

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СТРУКТУРНЫЕ  
УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ЭНДОГЕННЫХ  
РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

75 IV

553 3/4

СТРУКТУРНЫЕ  
УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ЭНДОГЕННЫХ  
РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

547



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1973



В данной монографии уточнено представление о структурных этажах и ярусах, как образованиях, отражающих определенные крупные этапы развития рудоносных территорий. Рассмотрены общие особенности структурных условий формирования эндогенных рудных месторождений в разных структурных этажах и ярусах. Показаны различия этих условий, зависящие от истории развития отдельных тектонических блоков.

Приведена сравнительная характеристика структур хромитовых месторождений, сформировавшихся в условиях активизации платформ и в подвижных зонах.

На примере Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны выявлено, что месторождения в пределах соседних подзон с разной историей геологического развития различаются структурными условиями формирования и генетическими особенностями оруденения.

Показана общность структур различных золоторудных месторождений, расположенных в одном структурном этаже, в районах со сходной историей развития. Обращается внимание на сходство структур месторождений, сформированных в определенные этапы в областях с различной историей развития.

Авторы: Л. И. ЛУКИН, И. З. КОРИН, Г. Г. КРАВЧЕНКО,  
Ю. Г. САФОНОВ, В. Ф. ЧЕРНЫШЕВ

Ответственный редактор  
канд. геол.-мин. наук Л. И. ЛУКИН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой работе развивается представление о зависимости структурных условий формирования эндогенных рудных месторождений от истории геологического развития рудоносных областей, наиболее полно изложенное нами в ранее опубликованной монографии<sup>1</sup>.

В основу анализа этой зависимости было положено рассмотрение общих особенностей структур рудных месторождений в связи с их положением в том или ином структурном этаже и ярусе, как образованиях, отражающих определенные крупные этапы развития рудоносных территорий. На ряде примеров было показано, что для каждого из этих образований свойственны месторождения, характеризующиеся определенными общими особенностями структуры. Однако при наличии общих черт в проявлениях какого-либо структурного этажа и яруса имеются некоторые, иногда существенные, различия в составе слагающих их пород, магматизме и тектонике, обусловленные спецификой развития не только крупных территорий, но и отдельных входящих в их состав тектонических блоков. Это сказывается и на структурных условиях формирования приуроченных к ним эндогенных рудных месторождений и должно учитываться при их разведке и изучении, а также при прогнозировании оруденения в масштабах металлогенических зон и рудных районов. Рассмотрение зависимости структурных условий формирования рудных месторождений от истории развития рудоносных территорий составляет основное содержание данной работы.

Книга состоит из четырех глав. Первая глава (автор Л. И. Лукин) посвящена некоторым общим вопросам. В ней уточняется представление о структурных этажах и ярусах. Помимо охарактеризованных в упомянутой выше монографии кристаллического основания (или нижнего структурного этажа), геосинклинального и платформенного этажей, предлагается выделить образования орогенного этажа, формирующиеся в связи с процессами активизации платформ и областей завершённой складчатости. На ряде примеров показано, что в пределах одной и той же рудоносной области отдельные тектонические блоки имеют разную историю развития, что отражается на структурных условиях формирования приуроченных к ним рудных месторождений.

Во второй главе (автор Г. Г. Кравченко) рассматриваются структурные условия образования хромитовых месторождений на платформах и в пределах геосинклинальных областей. На ряде примеров освещаются структурно-геологические позиции и морфология хромитоносных массивов ультрабазитов, детально характеризуются формы и условия залегания рудных тел. Особое внимание уделяется описанию различных усложнений в их залегании, проявляющихся развитием складчатых форм, разрывов, будинированием, растаскиванием и т. п. В заключении главы приводится сравнение структур хромитовых месторождений, развитых на платформах и в геосинклинальных областях. Существенные различия их

<sup>1</sup> «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». Изд-во «Наука», 1968.

структур находят объяснение в разных тектонических условиях формирования материнских массивов ультрабазитов.

В третьей главе (авторы В. Ф. Чернышев и И. З. Корин) на примере Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны (Зеравшано-Гиссарская горная система) рассматриваются особенности структур и закономерности размещения эндогенных рудных месторождений, распространенных в пределах двух соседних выделенных авторами тектонических блоков, представленных образованиями, геосинклинального структурного этажа. Приводится характеристика стратиграфии, магматизма, тектоники обоих блоков. В сравнительном аспекте освещается структурно-геологическая позиция месторождений, детально описываются их структуры, а также морфология и минеральный состав рудных тел. Существенные различия структурных условий локализации и генетических особенностей оруденения в этих блоках объясняется неодинаковой историей их развития.

В четвертой, наиболее крупной главе (автор Ю. Г. Сафонов) характеризуются структурные особенности золоторудных месторождений в областях с различной историей геологического развития. На примерах Мурунтауской, Северо-Казахстанской, Кармазарской и Трансильванской (Румыния) золоторудных областей показаны особенности структур месторождений в геосинклинальных зонах различного возраста. В специальном разделе рассматриваются структурные особенности золоторудных месторождений активизированных областей завершённой складчатости (Балейский район) и активизированных платформ (область Блэк-Хиллс, США; Центрально-Алданская золоторудная область). При описании этих золоторудных районов основное внимание уделяется показу типоморфных структур, обусловленных формированием месторождений в определенных структурных этажах и ярусах. Предпринята попытка оценить относительную роль отдельных структурных факторов, а также физико-механических свойств пород в локализации оруденения.

В заключительном разделе главы показана общность структур различных месторождений, развитых в одном структурном этаже в районах со сходной историей геологического развития. Вместе с тем обращается внимание на сходство структур золоторудных месторождений, сформировавшихся в определенные этапы в областях с различной историей геологического развития.

В кратком заключении к работе суммируются данные о структурных условиях формирования эндогенных рудных месторождений. Отмечаются общие черты, свойственные месторождениям, приуроченным к тому или иному структурному этажу и ярусу; подчеркиваются различия структурных условий локализации месторождений в пределах районов и отдельных тектонических блоков с разной историей геологического развития.

В проведении исследований и подготовке работы к печати большую помощь оказали Ю. Г. Клишин, Е. В. Кудрявцева, С. А. Ляшенко, Г. А. Сафонова и Е. И. Чернышева.

Авторы признательны Ф. И. Вольфсону, В. И. Казанскому и Л. В. Хорошилову за просмотр работы и ценные советы при подготовке ее к печати.

---

## СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ И ЯРУСАХ

---

При выяснении закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений важную роль играет анализ истории геологического развития рудоносных территорий. В основе этого анализа лежит представление о проявлении оруденения в связи с определенными этапами развития крупных структурных элементов земной коры — подвижных поясов, а также платформ и щитов. В результате такого анализа определяются границы металлогенических провинций, перспективных в отношении эндогенного оруденения различных генетических типов.

Такой подход с успехом применяется для оценки потенциальных возможностей крупных территорий. Однако для прогнозирования оруденения в пределах отдельных рудных провинций, в масштабах металлогенических зон и рудных районов, необходим более детальный анализ истории геологического развития территории.

В предыдущих работах (Вольфсон, Лукин, 1968; Вольфсон, Лукин и др., 1969) в основу такого анализа мы попытались положить известное представление о структурных этажах и ярусах как образованиях, отражающих определенные крупные этапы развития рудоносных территорий. Благодаря различным условиям формирования структурные этажи и ярусы различаются литологическим составом слагающих их слоистых толщ, а также степенью их метаморфизма, тектоникой и проявлением магматизма. Все это в значительной мере влияет на структурные условия локализации эндогенного оруденения.

