (табл. 8). В амфиболовых, пироксен-амфиболовых, пироксеновых кристаллических сланцах, не содержащих кварца и калиевого полевого шпата, внешняя зона характеризуется деанортитизацией плагиоклаза, замещением темноцветных минералов агрегатом пирита, карбоната, кварца и

Таблица 8

Метасоматические колонки низкотемпературных калиевых метасоматитов

Исходные породы	Номера зон *	Устойчивые минеральные ассоциации	Реакции замещения
Амфиболовые, пироксен-амфиболовые, пироксеновые кристаллические сланцы	0	Олигоклаз-андезин, роговая обманка, пироксены, магнетит	Олигоклаз-андезин → альбит, серицит Роговая обманка, пироксены → карбонат, пирит, кварц Магнетит → пирит
	1	Альбит, серицит, карбонат, пирит, кварц	Альбит, серицит → ортоклаз
	2	Ортоклаз, карбонат, пирит, кварц	Карбонат → ортоклаз
	3	Ортоклаз, пирит, кварц	
Граниты, гранито-гнейсы, кварц-полевошпатовые породы, кварцевые метадиориты, бластомилониты	0	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, роговая обманка, магнетит	Олигоклаз → альбит, серицит
	1	Кварц, микроклин, альбит, серицит, карбонат, пирит	Биотит, роговая обманка → карбонат, пирит, кварц
	2	Кварц, микроклин, ортоклаз, карбонат, пирит	Альбит, серицит → ортоклаз
	3	Ортоклаз, кварц, пирит	Карбонат → ортоклаз
Биотит-пироксеновые лампрофиры	0	Олигоклаз, микроклин, биотит, пироксен, магнетит	Олигоклаз → альбит Биотит, пироксен → карбонат, пирит Магнетит → пирит
	1	Микроклин, альбит, карбонат, пирит	Альбит → ортоклаз
	2	Микроклин, ортоклаз, карбонат, пирит	Карбонат → ортоклаз
	3 **	Ортоклаз, пирит	

* 0 — неизменная порода, 1 — внешняя, 2 — промежуточная, 3 — внутренняя зона.
 ** Внутренняя зона развита очень слабо.

магнетита — пиритом. В промежуточной зоне альбит-серицитовые псевдоморфозы по олигоклаз-андезину замещаются грязно-бурым ортоклазом, а пылевидные частицы пирита преобразуются в более крупные зерна. Наконец, собственно внутренняя зона сложена ортоклазом с подчиненным карбонатом и кварцем. В шлифах из внутренней зоны ортоклаз имеет пятнисто-сетчатую окраску, гораздо более светлую, чем в промежуточной зоне.

В гранитах, гранито-гнейсах и кварц-полевошпатовых породах, сопровождающих blastsmilonites, наблюдается та же последовательность в смене минеральных парагенезисов, что и среди основных кристаллических сланцев. Отличия сводятся к отдельным деталям. Для метасоматитов по гранитам и гранито-гнейсам характерны устойчивость первичного микроклина вплоть до внутренних частей ореола, где он замещается ортоклазом, а также иные количественные соотношения минералов (гораздо большее количество кварца и меньше — карбоната и пирита).

Параллельно с метасоматическим преобразованием пород в них образуются доломит-пиритовые, кварц-ортоклазовые, кварц-доломит-ортоклазовые прожилки. Во внешней зоне ореола около них возникает микрозональность — вплоть до появления в зернах серицитизированного плагиоклаза ортоклазовых каемок.

Обычно при наложении низкотемпературных гидротермальных процессов роговая обманка и биотит во внешних зонах замещаются хлоритом и лишь в более внутренних зонах по хлориту может развиваться карбонат. Но при кварц-ортоклазовом метасоматозе роговая обманка и биотит непосредственно замещаются карбонатом, пиритом и кварцем. Состав этого карбоната соответствует доломиту с содержанием сидеритовой молекулы не более 10% ($N_0 = 1,682$). Во времени образование кварц-ортоклазовых метасоматитов сменяется кальцитизацией. При этом кальцит ($N_0 = 1,656$) замещает все минералы метасоматитов, в том числе и ортоклаз. Эти факты свидетельствуют о существенной физико-химической эволюции гидротермальных растворов во времени.

Сопоставление химических анализов из боковых пород и различных зон метасоматического ореола указывает на существенный принос калия, углекислоты и серы и резкий вынос натрия (табл. 9).

При наложении низкотемпературного метасоматического процесса на blastsmilonites и blastokataklazites их минеральный состав также испытывает глубокие преобразования. Прежде всего замещаются олигоклаз-андезин, роговая обманка, магнетит, затем биотит, наиболее устойчивыми остаются калиевый полевой шпат и кварц. Для омоложенных нижнепротерозойских разломов особенно характерны гидротермально измененные blastsmilonites, сохранившие очковосланцеватую текстуру и состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, деанортизированного плагиоклаза, серицита, карбоната. При этом серые blastsmilonites по микродиоритам отличаются обилием лейкоксона среди новообразованных минералов вследствие высокого содержания двуокиси титана в исходных породах.

Химический состав кварц-ортоклазовых метасоматитов (вес. %)

Компоненты	I	II	III	IV
SiO ₂	52,29	49,22	49,69	59,77
TiO ₂	0,92	0,90	0,95	0,75
Al ₂ O ₃	14,18	14,24	15,27	11,67
Fe ₂ O ₃	4,15			
FeO ₁	6,03	6,13	5,00	3,63
MnO	0,17	0,09	0,08	0,18
MgO	5,79	3,06	3,00	2,00
CaO	8,51	5,39	4,41	3,76
	3,63	1,61	0,60	0,12
K ₂ O	2,26	8,80	12,32	10,60
H ₂ O ⁻	0,30	0,16	0,22	0,16
H ₂ O ⁺	0,50	1,38	1,70	0,98
P ₂ O ₅	не опр.	0,29	0,13	0,83
CO ₂	0,68	7,28	6,87	4,18
F	0,32	не опр.	не опр.	0,08
S	0,25	3,89	3,17	2,11
Сумма	99,73	100,49	101,53	99,76

Примечания. 1. I—амфиболовый кристаллический сланец; II—IV—продукты его гидротермальных изменений (II—внешняя, III—промежуточная, IV—внутренняя зона метасоматического ореола).

2. Анализ I выполнен Ю. В. Долининой в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, анализы II, III, IV—Р. А. Цвет в химической лаборатории САИГИМС.

3. При вычислении суммы учтено количество O₂, эквивалентное S и F.

В местах пересечения нижнепротерозойских разломов мезозойскими дайками строение метасоматических ореолов меняется. В определенно более ранних дайках щелочноземельного состава, например в лампрофирах, метасоматиты резко уменьшаются в мощности и прослеживаются вверх по восстанию в виде тонких прожилков. Минеральные ассоциации таких прожилков обычно соответствуют внешней и промежуточной зонам метасоматического ореола. Выше при переходе из пологозалегающих даек в blastsmilonites и метадiorites степень и масштабы метасоматических изменений снова увеличиваются.

Кварц-ортоклазовые метасоматиты Центрально-Алданского района обнаруживают большее сходство с анкерит-ортоклазовыми породами, сопровождающими кварцевые жилы Гумбейского шеелитового месторождения. Д. С. Коржинский (1953) отнес эти породы к числу низкотемпературных околожильных метасоматитов и показал, что гумбеизация отличается от березитизации более высокой активностью калия в растворах.

Помимо высокой активности калия, для низкотемпературных гидротермальных кварц-ортоклазовых изменений характерна высокая активность углекислоты и серы, вследствие чего железо связывается главным образом в пирите, а кальций и магний — в доломите.

По данным Е. Е. Захарова и др. (1969), золотоносность кварц-ортоклазовых метасоматитов определяют три минеральные ассоциации: калишпат-пирит-анкеритовая, калишпат-пирит-доломитовая и кальцитовая. Главная масса золота находится в пирите в субмикроскопическом виде. Это доказывается результатами анализов мономинеральных фракций и пиритовых концентратов, полученных флотационным путем, высокими значениями коэффициентов корреляции между содержаниями золота и серы (до 0,66—0,78), результатами фазовых анализов, микроскопическим изучением шлифов при максимальных увеличениях. Пирит первой генерации, ассоциирующийся с анкеритом, содержит десятки граммов золота на тонну, пирит второй генерации, сопровождаемый доломитом, — несколько граммов на тонну. В основных кристаллических сланцах пирит-анкеритовые и пирит-доломитовые агрегаты замещают темноцветные минералы, а в гранитоидных породах, кроме того, развиваются в виде тонких ветвистых прожилков. Самородное золото, ассоциирующееся с кальцитом, представлено изометричными, пластинчатыми и вытянутыми выделениями и содержит до 15—20% серебра. Наибольшие концентрации золота установлены во внутренней зоне метасоматического ореола, по направлению к внешней зоне они постепенно снижаются. В наложенных на кварц-ортоклазовые метасоматиты кварц-баритовых жилах с пиритом, халькопиритом и блеклыми рудами, в кварц-карбонатных и других прожилках золото не установлено.

Изучение двух серий ориентированных образцов, отобранных вкрест метасоматического ореола, обнаружило поясовое расположение оптических осей карбонатных и кварцевых зерен (см. рис. 39, VII).

Аналогичный узор микроструктурных диаграмм устанавливается и в микробрекчиях с пирит-карбонатным цементом, завершающих образование метасоматитов. Упомянутые микробрекчии выполняют тонкие тектонические швы (до 5—10 см). Под микроскопом в них видны многочисленные остроугольные обломочки кварц-ортоклазовых метасоматитов, осколки зернышек кварца и калиевого полевого шпата. Обломки постепенно уменьшаются в размерах и сливаются с очень тонкозернистой пирит-карбонатной цементирующей массой (рис. 47, а). Иногда в микробрекчиях наблюдается полосчатость, определяемая чередованием более крупного и более мелкого материала параллельно контактам тектонических швов. Оптические оси кварцевых зерен в микробрекчиях расположены по типу R-тектонита, ось которого совпадает с линией простирания разлома (см. рис. 39, VIII).

После образования кварц-ортоклазовых метасоматитов произошли новые тектонические подвижки и образовались кварц-баритовые, кварцевые, карбонатные прожилки. Наиболее интенсивные тектонические подвижки предшествовали формированию самых ранних барит-кварцевых жил. Крутые барит-кварцевые жилы часто сопровождаются пологими извилистыми прожилками того же простирания.