При общем рассмотрении вопросов формирования структурных этажей и ярусов и приуроченного к ним оруденения не могли быть учтены частные особенности их строения, обусловленные дифференциальным развитием отдельных участков подвижных зон. Мало внимания было уделено также характеристике особенностей развития областей активизации. Совершенно не был затронут вопрос о закономерностях проявления собственно магматических месторождений.

В данной статье мы попытаемся дополнить высказанные ранее представления, уточнить характеристику структурных этажей и ярусов и приуроченного к ним оруденения, с учетом особенностей их проявления в тектонических блоках с разной историей геологического развития.

Наиболее древними образованиями геосинклинальных и платформенных областей является кристаллическое основание (комплекс основания по М. В. Муратову, 1964). Оно служит фундаментом геосинклинальных областей моноциклического развития и древних (раннепалеозойских) платформ. В геосинклинальных областях с полициклическим развитием и в областях молодых (эпикаледонских, эпигерцинских) платформ фундаментом служат образования геосинклинального структурного этажа, соответствующего предыдущему циклу геосинклинального развития данной области. В областях завершённой складчатости и на платформах в связи с их активизацией формируются слоистые толщи, объединяемые нами в орогенный структурный этаж.

## ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ОСНОВАНИИ

Под кристаллическим основанием подразумевается комплекс консолидированных метаморфических пород протерозойского, архейского, частично также раннепалеозойского возраста, представленный различными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами и прорывающими их древними гранитами. Слоистые толщи обычно смяты в сильно сжатые складки течения, возникшие в условиях проявления пластических деформации, граниты заметно гнейсированы. Складки осложнены продольными, часто согласными, крупными разломами, прослеживающимися иногда на многие десятки километров. Эти разломы заложены в процессе древней складчатости, также в условиях проявления пластических деформаций. Обычно они представлены бластомилонитами высоких ступеней метаморфизма, нередко вмещают древние дайки изверженных пород и подвергнуты последующему метаморфизму более низких ступеней. С этими разломами сопряжены более мелкие разрывные нарушения.

Иногда метаморфические породы кристаллического основания имеют пологое залегание и создается впечатление об их слабой деформированности, что, по-видимому, не всегда верно.

Интенсивный региональный метаморфизм пород кристаллического основания обуславливает существенное выравнивание их физико-механических свойств. Вследствие этого проявление в них последующих складчатых деформаций ограничено. Возможно лишь некоторое дожимание складок с дальнейшим развитием сланцеватости осевой поверхности, а также коробление пород с образованием куполовидных поднятий и прогибов. Обычно же деформации проявляются путем подновления древних, а также образованием новых разломов.

Древние месторождения в породах кристаллического основания по своему положению тесно связаны с его внутренней структурой. Как правило, они приурочены к отдельным древним мобильным зонам, где интенсивно проявлены сложная складчатость и сопряженные с ней разрывные нарушения. Исследования показывают, что эти месторождения сформировались после основного этапа динамометаморфизма, но некоторые из них несут на себе следы его последующего проявления.

Характерным примером может служить известное крупное свинцово-цинковое месторождение Брокен-хилл в Австралии (Каррутерс, Праттен, 1964) докембрийского возраста, приуроченное к нижнедокембрийским кристаллическим сланцам и гнейсам, смятым в крутые складки, осложненные продольными и поперечными разрывными нарушениями. Оруденение распространяется вдоль зоны расслабевания или главного скола, в основном согласного с напластованием. Рудные тела развиты вблизи этого разлома в благоприятных для замещения разностях гнейсов и имеют седловидную форму. Наиболее мощные рудные тела возникли в местах искривления главного скола по простиранию.

Сюда же относится докембрийское золоторудное месторождение Морроу Велью в Бразилии (Парк, Мак-Дормид, 1966), золоторудное месторождение Колар в Индии (Рожков, 1966) и другие. Для большинства древних рудных месторождений в фундаменте характерна значительная глубина распространения промышленного оруденения, достигающая, например на месторождении Колар 3,5 км. Им свойственны также малая изменчивость продуктивных ассоциаций с глубиной и по простиранию.

Молодое гидротермальное оруденение в кристаллическом основании проявляется в связи с подновлением старых разломов или возникновением новых разрывных нарушений. Оно всегда тяготеет к этим нарушениям, причем рудные тела имеют форму жил, иногда штокверков. Очень характерны также метасоматические залежи, возникающие путем замещения пород, благоприятных по химическому составу.

Хорошим примером являются свинцово-цинковые месторождения Маданского района в Болгарии (Доков, Попов, 1963). Здесь обнажается Родопский срединный массив, сложенный пологозалегающими протерозойскими парагнейсами и гнейсами, содержащими прослой мраморов и амфиболовых сланцев. Эти породы прорваны разновозрастными гранитоидами и перекрыты горизонтально залегающими палеогеновыми обломочными породами, сменяющимися вверх по разрезу покровом риолитов. Все эти породы пересечены протяженными разломами. Свинцово-цинковые месторождения третичного возраста тяготеют к этим разломам. Они образуют рудные столбы в местах искривления их по простиранию, а также на участках пересечения с разломами перпендикулярного направления. Главная же масса оруденения развивается вблизи разломов путем замещения прослоев мрамора, в результате чего возникают лентообразные тела скарнов с богатыми рудами, вытянутые соответственно линии пересечения разломами этих прослоев.

Весьма интересным примером молодого оруденения в породах кристаллического основания являются золотоносные метасоматиты, развитые в пределах Алданского щита (Казанский и др., 1970). Они приурочены к зонам разломов, заложённых в нижнем протерозое на значительной глубине, в условиях проявления пластической деформации. Эти разломы представлены в основном бластомилонитами альмандин-амфиболитовой фации и содержат древние дайки метадiorитов.

Золотоносные метасоматиты имеют мезозойский возраст и формировались на глубине, не превышающей 1 км, при воздействии хрупких деформаций. Им предшествовало проявление многочисленных даек щелочноземельных и щелочных пород, которые развивались в условиях активного механического воздействия магматического расплава, независимо от древних разломов, и нередко они их пересекают. В то же время золотоносные метасоматиты отчетливо наследуют нижнепротерозойские тектонические зоны с образованием раздувов в местах искривления, расщепления и сопряжения омоложенных древних разломов, что находит объяснение в резкой анизотропии упругих свойств выполняющих их пород.

Из сказанного следует, что структурные условия формирования древних и молодых рудных месторождений, расположенных в кристаллическом основании, довольно различны.

Оруденение древних месторождений локализуется в тесной связи с внутренней структурой сложнодислоцированных вмещающих толщ, в условиях существенного проявления пластических деформаций. Значительная глубина распространения оруденения и малая изменчивость продуктивных ассоциаций по падению и по простиранию указывают на выдержанность термодинамических условий и на существенную структурную закрытость системы рудоотложения. Молодые месторождения развиваются уже в условиях проявления хрупких деформаций, когда отдельные участки развития кристаллического основания оказываются в зонах последующей активизации. Оруденение локализуется в разрывах, унаследующих древние тектонические зоны, либо развивается по вновь заложённым разломам и сопровождается образованием послонных залежей путем замещения пород, благоприятных по химическому составу.

#### ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ СТРУКТУРНОМ ЭТАЖЕ

Развитие геосинклиналей характеризуется большой активностью движений земной коры, причем направленность их не остается постоянной. В ранний этап развития (соответствующий демиссионному режиму по Т. Н. Спизарскому, 1968<sub>1</sub>) эти движения носят нисходящий характер,

что обуславливает накопление мощных толщ, представленных осадками преимущественно морских фаций. Осадконакопление заканчивается интенсивным складкообразованием, сопровождающимся обычно внедрением больших магматических масс и формированием крупных батолитоподобных массивов гранитов. Это приводит к существенной консолидации данной области.