Судя по форме прожилков, они выполняют трещины отрыва, а их ориентировка указывает на взбросовый характер перемещений. Барит-кварцевые жилы имеют массивное, симметричнополосчатое, кокардовое строение. В отдельных пересечениях выделяются более ранние жилы массивного светло-серого кварца с редкими включе-

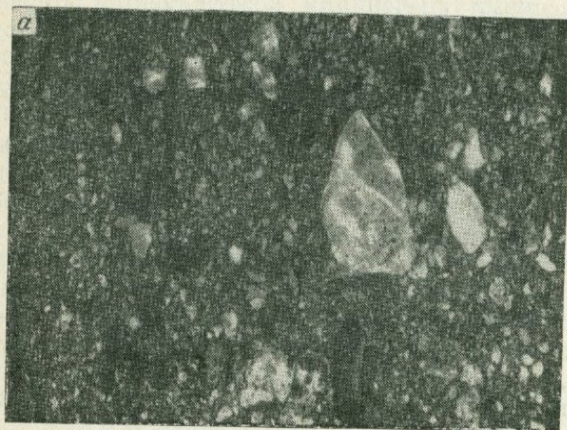


Рис. 47. Микро-
брекчии из мезо-
зойских тектони-
ческих швов

a — обломки кварц-
ортотлазовых мета-
соматитов в пирит-
карбонатном цементе
(николь один, увел.
40), *б* — обломки
кварц-баритовой жи-
лы в тонко измель-
ченном кварцевом ма-
териале (никколи скре-
щены, увел. 40)



ниями барита и более поздние жилы серого и темно-серого зонального кварца с обильным баритом. Иногда наблюдается нарастание шестоватых кристаллов кварца одних жил на другие. Следовательно, кварц и барит отлагались из последовательно поступавших порций растворов на фоне неоднократных тектонических движений. Массовое дробление пород, хрупкие деформации запечатлены в текстурах и более поздних жил.

Вертикальный характер перемещений при отложении жильной минерализации подтверждается микроструктурным изучением ориентированных образцов. В частности, об этом свидетельствует четкая ориентировка оптических осей кварцевых зерен по типу R-тектонита с горизонтальной осью в тектонических швах, выполненных кварцевыми микробрекчиями (см. рис. 39, IX; 47, б).

Чтобы выяснить причины избирательной локализации золотоносных кварц-ортоклазовых метасоматитов в омоложенных нижнепротерозойских разломах, были исследованы физико-механические свойства различных тектонитов, жильных и регионально метаморфизованных пород (Казанский, Крупенников, Розанов, 1970). Исследования показали, что кварцевые микродиориты, матадиориты, бластомилониты, высокотемпературные кварц-полевошпатовые породы по своим средним физико-механическим свойствам не отличаются от гнейсов, кристаллических сланцев, гранитов, гранито-гнейсов, поскольку все они образованы в процессе становления кристаллического фундамента и состоят из одной и той же ассоциации минералов.

Вместе с тем для нижнепротерозойских разломов характерна гораздо более резкая анизотропия упругих свойств пород по различным направлениям. Для образца кварц-полевошпатового бластомилонита, например, по модулю упругости, модулю сдвига, коэффициенту Пуассона она достигает 30 и более процентов. Столь значительная анизотропия свидетельствует о повышенной склонности пород нижнепротерозойских разломов к повторным деформациям в плоскости дизъюнктива и хорошо объясняет пространственную связь с зонами бластомилонитов мезозойских тектонических швов, вдоль которых двигались гидротермальные растворы.

Мезозойские кварц-ортоклазовые метасоматиты отличаются от перечисленных пород меньшими значениями модуля упругости и модуля сдвига. Эти данные в сочетании с более высоким коэффициентом Пуассона позволяют рассматривать кварц-ортоклазовые метасоматиты как породы пластичные, деформирующиеся при пониженных тектонических напряжениях и тем самым объяснять приуроченность поздних пирит-карбонатных брекчий, кварц-баритовых жил, кварц-кальцитовых прожилков к центральным частям метасоматических ореолов.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И РУДООТЛОЖЕНИЕ

Изложенные выше данные позволяют обсудить ряд общих вопросов, касающихся вертикальной структурной зональности и положения в ней эндогенного оруденения. В. М. Крейтер (1947, 1956), впервые высказавший мысль о вертикальной структурной зональности, убедительно показал, что для анализа структур рудных полей и месторождений систематического изложения полевых наблюдений недостаточно, поскольку их образование зависит от различных условий.

Эти-то условия и нужно рассматривать в первую очередь. Характер деформации определяют шесть главных факторов: 1 — состав и строение пород; 2 — их напряженное состояние в результате всестороннего или гидростатического давления; 3 — ориентированное давление; 4 — температура деформированных пород; 5 — длительность, а порой неоднократная повторяемость действия напряжений; 6 — растворы в породах пород.

В. М. Крейтер отметил, что восстановить исходный состав деформированных пород далеко не просто, что напряженное состояние пород можно знать, если изучен стратиграфический разрез (прежде всего мощность перекрывающих толщ к моменту деформации). Об ориентированном давлении можно судить только по результатам, т. е. по прошедшей деформации. Температура деформированных пород при знании разреза может быть ориентировочно оценена по геотермическому градиенту. Труднее учесть тепло от интрузий, внедряющихся в процессе самой деформации или слегка ее опережающих. Продолжительность орогенических напряжений не поддается учету, как и наличие растворов в породах.

В верхней части земной коры от поверхности до глубины 5—7 км, где происходит отложение главной массы руд, в период тектонических движений возникают разные деформации горных пород: от упругих — обратимых, до хрупких — необратимых. Характер деформации определяется совокупностью всестороннего и ориентированного давления. Упругая деформация происходит с изменением объема, причем изменение может иметь знаки плюс или минус. Пластическая деформация идет без изменения объема.

При прочих равных условиях картина деформации однородных пород зависит от глубины. Наблюдения на рудных месторождениях показывают, что с глубиной количество пустот, трещин, брекчий, тектонических трещин и т. д. сокращается. Тектонические глинки, сопровождающие трещины скальвания, уменьшаются в мощности и на некоторой глубине исчезают, несмотря на значительную амплитуду перемещений. Далее прослеживаются только «зародышевые» трещины, а на еще больших глубинах их сменяют деформации кливажа. Эта общая принципиальная схема и была названа вертикальной структурной зональностью.

В. М. Крейтер подчеркнул, что схему вертикальной структурной зональности могут усложнять разнородность пород, слагающих данный участок земной коры, наличие интрузий и их активное воздействие на вмещающие толщи, процессы складкообразования. К этому нужно добавить различные комбинации трещин разного генезиса, изменения внутреннего строения разломов, проявление метаморфизма горных пород в зонах разломов (Nevskii, Kazanskii, 1970). Так, вблизи дневной поверхности в горизонтально залегающих осадочных породах развиты преимущественно литогенетические, а в вулканических породах — контракционные трещины. Ниже, где осадочные и осадочно-вулканогенные отложения смяты в пологие куполовидные складки, наблюдаются трещины отдельности, на которые

наложены тектонические трещины. В интенсивно дислоцированных, смятых в линейные складки толщах преобладают трещины скальвания и отрыва. С глубиной количество последних уменьшается и в условиях зеленосланцевой фации не превышает 2—3% от общего числа. Наиболее глубинным уровням соответствуют бластомилолиты альмандин-амфиболовой фации.

Н. А. Елисеев (1963), характеризует метаморфизм как существенные изменения горных пород под воздействием внутренних эндогенных процессов земной коры с сохранением твердого состояния породы, без заметного расплавления или растворения. Правда, в некоторых особых условиях он сопровождается частичным и интенсивным переплавлением (ультраметаморфизм). Многообразие метаморфических процессов определяется различными сочетаниями четырех факторов: химического влияния поровых растворов, температуры, гидростатического и одностороннего давления. В зависимости от преобладания тех или иных факторов Н. А. Елисеев различает восемь видов метаморфизма: 1 — термальный (сюда входит контактовый без привноса вещества, контактово-метасоматический с привносом вещества, пирометаморфизм), 2 — катакlastический, 3 — динамотермальный, 4 — статический (метаморфизм нагрузки), 5 — региональный (сюда входит и ультраметаморфизм, или инъекционный метаморфизм), 6 — аутометаморфизм (включая аутометасоматические изменения пород), 7 — полиметаморфизм, 8 — регрессивный метаморфизм, или диафторез.

Нетрудно убедиться, что в омоложенных нижнепротерозойских разломах Центрально-Алданского района проявлено по меньшей мере пять видов метаморфизма Н. А. Елисеева: катакlastический (мезозойские тектонические швы), динамотермальный (бластомилолиты альмандин-амфиболитовой фации), инъекционный (зоны будинажа и гранитных инъекций), регрессивный (эпидот-хлоритовые диафториты) и полиметаморфизм (совокупность всех этапов развития разломов фундамента).

Очевидно, метаморфические процессы, совершающиеся в зонах разломов, необходимо сначала выделить в общую группу, а затем уже классифицировать по более дробным признакам. Автор считает, что первому условию лучше всего соответствует подразделение метаморфизма на три типа: контактовый, дислокационный и региональный, как это делают Х. В. Вильямс, Ф. Тернер, Ч. Гилберт (1957).

Контактный метаморфизм развивается в ореолах, примыкающих к телам глубинных пород, особенно к интрузивам кислого состава, дислокационный — в узких зонах интенсивных дислокаций и деформаций, региональный — на обширных пространствах в тысячи квадратных километров в корнях складчатых областей и в докембрийских массивах. В такой трактовке дислокационный метаморфизм не синоним катакlastического метаморфизма, а гораздо более широкое понятие, охватывающее всю совокупность метаморфических явлений в зонах дизъюнктивных нарушений.

Метаморфические процессы в рудоносных разломах кристаллического фундамента специально не разбираются ни в работах петрологического профиля, ни в работах геолого-структурного направления. Как правило, геолого-структурные исследования базируются на идее о прерывисто-пульсационном характере тектонических движений по разрывным нарушениям. В ходе гидротермального рудоотложения такие движения безусловно имеют место. Они запечатлены в виде пересечений рудных жил разного состава, брекчирования одних минеральных агрегатов с цементацией их другими и считаются одним из важных критериев при выделении стадий минерализации. На схемах процесса рудообразования эти движения изображаются линиями, отделяющими одну стадию от другой.

Приведенные в предыдущих разделах данные подтверждают проявление прерывистых тектонических подвижек при отложении продуктов гидротермальной деятельности в разломах кристаллического фундамента. Примером служат соотношения барит-кварцевых жил с кварц-ортоклазовыми метасоматитами в Центрально-Алданском районе. Вместе с тем детальные наблюдения за внутренним строением рудоносных дизъюнктивов обнаруживают следы перемещений и другого рода — синхронных с минералообразованием. Особенно показателен в этом отношении метаморфизм даек в мезозойских разломах района Малого Хингана. Результаты петрографического изучения и химических анализов доказывают участие воды и углекислоты в расщеплении габбро-диабазов, а микроструктурные исследования свидетельствуют о том, что их метаморфизм происходил в процессе тектонических перемещений по разломам. Синхронность деформации и перекристаллизации пород устанавливается и при изучении нижнепротерозойских бластомилонитовых зон Центрально-Алданского района. Именно такие явления и относятся к категории дислокационного метаморфизма.

Как отмечалось, процессы дислокационного метаморфизма изучены гораздо меньше, чем процессы контактового или регионального метаморфизма. Но у них есть своя специфика. В геологическом плане — это связь с зонами разломов; в петрологическом — совмещение разновозрастных и разнотипных минеральных ассоциаций, приводящее к полиметаморфизму пород, большое, но еще очень слабо изученное влияние одностороннего сжатия; в практическом — контроль разломами многочисленных эндогенных полезных ископаемых и, как следствие, сочетание метаморфизма с метасоматозом и рудоотложением.

Сейчас еще рано говорить о фациях дислокационного метаморфизма, но контуры их, вернее, соответствующие им вертикальные уровни, уже можно наметить. Сверху вниз этим уровням отвечает: I — «сухие» зоны брекчирования и трещиноватости горных пород, II — дизъюнктивные нарушения с тектоническими глинками, III — зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов, милонитов и других тектонитов, IV — зоны, биотит-амфиболовых бластокатаклазитов и бластомилонитов, V — зоны изоклинальных складок будинажа и гра-

нитных инъекций (табл. 10). Для самого верхнего уровня характерен катакластический метаморфизм в чистом виде — хрупкое дробление пород без изменения их минерального состава. Тектонические глинки, по данным Л. Ф. Ильичевой (1970), образованы в результате тонкого перетирания вмещающих пород и последующего изменения под действием поверхностных вод глубокой циркуляции и, реже, гидротермальных растворов. Эпидот-хлоритовые милониты и катаклазиты — продукты среднетемпературного метаморфизма при участии углекислых водных растворов, соответствующие зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Для биотит-амфиболовых blastsмилонитов характерна та же устойчивая ассоциация минералов, что и для альмандин-амфиболитовой фации и деформации горных пород в присутствии высокотемпературных щелочных растворов. Наконец, наиболее глубокий уровень — это уже область собственно ультраметаморфизма, реоморфического течения и частичного переплавления вещества.

С этих позиций объясняется и ориентировка кварца в зонах разломов Центрально-Алданского района: незакономерное расположение оптических осей кварцевых зерен в гранитах и гнейсах, подвергшихся ультраметаморфизму в условиях всестороннего сжатия, появление резких S-тектонитов в blastsмилонитах, образованных путем пластического течения, перекристаллизации пород под воздействием интенсивного одностороннего сжатия и, наконец, развитие R-тектонитов в мезозойских дизъюнктивах. Показательно, что в Мало-Хинганском районе для гнейсов и прорывающих их нижнепалеозойских гранитов также характерно беспорядочное расположение оптических осей кварцевых зерен, а для мезозойских разломов — их четкая ориентировка типа R-тектонита.

В мезозойских разломах при этом устанавливаются различные сочетания диаграмм по кварцу и по карбонату. В разломах Центрально-Алданского района наблюдается поясовая ориентировка оптических осей и кварцевых, и карбонатных зерен. В рассланцованных габбро-диабаз на Малом Хингане оптические оси кварцевых зерен ориентированы по типу R-тектонита, а карбонатных зерен — по типу S-тектонита с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости.

Экспериментальные исследования Ю. А. Розанова (1962) по деформации мраморов показывают, что S-тектониты образуются из R-тектонитов при увеличении одностороннего напряжения. При температуре 20° С и всестороннем сжатии 2100 кГ/см² для образования S-тектонита кальцитовых зерен с одним максимум оптических осей требуется создать ориентированное напряжение не менее 11 000 кГ/см².

Указанные экспериментальные исследования дают основание предполагать, что комбинация R-тектонита по кварцу и S-тектонита по карбонату возникла при более высоком одностороннем сжатии горных пород, чем поясовая ориентировка и кварцевых, и карбонатных зерен. Еще большему одностороннему сжатию соответствует, по-видимому, ориентировка кварцевых зерен по типу S-тектонита,

Схема глубинных уровней дислокационного метаморфизма

Уровни	Характер деформаций	Агенты метаморфизма	Устойчивые минеральные ассоциации тектонитов	Ориентировка кварцевых зерен
I	Дробление, растрескивание		Новые минералы не образуются	Отсутствует
II	Дробление, катаклиз, перетиранье на плоскостях скольжения	Поверхностные воды глубокой циркуляции при участии низкотемпературных гидротермальных растворов	Гидрослюды, глинистые минералы, карбонаты	R-тектониты S-тектониты на плоскостях скольжения
III	Катаклиз, милонитизация, перекристаллизация	Среднетемпературные гидротермальные растворы	Эпидот, хлорит, альбит, кварц, карбонаты	R- и S-тектониты
IV	Рассланцевание и перекристаллизация	Высокотемпературные гидротермальные растворы	Биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц	S-тектониты
V	Пластическое течение	Гранитные расплавы	Типичные ассоциации гранитов как цемента в зонах будинажа	Отсутствует

характерная для blastsмилонитов Центрально-Алданского района (Казанский, 1966).

Конечно, непосредственных переходов между всеми глубинными уровнями дислокационного метаморфизма наблюдать нельзя. Это лишь самая общая схема, отражающая наложение одних процессов на другие. Зоны blastsмилонитов альмандин-амфиболитовой фации представляют собой не только наиболее глубинный тип дизъюнктивов, но и древнейшие структурные элементы в основании Алданского щита. В этой связи следует подчеркнуть, что и в систематике фаций регионального метаморфизма объединены породы разного возраста. Так, высокотемпературный региональный метаморфизм, совершившийся как правило, без следов очень высоких давлений, проявлен в нижнеархейских комплексах. Среди регионально метаморфизованных пород верхнего архея — нижнего протерозоя наблюдается гораздо большая пестрота фаций, вплоть до сохранения почти неметаморфизованных пород и т. д. (Фации метаморфизма, 1970).

Поскольку фактические данные о внутреннем строении руноносных разломов фундамента еще очень незначительны, возникает естественный вопрос, насколько закономерны минеральные ассоциации тектонитов и ориентировки в них кварцевых зерен, установленные на Малом Хингане и в Центрально-Алданском районе.

Наблюдения за внутренним строением Кировоградской зоны разломов, пересекающей Украинский кристаллический щит в центральной части, позволили выделить в этих разломах blastsмилониты, которые по текстурам, структурам, минеральному составу и ориентировке кварца обнаруживают поразительное сходство с нижнепротерозойскими blastsмилонитами Центрально-Алданского района (Казанский, Кузнецов, Прохоров, 1970). Blastsмилониты по гранодиоритам содержат до 20—25% темноцветных минералов, главным образом биотита, и порфиробласты олигоклаз-андезина, а blastsмилониты по гранитам — до 10% биотита и порфиробласты олигоклаз-андезина и калинатрового полевого шпата. Порфиробласты обтекаются струйчатыми агрегатами кварца, полевых шпатов. На петроструктурных диаграммах, ориентированных вкрест линии простирания blastsмилонитовых зон, оптические оси кварцевых зерен концентрируются в виде резкого S-тектонита с одним овальным максимумом, совпадающим с линией падения. В то же время в окружающих биотитовых гнейсах, трахитоидных и среднезернистых гранитоидах нижнепротерозойского возраста оптические оси кварцевых зерен не имеют какой-либо предпочтительной ориентировки.

В Кировоградской зоне blastsмилониты альмандин-амфиболитовой фации затронуты более поздним диафторезом зеленосланцевой фации с образованием микробрекчий и катаклазитов. В микробрекчиях обломки занимают до 60—70% объема, имеют остроугольную форму и сцементированы тонкозернистой существенно альбитовой массой мозаичной структуры, в которой рассеяны сгустки эпидотовых зернышек и неправильные выделения кварца. Микроструктурные данные свидетельствуют об исчезновении в процессе диафтореза

резких S-тектонитов и появлении новой ориентировки оптических осей кварцевых зерен в виде расплывчатых R-тектонитов. Эти данные хорошо согласуются с приведенными выше материалами и по Малому Хингану и по центральной части Алданского щита.

Главная масса эндогенных месторождений образуется в близповерхностных частях земной коры на глубине до 5—7 км. (Крейтер, 1956; Кушнарев, 1969). Это соответствует трем верхним уровням табл. 10. Анализ вертикальной структурной зональности рудоносных дизъюнктивов в более широком аспекте позволяет подойти к определению нижней границы эндогенного рудообразования. Ранее уже были приведены признаки, указывающие на синхронное образование бластомилонитов альмандин-амфиболитовой фации и высокотемпературных щелочных метасоматитов с редкометальной минерализацией. Еще более низкому уровню отвечают контактово-метасоматические месторождения флогопита; они контролируются складчатыми структурами ультраметаморфического комплекса, зонами глыбовых мигматитов и вместе с тем пересекаются нижнепротерозойскими дайками габбро-диоритов, фиксирующими возникновение в кристаллическом фундаменте разрывных структур в прямом смысле этого слова.

Судя по мощности осадочного чехла, перекрывавшего кристаллический фундамент в мезозое, золотоносные кварц-ортоклазовые метасоматиты Центрально-Алданского района образованы на глубине 0,5—1,5 км от дневной поверхности. Нижнепротерозойские дизъюнктивные нарушения возникли в условиях ультраметаморфизма. Поэтому сочетание в омоложенных разломах более поздних структурных элементов с более ранними можно рассматривать как проявление совмещенной вертикальной структурной зональности. А огромный разрыв во времени (свыше 1,5 млрд. лет) между кварц-ортоклазовыми метасоматитами и бластомилонитами альмандин-амфиболитовой фации позволяет относить эти разломы к категории рудоносных разломов «сверхдлительного развития».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восточные районы Азиатского материка в середине мезозоя были охвачены интенсивными тектоническими движениями, сопровождавшимися гранитоидным магматизмом и разнообразным эндогенным оруденением. Эти движения проявились не только в мезозойских геосинклинальных областях, но и на обширных пространствах Сибирской, Китайской платформ и палеозойских складчатых сооружений. В результате здесь возникли особые структурные элементы земной коры, отличающиеся от платформ и геосинклиналей, — области тектоно-магматической активизации.