В поздний этап развития геосинклинали (отвечающий инверсионному режиму по Т. Н. Спизарскому) преобладают уже восходящие движения и осадконакопление протекает преимущественно в наземных, либо в мелководных морских условиях. Тектонические движения этого этапа проявляются развитием разрывных нарушений, сопровождающихся наземными излияниями преимущественно кислых и средних лав и формированием тел малых интрузий.

Приведенная схема характеризует один цикл развития геосинклиналей. Однако имеется целый ряд примеров, когда на месте уже закончившей развитие геосинклинали вновь возникают геосинклинальные условия. Так, на Кавказе проявились четыре цикла геосинклинального развития (каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский); на Урале и в Казахстане — два (каледонский и герцинский) и т. д. В таких областях, характеризующихся полициклическим развитием, может быть выделен ряд последовательно сформировавшихся геосинклинальных структурных этажей.

Заложение геосинклиналей обусловлено прогибанием поверхности кристаллического основания. Эти движения дифференциально, с различной степенью интенсивности, проявляются и в процессе осадконакопления. При этом одни из линейно вытянутых тектонических блоков претерпевают более интенсивное и устойчивое опускание, в других блоках этот процесс протекает медленнее. В отдельные моменты такие блоки испытывают частную инверсию, выражающуюся сменой нисходящих движений восходящими. Наконец, некоторые блоки остаются в достаточной мере стабильными в течение всего цикла развития геосинклинали.

Следствием этого является относительная выдержанность условий осадконакопления по простиранию геосинклиналей; вместе с тем в поперечном направлении условия осадконакопления достаточно изменчивы.

Разная подвижность отдельных блоков и различная устойчивость направлений их перемещений обуславливают и степень изменчивости осадочных толщ в разрезе. Блоки, претерпевающие устойчивое погружение, характеризуются развитием непрерывной серии мощных осадков без существенного проявления несогласий. Такими являются интрагеосинклинали. Блоки с менее резко выраженной тенденцией к опусканию, в которых к тому же проявляются местные инверсии, отличаются менее мощными осадками и меньшим постоянством их состава в разрезе, а также наличием перерывов в осадконакоплении. Они классифицируются как интрагеоантиклиналы или области относительных поднятий в пределах геосинклиналей. На границах интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей, определяемых развитием глубинных разломов, проявляются наиболее мобильные зоны, характеризующиеся в ранний этап развития геосинклинали особенно интенсивным погружением. Это — так называемые геосинклинальные рвы. Наконец, отдельные блоки уже с самого начала развития геосинклиналей вовсе не претерпевают опускания и проявляются как выступы фундамента, иногда перекрытые маломощным чехлом более молодых осадочных пород. Таковы срединные массивы геосинклинальных областей. По границе с ними, а также с прилегающими к геосинклиналям платформенными областями, возникают краевые прогибы, что также обусловлено проявлением граничных глубинных разломов. Выделенные структурные элементы геосинклиналей различаются не только мощностью и фациями развитых в них осадочных образований,

но также интенсивностью проявления и типами деформаций и магматизма.

Наиболее интенсивные складчатые и разрывные деформации развиваются в более мобильных блоках и особенно — в пределах граничных зон между блоками с различной историей формирования. С этими же участками геосинклиналей связано особенно интенсивное проявление как интрузивной, так и эффузивной магматической деятельности. Срединные массивы не претерпевают складчатых деформаций, для них характерны лишь разрывные нарушения. Различные по истории формирования, а, соответственно, и по геологическому строению, участки в пределах геосинклинальных областей выделяются в структурно-формационные зоны (Никольская и др., 1963).

Соответственно истории развития геосинклиналей, разделяющейся на два этапа — ранний и поздний, в образованиях геосинклинального структурного этажа могут быть выделены два структурных яруса — нижний и верхний.

### ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НИЖНЕМ ЯРУСЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

Для нижнего структурного яруса в целом характерно развитие мощных толщ терригенных, карбонатных, реже вулканогенных пород, смятых в линейные, иногда коробчатые складки, а также наличие крупных интрузивов, обычно приуроченных к ядрам крупных антиклиналей. Широко развиты протяженные разрывные нарушения, сопряженные со складчатостью. Иногда устанавливается, что они переходят из фундамента и частью выклиниваются в пределах образований геосинклинального этажа.

Однако особенности развития разных геосинклиналей и отдельных, входящих в их состав блоков, вносят в эту общую картину существенное разнообразие.

В геосинклиналях, характеризующихся на ранней стадии развития особенно интенсивным прогибанием, проявлены глубоководные морские осадки, чередующиеся с основными и ультраосновными лавами подводных излияний, условно выделяемые нами в осадочно-офиолитовый комплекс. Этот комплекс отличается наличием в разрезе терригенных кремнистых, иногда глинистых пород, переслаивающихся с лавами спилито-кератофировой формации, частично также с альбитофирами и базальтами, превращенными в различные сланцы. Эти породы вместе с вышележащими слонистыми толщами смяты в линейные складки и разбиты разломами, в основном унаследующими направления разломов фундамента, а также послойными и иногда секущими разрывными нарушениями, сопряженными со складчатостью. Характерно наличие крупных, большей частью подчиненных морфологии складок, реже секущих, массивов ультрабазитов и габбро.

Осадочно-офиолитовый комплекс можно рассматривать как подъярус нижнего структурного яруса. В ряде геосинклинальных областей, не претерпевших столь глубокого прогибания на ранних стадиях развития, он отсутствует. Его заменяют мощные толщи флишевых отложений.

Образования осадочно-офиолитового комплекса наиболее отчетливо выражены в пределах уральской герцинской геосинклинали (Кондаин и др., 1968), а именно в ее интрагеосинклинальных зонах, претерпевших в начальный этап развития наибольшее погружение. В прилежащих интрагеоантиклинальных зонах в это же время отлагались терригенные, терригенно-кремнистые осадки, сменяющиеся вверх по разрезу туфогенными образованиями и эффузивами в основном кислого состава.

Подобная же картина свойственна герцинской геосинклинали Большого Кавказа (Смирнов, 1963). Здесь типичные образования характеризуются

мого комплекса, представленные породами спилит-кератофировой формации, приурочены к мобильной зоне Передового хребта, претерпевшей значительное прогибание в ранний этап развития геосинклинали. В то же время прилегающая к ней зона Центрального поднятия и геосинклинальный прогиб Северного склона лишены этих образований.

Достаточно мощное развитие подводных излияний лав порфиритового и кератофирового состава характерно и для нижнего структурного яруса альпийской геосинклинали Малого Кавказа. Осадочно-вулканогенная толща, представленная кремнисто-сланцевыми породами, а также эффузивами спилит-кератофировой и спилитовой формаций, проявлена и в низах разреза отложений каледонской геосинклинали Алтая.

В большинстве других геосинклинальных областей Советского Союза осадочно-офиолитовый комплекс выражен относительно слабо или отсутствует.

К образованиям характеризуемого осадочно-офиолитового комплекса, всегда приуроченного к низам геосинклинального структурного этажа, тяготеют колчеданные месторождения Урала, Кавказа и Закавказья. Они обычно образуют согласные линзовидные залежи среди различных горизонтов комплекса, иногда в сочетании с секущими разрывными нарушениями. В локализации оруденения основную роль играет замещение вмещающих пород; существенное значение нередко имеет и выполнение трещин.

Массивы ультрабазитов включают собственно магматические месторождения хромита. К таким относится, например Донское месторождение в Казахстане и Шорджи в Закавказье. С интрузивами габбро связаны месторождения титаномагнетита. Рудным залежам этих месторождений свойственны сложные складкообразные, иногда жилообразные формы, а в самих рудовмещающих интрузивах наблюдаются причудливые полосчатые текстуры, выраженные ориентированным положением вкрапленников рудных минералов. Это свидетельствует о том, что оруденение локализовалось, по-видимому, в условиях проявления своеобразных пластических деформаций окончательно нераскристаллизованной магмы.

Зоны глубоких прогибов с окончанием формирования осадочно-офиолитового комплекса претерпевают относительные поднятия. В дальнейшем в их пределах развиваются образования, которые могут рассматриваться как верхний подэтаж нижнего яруса геосинклинального структурного этажа. Такие образования целиком или почти целиком слагают этот ярус в пределах структурно-формационных зон, не претерпевших глубокого прогибания на ранней стадии геосинклинального развития и, соответственно, характеризующихся отсутствием или слабым проявлением осадочно-офиолитового комплекса.

Образования, рассматриваемые в качестве верхнего подэтажа нижнего яруса геосинклинального этажа, представлены мощными толщами терригенных, карбонатных, а также вулканогенных пород преимущественно среднего, либо кислого состава. Эти толщи смяты в линейные, иногда сундучные складки и прорваны крупными интрузивами гранитоидов, обычно приуроченных к ядрам крупных антиклиналей. Характерно широкое развитие протяженных крупных разломов, сопряженных со складчатостью и частично повторяющих разломы фундамента. Оруденение представлено главным образом высоко- и среднетемпературными гидротермальными месторождениями. Они приурочены преимущественно к участкам с относительно неглубоким залеганием консолидированного фундамента, формируются, как правило, на глубине около 1,5 км и прослеживаются на значительные расстояния по вертикали. Положение рудных месторождений обычно определяется разрывными нарушениями, сопряженными с крупными разломами. Рудные тела в слоистых толщах имеют форму пластовых, иногда седловидных залежей, развившихся преимущественно по межпластовым срывам, особенно широко распростра-

ненным в контактах пород, различающихся по физико-механическим свойствам. Секущие разрывные нарушения, сопряженные со складчатостью, также нередко вмещают руду и оказывают существенное влияние на форму рудных тел, обуславливая развитие комбинированных (складчато-трещинных) структур.

На ранних стадиях формирования месторождений существенную роль играют пластические деформации. Так, в зонах пластического течения среди известняков образуются ранние скарны. Последующие стадии рудного процесса протекают уже в основном в условиях проявления хрупких деформаций.

В интрузивных породах оруденение часто локализуется в трещинах, заложенных еще в процессе становления массивов. Нередко также оно развивается по трещинам, оперяющим разрывы, сопряженные с крупными разломами.

Оруденение в пределах характеризуемых образований геосинклинального этажа развивается преимущественно при умеренной структурной открытости системы, путем выполнения трещин, пор и замещения пород, благоприятных по химическому составу. По восстанию оно часто ограничивается менее проницаемыми породами. Иногда такую роль играют образования верхнего яруса геосинклинального этажа.

Такова общая характеристика особенностей состава слоистых толщ, магматизма и условий локализации гидротермального оруденения в образованиях рассматриваемых как верхний подэтаж нижнего яруса геосинклинального структурного этажа. Но в зависимости от геотектонического режима в соседних структурно-формационных зонах осадконакопление, проявление тектоники и магматизма нередко существенно различаются. Это находит отражение и в структурных условиях образования рудных месторождений.

Такая зависимость отчетливо проявляется на свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. Здесь образования герцинского геосинклинального структурного этажа несогласно залегают на отложениях более ранней (каледонской) геосинклинали, представленных сложнодислоцированными кристаллическими сланцами и песчаниками предположительно ордовикского возраста. Нижний ярус герцинского геосинклинального этажа сложен мощными осадками среднего-верхнего девона. Для низов разреза характерны алевролиты, песчаники и конгломераты, сменяющиеся туфами и лавами кварцевых порфиров. В верхах разреза развиты пестрые по составу вулканогенные и терригенные толщ.

В пределах складчатой области Рудного Алтая выделяются интрагеоантиклинальные зоны и зоны интрагеосинклинальных прогибов (Янов, 1968). В интрагеоантиклиналях мощности образований нижнего яруса колеблются от 2000 до 3000 м, они смяты в глыбовые складки, имеющие сундучную форму и представляющие собой горстообразные поднятия, ограниченные продольными разломами. Зоны прогибов характеризуются значительно большими мощностями осадков нижнего яруса, достигающими 8000 м. Они интенсивно дислоцированы, смяты в крутые изоклинальные складки, осложненные сланцеватостью осевой поверхности и многочисленными разрывными нарушениями, иногда секущими, иногда согласными со сланцеватостью, либо со слоистостью. Эти зоны известны на Рудном Алтае как зоны смятия.

Оруденение, развитое как в пределах интрагеоантиклинальных зон, так и в зонах смятия, связано, по-видимому, с единым герцинским тектоно-магматическим циклом. Однако условия локализации и морфология приуроченных к ним рудных тел существенно различны.

Для областей интрагеоантиклинальных поднятий характерны пластовые и линзообразные тела свинцово-цинковых руд. Они, как правило, размещаются в более хрупких эффузивах и туфах и экранируются ма-

лопроницаемыми относительно пластичными аргиллитами, глинистыми сланцами и песчаниками. Наиболее мощные рудные тела тяготеют к поднятиям, осложняющим своды крупных антиклинальных складок, реже они развиваются в приосевых частях синклиналей, где возникают полости отслаивания и согласные межпластовые срывы.

Пластовые тела, как правило, соединяются с непротяженными жильными рудными телами, развитыми вдоль крутопадающих продольных разрывов, унаследующих разломы фундамента. Эти разломы пересекают сравнительно хрупкие эффузивные толщи и постепенно затухают в вышележащих аргиллитах и песчаниках.

Сульфидная руда локализуется на участках таких окончаний разломов по восстанию (Баранов, 1960). В местах пересечения этими разломами пластов более хрупких пород возникают линзообразные рудные тела, погружающиеся одно вслед за другим соответственно падению этих пластов. Примерами могут служить Зыряновское, Березовское и ряд других месторождений. В некоторых случаях, когда в разрезе имеется чередование более хрупких и пластических пород, возникает ряд пластовых тел, располагающихся одно над другим.

По данным ряда исследователей (Яковлев, 1959; Горжевский, 1962), характеризующиеся месторождения образовались на относительно небольшом расстоянии от контакта с фундаментом. Это расстояние более чем для 30% месторождений не превышает 500 м.

Таким образом, в локализации оруденения свинцово-цинковых месторождений Рудного Алтая главную роль играло сочетание благоприятных физико-механических свойств горных пород и разрывных нарушений, прослеживающихся из неглубоко залегающего кристаллического основания.

В пределах зон смятия развиты преимущественно колчеданные месторождения. Рудные тела имеют форму согласных лентообразных залежей, распространяющихся вдоль крыльев крутопадающих складок, и, соответственно изгибам пластов, имеют очень причудливые очертания. Их локализация обусловлена проявлением межпластового скольжения по контактам пород с различными физико-механическими свойствами. Особенно благоприятны места осложнений складок разрывными нарушениями и зонами интенсивного рассланцевания. Вмещающие породы этих месторождений более интенсивно метаморфизованы и, наряду с приоткрыванием трещин и поверхностей напластования, в локализации оруденения существенную роль играет процесс замещения пород, благоприятных по химическим свойствам. Примерами являются Белоусовское, а также Иртышское и другие месторождения Иртышской зоны смятия.

Таким образом, локализация той части колчеданных месторождений Рудного Алтая, которые приурочены к зонам смятия, определяется сочетанием складчатых форм, зон рассланцевания и разрывных нарушений, при участии процессов замещения пород, благоприятных по химическому составу.