Наиболее отчетливо переработка древних структур выражена на активизированных платформах. В истории их геологического развития выделяются три этапа, которым соответствуют три структурных этажа: фундамент, сложенный метаморфическими и изверженными породами предшествующих геосинклинальных циклов, платформенный чехол, представленный терригенно-карбонатными отложениями эпиконтинентальных морей, и верхний (орогенный) структурный этаж, сформированный в обстановке глыбовых движений, континентального осадконакопления и вулканизма, резкого изменения общего плана тектонических структур.

Анализ тектонической карты Евразии (Яншин, 1965) показал, что интенсивность дислокаций платформенного чехла возрастает с уменьшением размера платформы и с увеличением общей мощности платформенных отложений. Кроме того, она зависит от возраста складчатости фундамента и его внутреннего строения.

Сопоставление геологических данных по мезозойским структурам восточной части Сибирской платформы и Южно-Китайского платформенного массива подтверждает этот вывод и позволяет детализировать его применительно к региональным и локальным рудоносным структурам. Так, на Алданском щите, где фундамент сложен архейскими ультраметаморфическими породами, окончательно консолидированными на границе нижнего и среднего протерозоя, платформенный этап продолжался свыше миллиарда лет и мезозойские тектонические движения проявились в виде пологих изгибов и ступенчатых перемещений кристаллического основания совместно с маломощным и выдержанным осадочным чехлом. В западной, эпипротерозойской части Южно-Китайского массива платформенные отложения

накапливались почти непрерывно от синия до триаса и достигают 8—10 км; залегают они в виде моноклиналей, коробчатых и сундучных складок. Наконец, в восточной, эпикаледонской части Южно-Китайского массива наблюдаются и наибольшая изменчивость платформенного чехла, и наиболее интенсивные его дислокации — вплоть до линейных и дугообразных складок с крутыми углами наклона слоев, осложненных многочисленными разломами.

Сравнительное изучение древних и молодых платформ приводит к выводу, что тектонические движения заключительных этапов геосинклинального развития в ослабленном виде продолжаются и после установления платформенного режима — до 100—150 млн. лет (Гарецкий и др., 1965). Тем самым определяется и минимальная величина перерыва, необходимого для изменения тектонического плана платформенных структур. С этой оценкой хорошо согласуется время формирования эпикаледонского платформенного чехла в Юго-Восточном Китае. Действительно, он обнимает промежуток от нижнего девона до триаса. Показательно также, что платформенный режим здесь был гораздо менее устойчивым, чем в эпипротерозойской части Южно-Китайского массива и на Алданском щите, и что тенденция к общему поднятию, характерному для этапа активизации, начала проявляться уже в конце палеозоя.

Однако в некоторых случаях резкое изменение тектонического плана может совершаться гораздо быстрее. Речь идет об Охотско-Чукотском вулканическом поясе. В Чукотском его отрезке геосинклинальный комплекс мезозойд завершается поздними орогенными молассами и вулканитами, охватывающими интервал от верхней юры до баррема, а нижняя часть пояса сложена вулканогенными отложениями апта. И тем не менее последние с явным угловым и азимутальным несогласием перекрывают тектонические структуры геосинклинального основания. В данном случае мы встречаемся с аномалией в развитии активизированных областей, причем эта аномалия сказывается и на составе вулканогенных отложений (развитие в нижней части разреза кислых, а не средних вулканитов, типичных для других интервалов пояса). В целом Охотско-Чукотский вулканический пояс накладывается не только на геосинклинально-складчатые зоны мезозойского возраста, но также на срединные и остаточные массивы и крайнюю восточную часть Алданского щита. Именно гетерогенность основания Охотско-Чукотского пояса при непрерывном развитии вулканитов верхнего структурного этажа свидетельствует о его принадлежности к числу активизированных областей, но активизированных областей особого рода.

Рассматривая геологическую историю активизированных платформ Восточной Азии, мы уже подчеркивали существенную их переработку в мезозое. В итоге тектоническое строение активизированных платформ определяется комбинацией древних структур с более молодыми. В Охотско-Чукотском вулканическом поясе решающую роль играют тектонические элементы этапа активизации. Именно они создают его единство.

Охотско-Чукотский пояс представляет собой одно из звеньев Восточно-Азиатской вулканической цепи, протянувшейся от Чукотки до Юго-Восточного Китая на границе мезозойских и кайнозойских геосинклинальных зон. По-видимому, эту гигантскую вулканическую цепь, как и вообще мезозойские Восточной Азии, необходимо подразделять в зависимости от геотектонической позиции разных ее интервалов. Фуцзяньско-Чжэцзянский вулканический пояс наложен на краевую часть Китайской платформы и без сомнения относится к числу активизированных областей. Иное дело Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. Как и в Охотско-Чукотском поясе, его разрез начинается с вулканитов среднего состава, затем следуют кислые и, наконец, основные (Геологическое строение СССР, 1968). Вместе с тем, Сихотэ-Алиньский пояс имеет более молодой возраст (поздний мел — неоген), чем Охотско-Чукотский и Фуцзяньско-Чжэцзянский, а его основание сложено собственно геосинклинальным комплексом мезозойских. В опубликованной литературе нет указаний на наличие в основании пояса поздних орогенных формаций и устойчивых структур типа срединных или остаточных массивов, столь характерных для Северо-Востока СССР. Сихотэ-Алиньский вулканический пояс имеет одинаковое с одноименной складчатой областью северо-восточное простирание. Непосредственное его соединение с Охотско-Чукотским поясом не доказано. На своем южном фланге Охотско-Чукотский пояс испытывает плавный изгиб, приобретает широтное направление и затухает в зоне крупных разломов Становика — Джугджура. Все это вместе взятое позволяет связывать формирование Сихотэ-Алиньского вулканического пояса с заключительным этапом развития мезозойской геосинклинальной области, а не с процессами тектоно-магматической активизации. Другими словами, признавая наличие в Восточной Азии двух рядов мезозойских тектонических структур (геосинклинального и негеосинклинального), необходимо различать соответствующие типы и среди вулканических поясов.

По характеру тектонических движений, осадконакоплению и магматизму (общее поднятие территории, глобальные деформации, появление угленосных отложений, накопление континентальных терригенных и вулканических толщ в замкнутых впадинах, внедрение гипабиссальных и субвулканических интрузивов кислого — щелочного состава) тектоно-магматическая активизация сходна с заключительными стадиями формирования геосинклинальных областей. Это определяет и сходство общего набора постмагматических месторождений, образование в активизированных областях гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений олова, вольфрама, свинца, цинка, золота, сурьмы, ртути и др.

В то же время между рудоносными активизированными и геосинклинально-складчатыми областями устанавливаются и принципиальные отличия. Прежде всего иной оказывается направленность тектонического развития. Если в складчатых областях эндогенное оруденение формируется на фоне постепенной консолидации геосинклинальных зон, то в областях тектоно-магматической активизации

тектонические движения, наоборот, усиливаются, не достигая, однако, интенсивности главных фаз складчатости.

Складчатым областям свойственно поясовое размещение гранитоидных интрузивов и ассоциирующихся с ними эндогенных месторождений, подчиняющихся простиранию геосинклинальных зон. На активизированных платформах внедрение молодых интрузий ознаменовано резким изменением тектонического плана. Особенно ярко оно выражено на Алданском щите с его кучно-групповым распределением мезозойских интрузивов, локализованных несогласно по отношению к гранито-гнейсовым куполам и линейным складкам фундамента, поднятиям и прогибам платформенного этапа. В Южно-Китайском платформенном массиве главная масса мезозойских гранитоидов сосредоточена в его наиболее молодой эпикаледонской части. Они слагают гигантские «решетчатые» интрузивы на пересечениях северо-восточных, широтных и меридиональных разломов. Одни из этих разломов совпадают с простиранием прогибов и поднятий платформенного этапа, другие ориентированы в диагональном и поперечном направлении. Соответственно на активизированных платформах постмагматическое оруденение приобретает не линейное, а площадное распространение и накладывается на самые разнообразные структурные элементы предшествующих этапов развития.

Будучи связано во времени с заключительными стадиями образования орогенного структурного этапа, эндогенное оруденение выходит далеко за пределы зон наземного вулканизма и при благоприятных условиях локализуется и в платформенном чехле, и в породах фундамента. Именно здесь возникают месторождения, не имеющие полных аналогов в складчатых областях. Платформенный чехол, с которым обычно связаны залежи угля, нефти, газа, фосфоритов, бокситов, титановые россыпи и т. д., в этих условиях становится местом отложения вольфрамовых, железных, оловянных, свинцовых, цинковых, золотых, сурьмяных, ртутных руд.

Для образования постмагматических месторождений наиболее благоприятные условия создаются, по-видимому, в тех районах, где платформенный чехол имеет сравнительно небольшую мощность, не превышающую 4—5 км. Этим условиям отвечают Алданский щит и эпикаледонская часть Южно-Китайского массива. В районах с глубоко опущенным фундаментом и наиболее полными разрезами осадочного чехла, достигающими 8—10 км, мезозойский магматизм проявлен гораздо слабее, а месторождения представлены телетермальным типом.

Сопоставление пограничных зон активизированных платформ позволяет подразделить эти зоны на две группы: длительного «сквозного» и кратковременного развития. Первые отличаются унаследованностью структурного плана с докембрийского времени, вторые связаны с отдельными стадиями формирования смежных геосинклинальных зон. Анализ геологического строения пограничных зон свидетельствует о независимости тектоно-магматической активизации и соответствующего оруденения от геосинклинального процесса.