Аналогичная картина наблюдается и в пределах упомянутой выше Зеравшано-Алтайской зоны, представляющей собой окраинную часть Кызылкумо-Алайской системы структурно-формационных зон. Здесь среди образований нижнего структурного яруса, представленных карбонатными и песчано-сланцевыми толщами силура, девона и нижнего карбона, также выделяются зоны, различающиеся по типам деформаций. Значительные площади сложены массивными известняками и покрывающими их терригенными образованиями, смятыми в пологие коробчатые складки; интрузивные породы развиты слабо. Вместе с тем выделяются линейно вытянутые зоны, в пределах которых тонкополосчатые известняки и вышележащие сланцы интенсивно деформированы с образованием сжатых иногда опрокинутых складок, усложненных преимущественно продольными разрывными нарушениями и прорванных интрузиями грани-

тоидов. Детальные наблюдения, проведенные В. Ф. Чернышевым (Чернышев и др., 1971), показали, что такие зоны ограничены разломами древнего заложения и в своем развитии отличались существенной мобильностью. В процессе осадконакопления и в последующее время они претерпевали относительные поднятия, сменявшиеся опусканиями в условиях бокового сжатия, чем и объясняется столь сложная структура слагающих их осадочных толщ. Оруденение в пределах характеризуемой территории связано с герцинским тектогенезом. Для областей развития коробчатых пологих складок характерно проявление относительно простых по форме пластовых залежей, а также секущих тел ртутного и сурьмяно-ртутного оруденения, возникшего в основном путем выполнения трещин и участков отслаивания пород по слоистости. Мобильные зоны отличаются развитием золото-мышьяковых и вольфрамовых скарновых месторождений, представленных сложными телами, форма которых определяется сочетанием складчатых элементов и разрывных нарушений, подготовленных проявлением пластических и хрупких деформаций. Оруденение локализуется путем выполнения трещин при существенной роли замещения.

Сходные условия локализации гидротермального оруденения имели место и в пределах Кураминской структурно-формационной зоны, в горах Карамазара в Средней Азии. Здесь нижний ярус геосинклинального этажа представлен в основном полосчатыми известняками верхнего девона — нижнего карбона, смятыми в крутые сложные линейные складки, разбитые многочисленными разломами. Развитое здесь гидротермальное оруденение связано с позднегерцинским тектогенезом. Оно представлено преимущественно свинцово-цинковыми месторождениями скарнового типа, морфология основных рудных тел контролируется сочетанием складчатых форм и разрывных нарушений. В локализации оруденения ведущую роль играли процессы замещения. Такими являются большинство месторождений Кансайского, Курусайского рудных полей (Чернышев и др., 1968; Чернышев, 1968), а также месторождение Алты-Топкан.

Вместе с тем в пределах Карамазара выделяются участки развития гидротермальных месторождений трещинного типа, не связанных со скарнами. Таким является, например, мышьяково-полиметаллическое месторождение Такели (Сафонов, 1968<sub>2</sub>), рудные тела которого размещаются на пересечениях разрывных нарушений различных направлений. Оруденение локализуется путем выполнения трещин в известняках при значительной роли замещения, а также образует жильные тела в выше лежащих эффузивах.

Следует отметить, что непосредственно в пределах месторождекия залегает крупный массив гранодиорита, возникший в процессе главного этапа складчатости (после среднего карбона). В нем также имеются жилы с арсенопиритом. Возможно, что в данном случае этот массив играл роль своеобразного жесткого выступа.

Хорошими примерами, иллюстрирующими структурные особенности локализации оруденения в интрузивах, являются высокотемпературные кварцево-вольфрамитовые месторождения Центрального Казахстана, приуроченные обычно к небольшим массивам позднегерцинских гранитов, прорывающих вулканогенно-осадочные толщи палеозоя (Малиновский, 1965).

На месторождении Караоба ранние кварц-молибденитовые жилы и прожилки образуют штокверки, определяемые пологими трещинами отрыва контракционного происхождения. Более поздние крутопадающие кварц-вольфрамитовые жилы приурочены к трещинам нескольких систем, повторяющим направления трещин отдельности. На Центральном месторождении развиты крутопадающие жилы двух взаимно перпендикулярных направлений. Несмотря на значительную протяженность по простиранию вмещающие их трещины не несут следов перемещений и сво-

им положением повторяют направления ранних трещин отдельности в массиве, возникших при его формировании в условиях воздействия внешних усилий. Раскрытие трещин на этих месторождениях связывается в основном с контракционным сокращением массивов; оруденение локализуется путем выполнения трещин и замещения пород с образованием рудоносных грейзенов.

Другим примером структурных условий развития оруденения в интрузивах может служить среднетемпературное свинцово-цинковое месторождение Садон на Северном Кавказе (Вольфсон, Некрасов, 1968), залегающее в гранитоидах среднего-верхнего палеозоя и частично в покрывающих осадочно-эффузивных породах нижней юры. Главные рудоносные жилы этого месторождения располагаются в грабенообразно опущенном блоке гранитоидов, ограниченном крутопадающими тектоническими швами северо-восточного направления. Оруденение развито вдоль западного шва, а также слагает мощные жилы, следующие по оперяющим его трещинам скалывания, преимущественно северо-восточного простирания. По восстанию отдельные жилы ограничиваются пологими дорудными трещинами.

Сходные структурные условия локализации оруденения характеризуют и золоторудное месторождение Школьное (Северный Таджикистан), расположенное среди раннегерцинских гранодиоритов.

Приведенные данные показывают, что при наличии многих общих черт, структурные условия локализации оруденения в месторождениях геосинклинального структурного этажа нередко могут существенно различаться. Это обуславливается в конечном счете разной историей развития рудоносных территорий.

Даже соседние тектонические блоки различаются по условиям осадконакопления и соответственно по составу и сложению слоистых толщ. Это существенно отражается на проявлении тектонических деформаций. Тонкослоистые породы сминаются в линейные складки. Для грубослоистых пород характерны коробчатые складки, определяемые разломами в фундаменте. Эти особенности тектоники слоистых толщ сказываются и на условиях локализации оруденения. В первом случае возникают месторождения, структуры которых в основном определяются сочетанием складчатых и разрывных нарушений. Во втором случае образуются залежи, приуроченные к контактам пород с различными физико-механическими свойствами. В морфологии рудных тел существенно сказывается роль фундамента. С приближением к нему большее значение приобретают тела жильного типа, при удалении же от него более характерны комбинированные складчато-разрывные структуры.

Интрузивные тела в геосинклинальных областях в процессе формирования испытывают внешнее направленное давление, приводящее к образованию закономерно расположенных трещин отдельности. Последующее тектоническое воздействие на уже консолидированные массивы способствует их приоткрыванию, а также вызывает образование новых разрывов и сопряженных с ними трещин. И те и другие трещины определяют развитие рудных тел жильной формы.

#### ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВЕРХНЕМ ЯРУСЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

К верхнему структурному ярусу нами относятся образования, формирующиеся в позднюю стадию развития геосинклинали (в условиях проявления инверсионного режима по Т. Н. Спизарскому, 1968). Некоторыми геологами они относятся к орогенному этажу, что имеет целью подчеркнуть связь его формирования с образованием горных сооружений. Этот термин для характеризуемых образований представляется не-

очень удачным, поскольку процесс горообразования не всегда связан с поздним этапом развития геосинклинали, иногда он проявляется значительно позже ее окончательного замыкания, в связи с последующей тектонической активизацией данной области.