Тектоно-магматическая активизация занимает определенное место в истории развития структур земной коры и отражает их эволюцию во времени. Эта эволюция характерна и для рудоносных тектонических структур активизированных областей. Особенно ярко она проявлена в тех районах, где пространственно совмещены древние и молодые месторождения, сформированные в принципиально разных условиях. Так, в центральной части Алданского щита для докембрийских флогопитовых и магнетитовых месторождений, возникших в процессе становления кристаллического фундамента, типичны приуроченность к периферии гигантского купола ультраметаморфических пород, пространственная связь с зонами изоклинальной складчатости и гранитных инъекций, локализация в горизонтах карбонатных пород, измененных высокотемпературными метасоматическими процессами, соскладчатые формы рудных залежей. Пьезокварцевые месторождения контролируются комбинациями складчатых и разрывных структур фундамента и горизонтами архейских кварцитов. В Инаглинском платиноносном массиве, сформированном после консолидации кристаллического фундамента в условиях платформенного режима, в качестве главного структурного фактора выступает механическая активность магматического расплава. Мезозойские золоторудные месторождения парагенетически ассоциируются со щелочным вулканогенно-интрузивным комплексом, образованы в обстановке близповерхностных хрупких деформаций, размещаются в кристаллическом фундаменте и в платформенном чехле и резко меняют свою морфологию при переходе из одного структурного этажа в другой.

Вследствие разнородности структурных элементов Восточной Азии, вовлеченных в тектоно-магматическую активизацию, неодинакового возраста и степени консолидации фундамента, большой изменчивости разрезов платформенного чехла, различного геологического строения орогенного структурного этажа в разных районах устанавливаются разные сочетания региональных и локальных рудоносных структур, определяющих геологическую позицию и структурный тип эндогенных рудных полей мезозойского возраста. В основу их группировки могут быть положены два признака: приуроченность оруденения к тому или иному структурному этажу и наличие или отсутствие мезозойских интрузивов и экструзивов кислого — щелочного состава. Соответственно выделены три группы и шесть типов структур гидротермальных и контактово-метасоматических рудных полей (табл. 11).

Следует, однако, подчеркнуть, что определяющее влияние структурных этажей на условия локализации оруденения наблюдается в тех районах, где они четко различаются между собой по составу и степени метаморфизма пород. Если же различия невелики, то эндогенное оруденение распространяется из одного этажа в другой практически без изменений. Примером служит хребет Наньлин, где терригенные геосинклинальные отложения луньшаньской свиты близки к песчаникам и сланцам девонского возраста, слагающим

Группировка мезозойских эндогенных рудных по

	Группы и типы рудных полей	Геологические позиции
Рудные поля в орогенном структурном этапе	Пространственно связанные с интрузивами и экструзивами	Вулкано-тектонические структуры в узлах пересечения разломов фундамента
	Залегающие в стратифицированных вулканогенно-осадочных толщах	Системы крупных разломов, связанных со складчатыми структурами фундамента
Рудные поля в платформенном чехле	Пространственно связанные с интрузивами	Группы и цепи гранитоидных — щелочных интрузивов, наложенных на тектонические структуры платформенного чехла
	Залегающие в терригенно-карбонатных толщах	Зоны складчато-глыбовых дислокаций платформенного чехла
Рудные поля в фундаменте	Пространственно связанные с интрузивами	Решетчатые гранитоидные интрузивы, рассекающие складки метаморфических пород фундамента
	Залегающие в метаморфических и ультраметаморфических толщах	Горстообразные поднятия фундамента, рассеченные разломами

лей активизированных областей Восточной Азии

Геологические структуры	Примеры
Трубообразные залежи, связанные с телами взрывных брекчий, минерализованные зоны дробления и трещиноватости, системы жил, линзообразные рудные залежи, тяготеющие к субвулканическим интрузивам и древним вулканическим аппаратам	Высоко- и среднетемпературные гидротермальные месторождения Мало-Хинганского и Омсукчанского районов, низкотемпературные золото-серебряные месторождения Центральной Чукотки, среднетемпературные медные и свинцово-цинковые месторождения в северном обрамлении Наньчан-Ханчжоуского прогиба
Пластообразные и линзовидные рудные тела, простые и сложные жилы в блоках благоприятных для оруденения пород	Низкотемпературные гидротермальные ртутные месторождения Центральной Чукотки и флюоритовые месторождения Восточно-Чжэцзянского рудного района
Линзообразные, трубообразные, лентообразные рудные залежи в комбинации с рудными жилами в экзоконтактах гипабиссальных интрузивов	Среднетемпературные гидротермальные месторождения лебединского типа в Центрально-Алданском районе, высокотемпературные контактово-метасоматические месторождения свинца, цинка, олова, мышьяка в Южно-Хунаньском прогибе
Согласные линзообразные и лентообразные залежи в горизонтах благоприятных пород и зонах внутриформационного расслоения	Низкотемпературные гидротермальные месторождения ртути в Восточно-Гуйчжоуском районе и сурьмы в Западно-Хунаньском прогибе, проявления телетермального свинцово-цинкового оруденения на восточном и западном обрамлении Алданского щита
Жилы и системы жил в эндо- и экзоконтактах гранитоидных интрузивов	Высокотемпературные гидротермальные месторождения вольфрама Цзяньсийского поднятия
Линзовидные залежи в омоложенных разломах кристаллического фундамента, жилы и системы жил среди метаморфических пород и древних гранитоидов	Низкотемпературные золотоносные кварц-ортоклазовые метасоматиты Центрально-Алданского района, Солокачинское сурьяное месторождение на Малом Хингане, гидротермальные месторождения сурьяно-золото-вольфрамовых руд Центральной Хунани

нижнюю часть платформенного чехла, и где кварц-вольфрамитовые месторождения имеют одинаковый минеральный состав и морфологию как в одних, так и в других отложениях.

Внутри каждой из выделенных групп наблюдается большое разнообразие структурных условий локализации эндогенного оруденения, определяемое рядом факторов, и в том числе степенью консолидации и глубиной залегания фундамента. Мозаично-глыбовые перемещения кристаллического фундамента особенно ярко выражены в тех районах, где он перекрыт маломощным осадочным чехлом или вообще лишен такого чехла, как, например, в южной части Буреинского массива. На Малом Хингане мезозойские вулканиты ложатся непосредственно на кристаллическое основание, и пространственное положение, границы и внутреннее строение рудоносных вулканотектонических депрессий обусловлены узлами пересечения крупных разломов фундамента четырех направлений. В Омсукчанском и Наньчан-Ханчжоуском прогибах фундамент скрыт под покровом геосинклинальных и платформенных отложений и собственно вулканотектонические структуры сочетаются со складчатыми, в Центрально-Чукотском районе разломы фундамента лишь просвечивают через мезозойский геосинклинальный комплекс. Увеличение интенсивности дислокаций платформенного чехла по мере перехода от Алданского щита к эпипротерозойской и, наконец, к эпикаледонской части Южно-Китайского массива сопровождается изменением морфологии рудных тел от почти горизонтальных лентообразных залежей и пологих линз в зонах межформационного расслоения до крутопадающих труб.

Особый интерес представляют рудоносные разломы кристаллического фундамента с их «сверхдлительным» развитием и смещенной вертикальной структурной зональностью. Они еще очень слабо изучены. Наблюдения за внутренним строением этих разломов позволяют установить основные этапы их формирования и сопоставить условия рудоотложения с условиями дислокационного метаморфизма. Сверху вниз можно выделить пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма, которым соответствуют: I — «сухие» зоны брекчирования и трещиноватости горных пород, II — дизъюнктивные нарушения с тектоническими глинками, III — зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и милонитов, IV — зоны биотит-амфиболовых blastокаклазитов и blastомилонитов, V — зоны изоклинальных складок, будинажа и гранитных инъекций.

Переход от нижних уровней к верхним означает не только изменение минеральных ассоциаций деформированных горных пород, но и последовательное развитие дизъюнктивов при все большей величине размыва кристаллического фундамента. С этих позиций минеральный состав тектонитов является критерием и глубины формирования, и относительного возраста дизъюнктивов. Для поисковых целей важно выявление разрывных нарушений, наиболее близких по условиям образования и возрасту к оруденению. В Центрально-Алданском районе для контактово-метасоматических месторождений фло-

гопита таковыми будут зоны изоклинальных складок, будинажа и гранитных инъекций, для высокотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов с редкометальной минерализацией — зоны бластомилонитов альмандин-амфиболитовой фации, для низкотемпературных золотоносных кварц-ортоклазовых метасоматитов — зоны дробления и трещиноватости. Можно надеяться, что систематические и всесторонние исследования внутреннего строения разломов кристаллического фундамента будут способствовать расширению его перспектив на эндогенное оруденение и пониманию механизма формирования разрывных структур в глубинных зонах земной коры.

Разработка проблемы тектоно-магматической активизации позволяет с новых позиций анализировать потенциальные возможности консолидированных структур в отношении месторождений цветных, редких, благородных металлов, флюорита и др. В этой связи выводы по рудоносности активизированных областей Восточной Азии в целом могут быть использованы для оценки конкретных районов Востока СССР. Поскольку рудоносные тектонические структуры активизированных областей весьма разнообразны, речь идет не о полных аналогах, а о сходных геологических ситуациях. Так, например, платформенные отложения в Южном Китае и на Корейском полуострове вмещают многочисленные и разнообразные эндогенные месторождения мезозойского возраста. В отношении масштабов и набора эндогенных месторождений, залегающих в платформенном чехле, восточная часть Сибирской платформы пока уступает Южно-Китайскому и Северо-Китайскому платформенному массивам. Очевидно, осадочный покров Алданской антеклизы и обрамляющих ее структур заслуживает специального изучения на эндогенное оруденение вблизи молодых интрузивов и на телетермальное оруденение в районах сплошного распространения осадочных пород.