Принятый нами нейтральный термин — «верхний структурный ярус» — имеет целью лишь подчеркнуть неразрывную связь его формирования с образованиями раннего этапа развития геосинклинали и отсутствием существенного перерыва в осадконакоплении.

Образования верхнего структурного яруса приурочены либо к остаточным депрессиям и унаследуют геотектоническую позицию подстилающих образований нижнего яруса, либо выполняют палоченные мульды, развивающиеся иногда на местах прежних поднятий. В формировании тех и других существенную роль играют разрывные нарушения.

Для образований верхнего структурного яруса характерны наземные эффузивные, континентальные, а также мелководные морские осадки обычно небольшой мощности. Часто отмечаются перерывы в их отложении, выражающиеся местными несогласиями. Пликативные формы дислокаций слоистых толщ проявлены относительно слабо и представлены обычно крупными пологими брахискладками. Вместе с тем часты разрывные нарушения различных масштабов, в том числе и унаследующие долгоживущие разломы древнего заложения. Последние послужили путями для проникновения эффузивов и развития наземных излияний преимущественно среднего и кислого состава, которые иногда образуют мощные покровы. Очень характерно наличие тяготеющих к зонам разломов пород жерловой фации, малых интрузий, а также субвулканических тел, близких по времени образования с процессом рудоотложения.

Оруденение представлено главным образом средне- и низкотемпературными месторождениями. Они размещаются преимущественно на участках с относительно неглубоким залеганием фундамента, чаще всего в краевых частях мульд, и формируются на глубине, не превышающей 1 км (обычно в 600—800 м от земной поверхности). Положение месторождений определяется крупными долгоживущими разломами и сопряженными с ними разрывными нарушениями. В локализации оруденения важную роль играют физико-механические свойства горных пород, особенно их способность к трещинообразованию. Рудные тела формируются при существенной структурной открытости системы путем выполнения трещин и пор в породах; процесс замещения, как правило, играет подчиненную роль. По восстановлению они заканчиваются под горизонтами малопроницаемых пород, либо под пологими разрывными нарушениями, содержащими тектоническую глину. Оруденение распространяется на несколько меньшую глубину, чем на месторождениях, приуроченных к нижнему ярусу геосинклинального этажа.

В тех случаях, когда образования верхнего яруса представлены породами вулканогенного комплекса, оруденение обычно образует штокверки и штокверковые зоны в телах пород жерловой фации и субвулканов, а также развивается по разрывам, повторяющим контакт этих тел и пластов более хрупких эффузивов с прилежащими, относительно менее хрупкими породами.

Аналогичные структурные условия локализации оруденения свойственны и месторождениям, приуроченным к гранитоидам малых интрузий.

Среди слоистых эффузивных толщ оруденение нередко локализуется вдоль секущих разломов с образованием обогащенных участков при пересечении этими разломами пластов пород, благоприятных по их физико-механическим свойствам.

На месторождениях, приуроченных к участкам развития карбонатных толщ, помимо физико-механических свойств пород, в локализации оруденения определенную роль играет и их химический состав. Рудные

тела формируются путем выполнения трещин, частично также и путем замещения.

Отмеченное выше разнообразие в проявлении образований верхнего яруса геосинклинального этажа, а также и определенные различия в локализации оруденения, обусловлены неодинаковой историей развития тектонических блоков, ограниченных глубинными разломами. Эти различия проявляются иногда даже в непосредственно соседних структурно-формационных зонах.

Хорошим примером такой неоднородности являются некоторые районы Тянь-Шаньской горной системы (Довжиков и др., 1968). В пределах Майлисуйской структурно-формационной зоны, включающей восточную часть южного склона Чаткальского хребта, образования верхнего яруса представлены отложениями среднего-верхнего карбона — нижней перми. Это — мощная толща чередующихся конгломератов, песчаников, алевролитов, содержащих небольшие прослои полосчатых известняков. Они смяты в широкие пологие складки, усложненные разломами. Среди характеризуемых образований проявления магматизма весьма незначительны: отсутствуют здесь и какие-либо практически интересные рудные месторождения. Последнее, по-видимому, обусловлено значительной глубиной залегания фундамента и преобладанием в стратиграфическом разрезе пород неблагоприятных для развития трещин.

В то же время, в пределах Кураминской структурно-формационной зоны, непосредственно прилегающей к Майлисуйской зоне с запада и отделенной от нее зоной глубинных разломов, образования верхнего яруса представлены совершенно иным комплексом пород. Здесь развиты мощные толщи эффузивов преимущественно кислого, реже среднего состава, чередующиеся с туфами, туффитами, песчаниками и конгломератами. Имеется большое количество разрывных нарушений, частично повторяющих разломы древнего заложения. Они контролируют размещение различных фаций эффузивов, многочисленных субвулканических тел и малых интрузий.

Такая специфика образований верхнего яруса Кураминской зоны обусловлена, по-видимому, тем, что к моменту его формирования, в связи с интенсивным проявлением складчатости и внедрением больших масс среднепалеозойских интрузивов, территория была существенно консолидирована, что благоприятствовало проявлению хрупких деформаций.

В пределах Кураминской структурно-формационной зоны широко распространены свинцово-цинковые и медные висмутсодержащие месторождения (Лукин, Чернышев, 1968). Эти месторождения залегают в краевых частях мульд, выполненных верхнепалеозойскими преимущественно кислыми, реже средними, эффузивами, залегающими на интенсивно дислоцированных среднепалеозойских известняках и гранитоидах.

Рудные тела имеют жильную форму и связаны с разрывными нарушениями, сопряженными с крупными разломами, развитыми близ краевых частей мульд. Они часто залегают в древних вулканических аппаратах, либо в кислых субвулканических массивах, и лишь частично прослеживаются в толщу вмещающих эффузивов. Верхние части месторождений нередко представляют собой штокверковые зоны. Распространение оруденения по восстанию ограничивается толщей плотных эффузивов.

Несколько отличаются структурные условия локализации оруденения на золоторудном месторождении Коч-булак, также расположенном в пределах Кураминской зоны. Здесь оруденение частично развито вдоль пологопадающих межпластовых срывов среди слоистой толщи эффузивов среднего состава. Главные же рудоносные жилы приурочены к секущим трещинам скалывания, оперяющим крутопадающие близмеридиональные разломы, большей частью ограничивающиеся согласными срывами. Оруденение развивается путем выполнения приоткрытых участков трещин, иногда с образованием штокверков.

Условия локализации оруденения в верхнем ярусе геосинклинального этажа, представленном осадочной толщей, можно показать на примере свинцово-цинкового месторождения Райбл в Италии (Кальбертальдо, 1953; Colbertaldo, Schneiderhöhn, 1958). Это месторождение приурочено к южному крылу пологой складки близширотного простирания, разбитой крутопадающими северо-восточными разломами и сопряженными с ними разрывами близмеридионального простирания. Вмещающие мелководные морские отложения триаса представлены чередующимися пластами плитчатых известняков, мергелистых известняков и мергелей.

Рудные тела располагаются вдоль близмеридиональных разломов и соединяющих их разрывов северо-западного простирания. Они имеют жиллообразную или лентообразную форму. Первые образуются путем цементации брекчий в разломах и частично замещения их цемента; формирование вторых обусловлено замещением пластов плитчатых, а также мергелистых, сильно битуминозных, иногда сланцеватых известняков.

Итак, для гидротермальных рудных месторождений, расположенных в образованиях верхнего яруса геосинклинального этажа, характерны трещинные структуры. Возникновение рудоносных трещин в значительной мере определяется контрастностью физико-механических свойств горных пород, обусловленной их слабым метаморфизмом. Вместе с тем имеются определенные различия в структурных условиях локализации оруденения, связанные в конечном счете с разной историей развития тектонических блоков. Представляется, что эти различия существенно зависят от механических свойств фундамента, на котором формируются образования верхнего яруса. В жестком консолидированном фундаменте относительно легко возникают разрывные нарушения, по которым поднимается магма, образующая эффузивные покровы и тела малых интрузий. Подновление этих разломов и развитие новых разрывных нарушений приводит к формированию рудных месторождений трещинного типа.