С каждым годом увеличивается список месторождений золота, серебра, ртути, открытых в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, особенно в его центральном и чукотском отрезках. По-видимому, в результате дальнейших поисков будут обнаружены новые рудные районы и новые типы месторождений. В этом отношении привлекает внимание западный фланг Охотско-Чукотского пояса, где он наложен на Охотский срединный массив, складчатоглыбовые структуры Южно-Верхоянского синклинория, Юдомо-Майского перикратонного прогиба и крайний восточный выступ Алданского щита. По своему геологическому строению этот узел обнаруживает большое сходство с той частью Южно-Китайского платформенного массива, где Фудзянско-Чжэцзянский вулканический пояс пересекает Цзяннаньский платформенный антиклинорий, Наньчан-Ханчжоуский прогиб и краевое поднятие Катазиатского платформенного антиклинория, сложенное гнейсами, где развиты молодые вулканы, сопровождающие их месторождения свинца, цинка, меди, многочисленные гидротермальные месторождения, ассоциированные с мезозойскими гранитоидами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Активизированные зоны земной коры. Новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964.
- А н д р е е в Г. В. Контактво-инфильтрационные скарны вблизи карбонатитовых тел Кондерского массива. Докл. АН СССР, т. 128, № 4, 1959.
- А п и к е е в Н. П. и др. Основные черты металлогении Охотско-Чаунского вулканического пояса. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Ш а т с к и й Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 1933.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Б а б к и н П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 28, 1969.
- Б а ш а р и н А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967.
- Б е л и к о в Б. П. Упругие и некоторые прочностные свойства горных пород. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 41, 1961.
- Б е л о у с о в В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Б е л о у с о в В. В. Земная кора и мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Б е л ы й В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., «Наука», 1969.
- Б е л ы й В. Ф., Т и л ь м а н С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. «Геотектоника», 1966, № 2.
- Б е л ы й В. Ф., Т и л ь м а н С. М., Ш и л о Н. А. Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса. В кн.: «Вулканические и вулканоплутонические формации», т. 2. М., «Наука», 1966.
- Б е л я е в Г. М. Новые данные об андрадитсодержащих пегматитах Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 177, № 6, 1967.
- Б е л я е в с к и й Н. А., Г р о м о в Ю. Я., Б а с к а к о в а Л. А. Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Б е р г е р В. И. Структурные условия размещения хрусталеносных кварцевых жил южной части Алданского щита. Тр. ВНИИП, т. VII, 1962.
- Б и л и б и н Ю. А. К вопросу о локализации месторождений золота. «Проблемы советской геологии», 1935, № 5.
- Б и л и б и н Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока СССР. «Проблемы советской геологии», 1937, № 5—6.
- Б и л и б и н Ю. А. Послеюрские интрузии Центрально-Алданского района Петрография СССР, сер. 1, Региональная петрография, вып. 10, М., Изд-во АН СССР, 1941.
- Б и л и б и н Ю. А. Некоторые интересные черты металлогении Алдана. Докл. АН СССР, т. 51, № 6, 1946.
- Б и л и б и н Ю. А. Послеюрский вулканизм Алданской плиты. «Геология СССР», т. 18, Якутия, М.—Л., Гостеоллиздат, 1947.
- Б и л и б и н Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Б и л и б и н а Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., «Наука», 1966.

- Билибина Т. В. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967.
- Билибина Т. В., Терентьев В. М. Алданский щит. В кн.: «Геологическое строение СССР». т. IV. Полезные ископ. М., «Недра», 1968.
- Билибина Т. В., Щеглов А. Д. Области мезозойской активизации. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. IV. Полезные ископ. М., «Недра», 1968.
- Боголюбова Г. Ф., Боголюбов А. Н. Закономерности размещения рудных тел во флогопитоносных полях Алдана по данным комплексной геолого-геофизической съемки и вопросы поисков слепых зон ослюдения. В кн.: «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. VI, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Статья 2. Вестн. МГУ, серия 4, геол., № 2, 1962.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Булина Л. В., Спизарский Т. Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы. В кн.: «Тектоника Сибири». т. III, Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.
- Бурдэ Б. И. Вулкано-тектонические структуры и их отношение к проявлениям оловоносности в Хингано-Оловоиском районе. В сб.: «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР», Хабаровск, 1967.
- Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965.
- Ван Цзай-ся. Характерные особенности верхнепермских угленосных формаций долин провинции Хунань. «Acta geologica Sinica», vol. 40, № 1, 1960. (На кит. яз., резюме на русск. яз.)
- Ван Юэ-лунь. Синийские тиллиты и их стратиграфическое значение. (Пер. с китайского) «Новости зарубежной геологии», вып. 20, 1960.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М. Петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Виноградов А. П. и др. О возрасте горных пород восточной части Алданского щита. «Геохимия», 1960, № 7.
- Воларович Г. П. Сочленение тихоокеанских и монгольских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Воларович Г. П., Казаринов А. И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами. В кн.: «Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов». Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.
- Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
- Галук В. А., Шамакин Б. М. Милониты и милонитизированные породы Эмельджакского флогопитового месторождения (Ю. Якутия). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1961, № 9.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. «Геотектоника», 1965, № 1.
- Гаскаров В. Ф. Геология и структура золоторудных месторождений Центрального Алдана. В кн.: «Сборник материалов конференции геологов Вост. Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ». Чита, 1958.
- Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1965.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, М., «Недра», 1966.
- Геологическое строение СССР. Тт. I—V. М., «Недра», 1968—1969.
- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.

- Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М., «Наука», 1968.
- Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритовых месторождений СССР и КНР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископ.», т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Го-Вэнь-куй. Медное месторождение Тунганьшань в Китае. «Acta Geologica Sinica», vol. 37, № 2, 1957. (На кит. яз., резюме на русск. яз.)
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры. В кн.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1965, № 1.
- Горштейн А. Д. Тектоническое строение и перспективы нефтегазонасыщенности Алданской антеклизы. М., «Наука», 1965.
- Гришкин Р. И. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур междуручья Тас-Хонку и Курут-Хонку (центральная часть Алданского щита). В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
- Гришкин Р. И. Новые данные о строении и развитии системы докембрийских разломов решетчатого типа на Алданском щите. В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов». М., «Наука», 1970.
- Гуан Ин-вэнь, Чу Юань-си и Гу Бао-юн. Открытие флишевой формации верхнеордовикской системы в южной части Аньхой и западной части Чжэцзян. «Acta Geologica Sinica», vol. 39, № 2, 1959. (На кит. яз., резюме на русск. яз.)
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. «Геология и геофизика», 1963, № 2.
- Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома. В кн.: «Тектоника Сибири», т. III. Тектоника Сибирской платформы, М., «Наука», 1970.
- Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распределения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. В сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири и Дальнего Востока». Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 1, 1956.
- Дзевановский Ю. К. Алданский щит. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2, 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Дзевановский Ю. К. Металлогения Алданского щита. В сб.: «Материалы к I Всес. конференции по геол. и металлоген. Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2, Владивосток, 1960.
- Дзевановский Ю. К. Замечания по поводу статей А. И. Тугаринова и др. «О возрасте пегматитов Станового комплекса», «К геохронологии юга Сибирской платформы» и «О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса». Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 11.
- Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю. История геологического развития Алданского щита. В кн.: «Тектоника Сибири», т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.
- Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и хребта Станового. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 2, 1960.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм (Второе изд.) М., «Недра», 1963.
- Ельянов Л. А., Андреев Г. В. Новый массив центрального типа на Алданском щите. «Минеральное сырье», вып. 1, 1960.
- Ерофеев Б. Н., Лугов С. Ф. Охотско-Чукотский вулканический пояс, его металлоносность и вопросы поисков. «Советская геология», 1962, № 10.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Захаров Е. Е., Новиков В. П., Пилипенко Г. Н. О золотосодержании мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района. «Геология рудных месторождений», 1969, № 2.

Зверев В. Н. Краткий очерк о геологических исследованиях в долине р. Алдана. Изв. геол. ком-та, 1913, т. 32, № 4.

Зоненшайн Л. П., Поныкаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями «Геотектоника», 1966, № 5.

Ильин К. Б. Тектоническое районирование Кореи и закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. «Советская геология», 1962, № 5.

Ильичева Л. Ф. К определению относительного времени движения по разломам. «Геология рудных месторождений», 1970, № 3.

Ицксон Г. В. Структурное районирование и история геологического развития Малого Хингана. В кн.: «История геологического развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 55, 1961.

Ицксон Г. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 27, 1959.

Ицксон Г. В., Чеботарев М. В. Распределение интрузивных комплексов и сопутствующей им минерализации. В кн.: «История геологического развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 55, 1961.

Ицксон М. И. Петрохимические особенности и металлогенетическая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока). Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.

Ицксон М. И. Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Ицксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных месторождений», 1963, № 2.

Ицксон М. И. и др. Генетические черты Малохинганского оловоносного района. «Советская геология», 1947, № 14—15.

Ицксон М. И. и др. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

Ицксон М. И., Ильин К. Б. Приамурье и Приморье. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. IV. Полезные ископ. М., «Недра», 1968.

Ицксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

Ицксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. «Геотектоника», 1970, № 2.

Ицксон М. И., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.

Ицксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее (опыт палеотектонических реконструкций). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85, 1963.

Казанский В. И. О размещении верхнемезозойских гранитоидных интрузивов и очертаниях рудоносных площадей в Тихоокеанском рудном поясе. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Казанский В. И. К вопросу о коренных источниках золота на Малом Хингане. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Казанский В. И. О метаморфизме горных пород в зонах некоторых разломов Малого Хингана. «Геология рудных месторождений», 1962, № 6.

Казанский В. И. О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района. «Геология рудных месторождений», 1965, № 2.

- Казанский В. И. Новые структуры земной коры. Омоложение платформ и оруденение. «Природа», 1965₂, № 9.
- Казанский В. И. Об ориентировке кварцевых и карбонатных зерен при метаморфизме горных пород в зонах разломов. В кн.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., «Недра», 1966.
- Казанский В. И. Структурные условия локализации постмагматического оруденения на активизированных платформах. В кн.: «Эндогенные рудные месторождения». Международный геолог. конгресс. XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 7. М., «Наука», 1968.
- Казанский В. И. и др. Соотношения раннепротерозойских дайковых пород с флогопитовыми залежами на месторождениях Эмельджак и Каталах. «Геология рудных месторождений», 1974, № 6.
- Казанский В. И., Крупеников В. А., Розанов Ю. А. Условия локализации мезозойских золотосных метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района. Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 6.
- Казанский В. И., Кузнецов А. В., Прохоров К. В. Древние тектониты Кировоградской зоны разломов. Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 12.
- Казанский В. И., Омеляненко Б. И. О мезозойских гидро-термальных изменениях архейских пород в Центрально-Алданском районе. «Геология рудных месторождений», 1967, № 1.
- Казанский В. И., Терентьев В. М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 1.
- Казанский В. И., Якшин В. М. О геолого-структурных условиях формирования субвулканических тел кварцевых порфиров на Малом Хингане. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.
- Казаринов А. И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 68, 1967.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В кн.: «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». М., «Недра», 1968.
- Клековкин Н. Ф., Горшков Г. С. Геологический очерк Эмельджакского месторождения флогопита. Тр. Алданской геол.-развед. экспедиции, вып. 1, 1944.
- Коген В. С. Новые типы золоторудных проявлений центральной части Станового хребта и методы их поисков. В кн.: «Вопросы геологии месторождений золота и золотосных районов». Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.
- Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. В кн.: «Деформация пород и тектоника». Международный геол. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 4. М., «Наука», 1964.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Коплус А. В., Пузанов Л. С. Особенности формирования структур, вмещающих кварцевые хрусталоносные тела в Верхне-Тимптонском районе Алдана. Тр. ВНИИП, т. VII, 1962.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуру-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кориковский С. П., Казмин Ю. Б. Диафориты и милониты зоны Станового глубинного разлома (Становой хребет). В кн.: «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». М., «Наука». 1964.