Роль фундамента сказывается и более локально. В мульдах, выполненных вулканогенными образованиями, рудные месторождения располагаются на участках его неглубокого залегания.

Частные особенности структур рудных месторождений определяются степенью неоднородности пород, слагающих данный район. При контрастности механических свойств пород в более хрупких разностях возникают штокверки и штокверковые зоны; в породах достаточно однородных развиваются выдержанные по простиранию рудоносные разрывы. Частные особенности локализации оруденения связаны и с химическим составом пород, вследствие чего при образовании рудных тел наряду с выполнением трещин иногда существенную роль играют и процессы замещения.

## ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЛАТФОРМЕННОМ СТРУКТУРНОМ ЭТАЖЕ

Тектонический режим развития платформенных областей проявляется на больших площадях и характеризуется относительно слабой активностью движений земной коры, а соответственно и медленным осадконакоплением. Этим обусловлена значительная выдержанность типа осадков на больших пространствах, их относительно небольшие мощности и отсутствие резких изменений фаций.

Слоистые толщи, связанные с платформенным этапом развития, выделяются в платформенный структурный этаж. Они залегают на выровненной поверхности кристаллического основания, либо на пенепленизированных образованиях геосинклинального структурного этажа. В последнем случае, учитывая время замыкания геосинклинали, говорят о молодых (эпикаледонских, эпигерцинских) платформах.



Начало развития платформ связано с проявлением восходящих движений. Области подвергаются денудации, на них отлагаются маломощные терригенные осадки — песчаники, конгломераты и другие. С этим временем связано заложение прогибов — синеклиз.

В дальнейшем области подвергаются общему опусканию и в их пределах происходит длительное спокойное накопление осадков неглубокого моря — известняков, доломитов, глин. В отдельные моменты некоторые платформенные области или их части испытывают временные поднятия. При таких условиях на приподнятых участках отлагаются континентальные осадки, иногда угленосные. Более интенсивное воздымание может привести к тому, что режим континентального осадконакопления распространится на всю платформу. Развитие платформ заканчивается восходящими движениями на всей их площади.

Последующее «оживление» платформенных областей связано с процессом их активизации. Он может проявиться сразу же после окончания платформенного развития, либо отделяться от него значительным промежутком времени, в течение которого происходит денудация платформенных образований.

С процессом активизации связано возникновение разломов и образование поднятий и прогибов, а также оживление магматической и постмагматической деятельности.

Магматические образования проявляются далеко не всегда. Имеются области активизированных платформ, лишенные каких-либо магматических пород.

Особый интерес представляют магматические комплексы, свойственные только платформенным областям. Это — эффузивные и интрузивные траппы и часто связанные с ними эффузивы и интрузивы щелочных пород. Эффузивные траппы образуют покровы, занимающие иногда значительные площади. К ним относятся траппы Сибирской платформы и Деканского плоскогорья. Интрузивные траппы тяготеют преимущественно к областям прогибов (синеклиз). Они залегают в образованиях платформенного этажа, приурочены к участкам межформационных отслоений и имеют форму пластообразных тел или лополитов. К ним относятся интрузивы норильского и других комплексов, развитые в западной части Сибирской платформы. Щелочные породы более характерны для областей поднятий; здесь щелочные интрузивы также образуют согласные тела среди слоистых толщ платформенного этажа.

Процессом активизации платформ обусловлено формирование в их пределах эндогенных рудных месторождений различных генетических типов. С интрузивными траппами норильского комплекса связаны широко известными медно-никелевые Норильские месторождения, относимые большинством геологов к собственно-магматическому типу. Пологие залежи руд в телах дифференцированных интрузивов указывают на достаточно спокойную тектоническую обстановку процесса рудообразования. В таких же условиях, по-видимому, формировалось медно-никелевое месторождение Сёдбери в Канаде и ряд других месторождений этого типа, приуроченных к платформенным областям.

Гидротермальные месторождения, связанные с процессом активизации платформ, приуроченные к породам платформенного этажа, характеризуются рядом специфических структурных особенностей. Они образуются в пределах наиболее нарушенных площадей, обычно на участках неглубокого залегания фундамента. Их геологическая структура определяется сочетанием секущих разрывных нарушений и связанных с ними послонных зон дробления, либо расщепления, возникающих по контактам пластов пород, различающихся по физико-механическим свойствам. Для месторождений характерно развитие послонных лентообразных, почти горизонтальных рудных залежей, отходящих от секущих разломов и возникших путем выполнения трещин и замещения вмещающих пород. По

восстанию оруденение нередко ограничивается пологими разрывными нарушениями, либо породами, слабо проницаемыми для рудоносных растворов. Такими могут быть отдельные пласты (и межпластовые согласные дайки) в пределах толщи платформенных образований, а также и осадочно-эффузивные толщи, сформированные в процессе активизации платформ.

Для иллюстрации истории формирования, состава и условий залегания слоистых толщ, слагающих платформенный структурный этаж, и структурных условий, приуроченных к нему эндогенных рудных месторождений, кратко рассмотрим примеры областей активизации древних и эпигерцинских платформ.

Характерным примером древней активизированной платформы является Алданский щит, представляющий собой юго-восточную часть Сибирской платформы. История его развития охарактеризована в работах Т. В. Билибиной (1966), а также Т. Н. Спижарского и др. (1968).

В пределах Алданского щита платформенный режим установился с начала верхнего протерозоя.

В это время на образованиях архейского кристаллического фундамента и на покрывающих его морских отложениях и эффузивах раннего-среднего протерозоя отлагались мелководные морские, существенно карбонатные, толщи. По окраинам щита, на границе с геосинклиналями, в прогибах, верхнепротерозойские осадки имеют значительную мощность (до 3000 м). Вместе с тем отдельные области поднятий в центральной части щита не были покрыты морем и здесь осадконакопление не происходило. С концом верхнего протерозоя связано внедрение интрузивов — ультраосновных в прогибах и щелочных — в областях поднятий. Отмеченные образования составляют нижний ярус платформенного этажа Алданского щита.

В кембрии уже на всей территории Алданского щита отлагались карбонатные осадки неглубокого моря, представленные в основном доломитами, реже известняками и песчаниками. Наибольшие мощности этих осадков свойственны северной части Алданского щита, где развиты также силурийские и более молодые отложения. В пределах средней и южной частей Алданского щита кембрийские отложения заканчивают разрез палеозойских образований. Здесь мощность их невелика. Они не покрывают сплошь всю территорию, а лишь слагают отдельные площади между выходами на поверхность пород кристаллического основания. Это обусловлено проявлением поднятий последнего, связанных в значительной мере с движениями по разломам, заложенным частью в процессе формирования платформы, частью же возникших при ее мезозойской активизации. Соответственно, поверхность основания в пределах Алданского щита очень неровная. В южной части она располагается в основном на высоте от 0 до 2000 м над уровнем моря и лишь местами опускается до 1000 м ниже уровня моря. В северном и восточном направлениях глубина залегания основания постепенно увеличивается, достигая 7000 и даже местами 10 000 м ниже уровня моря.