Королев А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. Тр. Ин-та геол. наук АН УзССР, № 6, 1951.

Королев А. В., Шехтман П. А. Условия размещения послемагматических согласных рудных тел и методы их геологического анализа. М., Госгеолиздат, 1954.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965.

Корчагин А. М. и др. Верхнепротерозойские (синийские) терригенные отложения в районе Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород на Алданском щите. Докл. АН СССР, т. 174, № 2, 1967.

Косыгин Ю. А. и др. Опыт объемного районирования земной коры на примере Сибири и Дальнего Востока. «Геология и геофизика», 1964, № 5.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ. «Геология и геофизика», 1961, № 10.

Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.

Котляр В. Н. Некоторые итоги изучения рудоносности вулканогенных формаций. «Геология рудных месторождений», 1968, № 2.

Котляр В. Н., Соловьев П. Н., Тихонов Н. Д. Геологические особенности месторождений, связанных с древними вулканическими аппаратами. «Геология рудных месторождений», 1963, № 5.

Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.

Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. «Советская геология», 1964, № 11.

Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1960₁, № 3.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 37, 1960₂.

Красный Л. И. Бурейский массив. В кн.: «Геология СССР», т. XIX, Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1966.

Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Волярович Г. П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Крейтер В. М. О классификации структур рудных полей и месторождений. «Советская геология», 1941, № 6.

Крейтер В. М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. «Геология и горное дело», 1947, № 13.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Л. — М., Гос. науч.-техн. геолразвед. изд-во, 1932.

Кропоткин П. Н., Херасков Н. П. Тектоника Северо-Востока Азии. Тр. XVII сессии Международного геол. конгресса, т. II, 1939.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969.

Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. Допалеозой Дальневосточного края. Тр. XVII сессии Международного геол. конгресса, т. II, 1939.

Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1957.

Лейпциг А. В. История развития структур восточной окраины Сибирской платформы в мезозое. «Геология и геофизика», 1962, № 4.

Ли Пу и др. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики. «Геохимия», 1960, № 7.

Лир Ю. В. О генезисе поперечных жил Галимовского оловорудного месторождения. «Геология рудных месторождений», 1965, № 3.

Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.

Лихоманов А. Г. Скальный разлом как пример древнейших разрывных структур Центрально-Алданского района. В сб.: «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1969 г.», М., 1970.

Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 67, 1961.

Лицарев М. А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Лови Б. И. Интрузивные комплексы Малого Хингана. В кн.: «История геологического развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 55, 1961.

Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Лукин Л. И. Использование микроструктурного анализа при изучении структур рудных полей и месторождений. В кн.: «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965.

Луцкина Н. В. Малые интрузии Малого Хингана мелового возраста. Вестн. ЛГУ, № 6, 1957.

Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М. — Л., ГОНТИ. Киев, 1938.

Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Ч. 1—2, Изд-во МГУ, 1951, 1952.

Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Тр. Дальневост. филиала АН СССР, серия геол., т. 5, 1958.

Масайтис В. А., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры — дива). В сб.: «Материалы по общей и региональной геологии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85, 1963.

Масинь-юань, Ю Чжень-фун. Стиль геотектонического развития Восточного Китая в докембрийское время. «Scientia Sinica», vol. XIII, № 1, 1964 (на русск. яз.).

Матвеев В. Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла. Тр. ВНИИ-1. «Геология», вып. 31, 1957.

Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Тр. ВНИИ-1, «Геология», вып. 64, 1960.

Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1958.

Материков М. П. Южно-Китайская провинция. В кн.: «Геология месторождений олова зарубежных стран». М., «Недра», 1969.

Минералогия Сибирской платформы. М., «Недра», 1970.

Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана. Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 2, 1960.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 3—4, 1940.

Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутского краевого прогиба. В кн.: «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Мокроусов В. А. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита. В кн.: «Тектоника Сибири», т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн.: «Тектоника Сибири», т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Моралев В. М., Ставцов А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Мошкин В. Н., Зубков А. Ф., Шиханов В. В. Новые данные о возрасте джугджурских анортозитов. Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Музылев С. А. и др. Геологическое строение и вопросы металлогении Малого Хингана. В сб.: «Материалы к I Всес. конференции по геол. и металлоген. Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, 1960.

Мухин В. А. Зоны повышенной тектонической активности в западной части Алданского щита и связь с ними хрусталоносных жил. Тр. ВНИИП, т. VII, 1962.

Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, 1958.

Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса. В кн.: «Докл. советских геологов на XXI сессии Международного геолог. конгресса. Проблема 18. Структуры земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Нагибина М. С. Мезозойские структуры Восточного Забайкалья. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963₁.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963₂.

Невский В. А. О внутреннем строении разломов. «Геотектоника», 1967, № 1.

Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 5.

Невский В. А., Котляр В. Н. Структура эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми разрывами. «Геология рудных месторождений», 1970, № 5.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной части Сибирской платформы. «Советская геология», 1959, № 7.

Обручев В. А. Избранные труды. Тт. 1—4. М., Изд-во АН СССР, 1958—1964.

Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. В кн.: «Академику В. А. Обручеву», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1938.

Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. В сб.: «Материалы по геологии, полезным ископаемым и минералогии южной части Дальнего Востока». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. М., «Наука», 1968.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5, 1962.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.

Падалка Г. Л., Красный Л. И., Забокрицкий Т. О. Монголо-Охотская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.

Перваго В. А. Алданская железорудная провинция (районирование и перспективы). «Советская геология», 1958, № 8.

Полевая Н. И., Путинцев В. К., Спрингсон В. Д. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород Северной Кореи. «Советская геология», 1961, № 6.

Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Альпийский рудогенез и зональность водонапорных систем в покровных формациях Средней Азии. «Геология рудных месторождений», 1968, № 4.

Путинцев В. К. Бурейнский срединный массив. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. III. Магматизм. М., «Недра», 1968.

Пухарев А. И. О геологии и особенностях локализации оруденения Южно-Якутских железорудных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1959, № 1.

Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. В кн.: «Тектоника СССР», ч. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Радкевич Е. А. Металлогения рудных районов как новое направление металлогенических исследований. В кн.: «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн.: «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Радкевич Е. А. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления тектонической активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. В кн.: «Вопросы металлогении». Международный геолог. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 16. М., «Недра», 1965.

Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока. «Советская геология», 1966, № 3.

Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа. М., «Наука», 1966. Региональная стратиграфия Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Решение межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Рожков И. С. и др. Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200° С. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 66, 1962.

Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в формировании структур месторождений и локализации оруденения. В кн.: «Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры». М., «Наука», 1968.

Роненсон Б. М., Ройзенман Ф. М. Типы тектонических структур флюидоносных месторождений Алдана. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1970 № 1.

Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных

вудкаю-плутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугойского и Мячанского районов). М., «Наука», 1970.

Рудник В. А., Собонович Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород алданского комплекса. Докл. АН СССР, т. 188, № 4, 1969.

Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических типов месторождений в истории развития земной коры. В кн.: «Эндогенные рудные месторождения». Международный геолог. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 7. М., «Наука», 1968.

Савицкий А. В., Шеллер Э. И. Геологическое истолкование Тырандинской зоны аномально магнитного поля. В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Сакс В. Н. О мезозойской истории в бассейнах рек Колымы и Индигирки. «Советская геология», 1940, № 9.

Салоп Л. И. Байкальская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР». т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. В кн.: «Геология докембрия». Международный геолог. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 10. М., «Недра», 1964.

Салоп Л. И., Травин Л. В. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. «Советская геология», 1971, № 3.

Салье М. Е., Дук В. Л., Бугрова В. Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогозитовых месторождений Алдана. В кн.: «Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР». М., «Наука», 1966.

Сафонов Ю. Г. Роль блоковой тектоники в формировании золоторудного поля Лебединое (Центральный Алдан). «Геология рудных месторождений», 1971, № 5.

Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 10.

Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.

Се К. О свинцово-цинковых и серебряных месторождениях Китая. В кн.: «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966.

Синдюков Ш. А. Характер тектонических движений в период накопления юрских отложений в Алдано-Чульманском угленосном бассейне. Тр. Якутск. филиала СО АН СССР, серия геол., сб. 14, 1962.

Синицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.

Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Скрытые рудоуправляющие глубинные разломы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 84, 1962.

Смирнов А. М. Сопряжение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Тр. ДВГИ СО АН СССР, серия геол., т. 8, 1963.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей. В кн.: «Вопросы металлогении». Международный геолог. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 16. М., «Недра», 1965₁.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965₂.

Смирнов С. С. Цветные металлы Колымы. «Колыма», 1936, № 4.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеол-издат, 1944.

Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. «Проблемы советской геологии», № 2, 1936.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.

Смолин П. П. Структурная эволюция и условия формирования брусцитов в метамagneзиально-карбонатных породах. Докл. АН СССР, т. 190, № 4, 1970.

Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. История развития структуры в палеозое и мезозое. Изд. АН ЛатвССР, Рига, 1958.

Степанов О. А. Бруситы Дальнего Востока и их генезис. «Геология рудных месторождений», 1969, № 4.

Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальцевый метасоматоз и некоторые вопросы «основного фронта». Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.

Судовиков Н. Г. и др. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. Изв. АН СССР, серия геол., 1962₁, № 11.

Судовиков Н. Г. и др. Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. В кн.: «Петрография Сибири», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1962₂.

Судовиков Н. Г. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., «Наука», 1965.

Суражский Д. Я., Дымков Ю. М., Рафальский Р. П. О книге «Геология гидротермальных урановых месторождений». «Геология рудных месторождений», 1967, № 4.

Сян-жун, Чжу Цзюнь. Рудные провинции магматогенных месторождений цветных металлов в Центрально-Южном Китае. Пекин, 1958. (На кит. языке.)

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.

Терентьев В. М. К характеристике зоны сочленения Алданского щита и Джугджурской складчатой области. Инф. сб. ОНТИ ВСЕГЕИ, № 2 1959.

Терентьев В. М., Беляев Г. М., Кудрявцев Б. Е. Металлогеническая специализация кварц-полевошпатовых метасоматитов Алданского щита. «Геология рудных месторождений», 1971, № 3.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

Тильман С. М. и др. Тектоника Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 33, 1969.

Томсон И. Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964.

Томсон И. Н., Кравцов В. С. О возрасте оловянного оруденения в Восточно-Азиатском секторе Тихоокеанского рудного пояса и его связи с процессами активизации. В сб.: «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1966.

Тугаринов А. И. К геохронологии юга Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1.

Тугаринов А. И. и др. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса. «Геохимия», 1967, № 3.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.

Усенко С. В., Чеботарев М. В. Структурные особенности локализации оловоносных площадей Приамурья. «Советская геология», 1965, № 11.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. «Советская геология», 1959, № 3.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

Устиев Е. К. Основные проблемы изучения вулкано-плутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений. В кн.: «Вулканические и вулкано-плутонические формации», т. 2, М., «Наука», 1966.

Фаворская М. А., Томсон И. Н. Наука направляет поиски рудных месторождений. «Природа», 1968, № 12.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд-во иностр. лит., 1962.

Фасталович А. И., Петровская Н. В. Структура рудного поля месторождения Лебединого (Алдан). Тр. НИГРИЗ, вып. 15, 1947.

Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

Федорчук В. П. О методике поисков и разведки скрытых рудных залежей в ртутных месторождениях ваньшаньского типа. Фрунзе, 1960.

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

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969.

Федчин Ф. Г. О рудоконтролирующих структурах Хингано-Олонойской структурной зоны. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Фирсов Л. В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1960, № 10.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. Тр. ЦНИГРИ, вып. 84, 1968.

Фоменков Б. П., Корчагин А. М. О закономерностях размещения вермикулитовых зон в Инаглинском массиве (Южная Якутия). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1964, № 10.

Фрумкин И. М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. В кн.: «Тектоника Сибири», т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Хайн В. Е. Возрожденные (эпишлатформенные) орогенетические пояса и их тектоническая природа. «Советская геология», 1965, № 7.

Хайн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.

Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. «Проблемы советской геологии», 1935, № 4.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 91, 1963.

Херасков Н. П. и др. Геология Бурейнского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 149, 1939.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10.

Ходак Ю. А., Чеботарев М. В. Древние толщи Приамурья. «Советская геология», 1964, № 1.

Хорев Н. А., Волкобой Г. К. Разломы фундамента и их влияние на размещение продуктов мезозойского вулканизма на Малом Хингане (по данным интерпретации аэромагнитной съемки). В сб.: «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1970 г.». М., 1971.

Хуан И и др. О железорудном месторождении даевского типа. «Acta Geologica Sinica», vol. 37, No. 2, 1957. (На кит. яз., резюме на русск. яз.)

Хуан Цзи-цин (Хуан Бо-цин). Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.

Хуан Цзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая. «Советская геология», 1961, № 9.

Цзи Шоу-юань, Ван Дэ-цзы, Ху Шоу-си. Корреляция каледонского и яньшаньского гранитов в южной части провинции Цзянси. «Sciencia Sinica», vol. XII, No. 5, 1963. (На русск. яз.)

Чиков Б. М. Тектоника Охотского среднего массива. М., «Наука», 1970.

Чиков Б. М. Строение и развитие Охотского среднего массива. В кн.: «Тектоника Сибири», т. IV. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1970.

Ш а б ы н и н Л. И. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 1.

Ш а т а л о в Е. Т. О металлогеническом районировании. «Геология рудных месторождений», 1959, № 3.

Ш а т с к и й Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.

Ш а т с к и й Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1960, № 11.

Ш в е д о в Е. С., М е х а н о ш и н С. П. Закономерности размещения месторождений флогопита в Алданской слюдоносной провинции. В кн.: «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. VI, М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ш е й м а н н Ю. М. К истории Синийского щита. «Проблемы советской геологии», 1937, № 7.

Ш е й м а н н Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 84, вып. 2, 1955.

Ш е й м а н н Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их металлогеническое значение. «Советская геология», 1958, № 1.

Ш е й м а н н Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Ш е й м а н н Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. «Геотектоника», 1970, № 4.

Ш и л о Н. А., Л о ж к и н А. В. Месторождения золота Северо-Востока СССР. В сб.: «Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока». М., «Наука», 1967.

Ш и л о Н. А., С и д о р о в А. А. Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруднения восточноазиатских вулканогенных поясов. В сб.: «Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока». М., «Наука», 1967.

Щ е г л о в А. Д. Особенности размещения мезозойских рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Щ е г л о в А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР. В кн.: «Вопросы металлогении». Международный геолог. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 16. М., «Недра», 1965.

Щ е г л о в А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966.

Щ е г л о в А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.

Щ е г л о в А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. «Советская геология», 1970, № 3.

Щ е г л о в А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.

Э й р и ш Л. В. Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана. «Советская геология», 1960, № 1.

Э н т и н А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. В кн.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Я н и ш и н А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.

Я р м о л ю к В. А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья. В кн.: «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

A n d e r s o n E. M. The dynamics of the formation of the conesheets, ring-dykes and caldron-subsidences. «Proc. of the Roy. Soc. of Edinburg», vol. 56, p. 2, 1936.

B i g C h i n g c h a n g. Circumpacific tectonics of Taiwan. Internat. Geological Congress. Reports of the XXI sess., p. XVIII, 1960.

C h a n g W e n - y u. On the mechanism of block — faulting of the Chinese craton. «Scientia Sinica», vol. 10, No. 3, 1961.

Ch an K u o - t a. Examples of «activizing regions» in the Chinese platform, with special reference to the «Cathasia» problem. «Acta Geol. Sinica», vol. 36, No. 3, 1956. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

Ch en K u o - d a. Characteristics and nature of the Diwa — region compared with the so-called «para — platform». «Acta Geol. Sinica», vol. 40, No. 2, 1960. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

Ch en K u o - t a. Geotectonics of the Nanling mountain range and its environs. Zhonghan Kuangye Хуеунап, vol. 2, No. 2, 1957. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

Ch en Q u o - d a. Theory of progression with transformation between active and «stable» regions of the Earth crust. «Acta Geol. Sinica», vol. 39, No. 3, 1959. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

Ch ow Ch en g - sh en g. Stratigraphy and tectonic characteristics of Southeastern Hupeh. «Acta Geol. Sinica», vol. 36, No. 4, 1956. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

G r a b a u A. W. Stratigraphy of China. Pt. 1. Palaeozoic and Older. Pt. 2. Mesozoic. Peking. 1924.

H s i e h C. Y. On the geotectonic framework of China. «Scientia Sinica», vol. XI, No. 8, 1962.

H s i e h C. Y. A study of the tin deposits of China. «Scientia Sinica», vol. XII, No. 3, 1963.

H s u K e - c h i n. Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China. «Economic geology», vol. XXXVIII, No. 6, 1943.

H s u K e - c h i n. Discovery of pyrometamorphic scheelite deposits near a wolframite — producing district in Southern China, and a discussion about the origin of these two classes of deposits. «Acta Geol. Sinica», vol. 37, No. 2, 1957. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

H u a n g T. K. New researches on geotectonic subdivisions of Eastern China and its characteristics. «Acta Geol. Sinica», vol. 39, No. 2, 1959. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

H u a n g T. K. The main characteristics of the geologic structure of China; preliminary conclusions. «Acta Geol. Sinica», vol. 40, No. 1, 1960.

H u a n g T. K., J i a n g C h u n - f a. A preliminary investigation of the evolution of the Earth's crust from the point of view of polycyclic tectonic movements. «Scientia Sinica», vol. XI, No. 10, 1962.

K u o T. S. On the phases of the Nanling granites. «Scientia Sinica», vol. 12, No. 1, 1963.

K u o T s u n g - s h a n g. The skarn type of copper ore deposits of the Lower Yangtze, China. «Acta Geol. Sinica», vol. 37, No. 1, 1957. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

L i P u. Potassium — argon absolute ages of the pegmatites and granites of Inner Mongolia and Nanling region of China. «Scientia Sinica», vol. XII, No. 7, 1963.

N e v s k i i V. A., K a z a n s k i i V. I. Vertical structural zonality and ore deposition. «Problems of hydrothermal ore deposition». Schweizerbart, Stuttgart, 1970.

N g o C h a n - f o o n. Remark on the effect of the caledonian movement and geotectonic history on the southern part of the Chinese platform. «Acta Geol. Sinica», vol. 36, No. 3, 1956. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

T u r n e r F. J., W e i s s L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. «McGraw — Hill Book Company», New — York, 1963.

Y o u n g C. C., B i e n M. N., L e e Y. Y. «Red Beds» of Hunan. «Bull. Geol. Soc. China», vol. XVIII, No. 3—4, 1937.

W a n g C. C., H s i u n g Y. H. The cassiterite — arsenopyrite pipes in Southern Hunan, China. «Bull. Geol. Surv. China», No. 26, 1935. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

W a n g C h u n g. On Post-Jurassic granites of Fukien. «Acta Geol. Sinica», vol. 36, No. 1, 1956. (Ha кит. яз., резюме на англ. яз.)

W o n g W. H. Les provinces métallogéniques de la Chine. «Bull. Geol. Surv. China», No. 2, 1920.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Мезозойды Восточной Азии и их рудоносность	5
Общая характеристика мезозойд Восточной Азии	5
Эволюция представлений о роли тектонической активизации в образовании рудных месторождений Восточной Азии	7
Активизированные области — третий основной структурный элемент материков	11
Активизированные области Восточной Азии и их группировка	18
Выводы	30
Глава II. Региональные закономерности локализации оруденения	31
Принципы сравнительной характеристики рудоносных активизированных областей	31
Юго-восточная часть Сибирской платформы	33
Юго-восточная часть Китайской платформы	53
Буреинский кристаллический массив	71
Охотско-Чукотский вулканический пояс	77
Сопоставления и выводы	88
Глава III. Взаимосвязи региональных и локальных рудоносных структур	96
Геологические позиции и структуры рудных районов и полей	96
Центрально-Алданский район	100
Наньлинский район	128
Восточно-Гуйчжоуский район	137
Мало-Хинганский район	141
Омсукчанский район	152
Центрально-Чукотский район	157
Сопоставления и выводы	164
Глава IV. Внутреннее строение рудоносных разломов кристаллического фундамента	172
К методике изучения разломов кристаллического фундамента	172
Мезозойские разломы Мало-Хинганского района	174
Омоложенные нижнепротерозойские разломы Центрально-Алданского района	182
Вертикальная структурная зональность, дислокационный метаморфизм и рудоотложение	209
Заключение	217
Список литературы	226

ОПЕЧАТКА

Страница	Напечатано	Следует читать
151, рис. 30	7 — карбонаты	7 — сульфидно-касситеритовая ассоциация; 8 — карбонаты;

Заказ 1581

1 р. 83 к.

521

НЕДРА • 1972