Область мезозойской активизации Алданского щита приурочена к полному сводовому поднятию. Здесь платформенные кембрийские отложения залегают с резким несогласием непосредственно на интенсивно дислоцированных метаморфических породах архея. Они имеют мощность порядка 500 м и представлены толщей доломитов, различающихся по цвету, текстуре и крупности зерен. В низах доломитовой толщи выделяется горизонт базального конгломерата и песчаника; в пределах самой толщи отмечаются прослой мергелей. Вся эта толща характеризуется почти горизонтальным залеганием, но местами образует пологие брахискладки, связанные, очевидно, с движениями по разломам фундамента. Поверх кембрийских отложений, в отдельных прогибах, возникших в связи с проявлением мезозойской активизации, лежат нижнеюрские грубообло-

мочные осадки. Все эти породы разбиты многочисленными разрывными нарушениями различных порядков. В процессе активизации они послужили каналами для внедрения интрузивов субщелочного и щелочного состава. Эти интрузивы обычно приурочены к осевым частям брахискладок и имеют форму пластовых залежей, либо лополитов.

Характерным примером локализации оруденения в платформенном этаже области активизации Алданского щита является известное золото-сульфидное (золото-полиметаллическое) месторождение Лебединое (Сафонов, 1971).

Оруденение на этом месторождении развивается среди кембрийских доломитов на относительно небольшом расстоянии от фундамента (до 120 м) и иногда заходит в него. Оно тяготеет пространственно к участкам проявления брахискладок, усложненных разрывными нарушениями небольшой амплитуды, сопряженными с крупным разломом. Такие участки характеризуются резко выраженной блоковой структурой. Помимо секущих разрывов здесь среди доломитов отмечаются послонные зоны трещиноватости, проходящие по контактам пород, различающихся по физико-механическим свойствам. Эти зоны трещиноватости определяют положение основных рудных тел; имеются также рудные тела, приуроченные к отмеченным выше разрывам. Оруденение развивается путем выполнения трещин при существенной роли метасоматоза. Рудные тела имеют пластообразную, либо линзовидную, а также жилообразную форму.

По-видимому, сходные структурные условия отмечаются и при формировании крупнейшего скарново-шелитового месторождения в районе Сандонг в Южной Корее (Лукьянов и др., 1964). Оно приурочено к известково-роговиковой толще позднего кембрия, слагающей низы образованной платформенного этажа, выполняющих Окчхонский прогиб. Оруденение мелового возраста локализовалось недалеко от выступа пород кристаллического основания и представлено одним крупным рудным телом, залегающим согласно со слоистостью вмещающих пород.

Примером альпийской активизации в платформенном этаже эпигерцинской платформы может служить область Тянь-Шаня. Платформенный режим в области современных горных сооружений Тянь-Шаня возник в конце палеозоя. После завершения герцинского цикла развития эта область превратилась в устойчивое поднятие, подвергавшееся интенсивной денудации, приведшей к образованию пенеплена.

Отложения триаса отсутствуют почти на всей его территории. Лишь на юге в пределах депрессии установлено местное проявление мало-мощных (первые десятки метров) осадков этого периода, представленных конгломератами и песчаниками.

В юрское время на большей части территории современного Тянь-Шаня в отдельных разобценных впадинах, обычно ограниченных разломами, отлагались наземные углито-песчаные осадки небольшой мощности. Лишь в пределах Ферганского хребта и его предгорий мощность юрских угленосных осадков достигает 4000 м, что обусловлено наличием прогиба, связанного с зоной крупного регионального Таласо-Ферганского разлома.

Иные условия осадконакопления юрского времени имели место в Юго-Западном Тянь-Шане, в пределах Таджикской депрессии — области<sup>1</sup>, прилегающей к располагавшейся южнее альпийской геосинклинали. Здесь в отдельные моменты проявлялось некоторое прогибание фундамента на значительной площади, вследствие чего континентальные отложения чередуются с осадками неглубокого моря. Среди последних должна быть отмечена карбонатная толща, приуроченная к верхам разреза. Она имеет мощность 490—600 м и разделяется на ряд горизонтов, различающихся

<sup>1</sup> Характеристика истории развития Таджикской депрессии приводится по данным С. А. Захарова (1962).

по физико-механическим свойствам. Карбонатная толща перекрывается наземными красноцветными глинами и песчаниками с прослоями солей и ангидритов.

Чередование континентальных и морских осадков, представленных большей частью прибрежными фациями, характерно и для меловых отложений Таджикской депрессии. Это — красноцветные глины, песчаники, чередующиеся с доломитами и маломощными прослоями известняков. Общая мощность меловых отложений в отдельных участках наибольшего опускания достигает 2000 м.

К северу и северо-востоку от Таджикской депрессии постепенно начинают преобладать континентальные отложения, представленные большей частью красноцветными песчаниками и глинами с редкими прослоями известняков. Мощность меловых отложений здесь измеряется десятками, иногда первыми сотнями метров, и лишь в отдельных прогибах повышается до 1000 м.

Палеогеновое время характеризуется распространением условий неглубокого моря на значительной части территории Тянь-Шаня. Осадки этого периода представлены доломитами, известняками, ракушечниками, а также песчаниками, алевролитами; местами отмечаются гипсы. Мощность палеогеновых отложений в пределах Таджикской депрессии достигает 1500 м и более, в северных частях области Тянь-Шаня она обычно не превышает первых десятков и лишь иногда доходит до 1000 м.

С конца палеогена на всей области Тянь-Шаня начал проявляться процесс активизации. С этим временем на большей части ее территории связано формирование крупных разломов, нередко повторяющих древние разломы фундамента. По этим разломам происходили дифференциальные перемещения блоков в процессе осадконакопления, что привело к образованию поднятий и глубоких межгорных впадин, в пределах которых в верхнем палеогене и неогене отлагались терригенные осадки. Процесс активизации продолжался и в конечном счете привел к образованию современного рельефа. С размывом поднятых участков связано отложение четвертичных молассовых осадков, венчающих разрез орогенного этажа.

В пределах Таджикской депрессии наряду с разрывными альпийскими нарушениями в отложениях мезозоя и кайнозоя отчетливо проявились обычно относительно пологие складки.

Судя по имеющимся данным (см. разрезы, приведенные в указанной выше работе С. А. Захарова, 1962), они, как правило, приразломные, связаны с надвиговыми перемещениями. Уже на небольшом удалении от надвигов слои имеют пологое почти горизонтальное залегание.

В связи с процессом альпийской активизации в пределах Таджикской депрессии возник ряд небольших гидротермальных свинцово-цинковых рудных месторождений, а также проявления киноварной минерализации (Луйк, 1970). Наиболее изучены свинцово-цинковые месторождения западного склона хребта Кугитангтау, проходящего вблизи западного обрамления депрессии (Бирюков, 1960; Луйк, 1970).

Эти месторождения залегают в западном крыле пологой асимметричной антиклинали, ядро которой представлено породами палеозойского фундамента. Она осложнена крупным продольным надвигом. Этот надвиг падает под углом 45—50° и сопровождается рядом сопряженных оперяющих разрывов, падающих в его сторону и пересекающих юрские отложения, слагающие крыло складки.

Оруденение размещается в этих разломах, а также в прилежащих к ним участках, развиваясь вдоль зон брекчирования, проявленных по контактам пластов карбонатной толщи, отличающихся физико-механическими свойствами. Чаще всего висячий бок таких пластовых рудных тел представлен рифовыми, а подошва — псевдоконгломератовыми известняками верхней юры. Согласно пластовые залежи имеют пологое паде-

ние. Они не отходят на значительное расстояние от разрывов и в комбинации с приуроченными к ним жилами нередко образуют тела сложной формы. Оруденение локализуется путем цементации брекчий при участии замещения и нередко образует сеть прожилков и вкрапленников во вмещающих породах.

С процессом альпийской активизации, по-видимому, связано также образование мелких свинцовых месторождений, развитых в пределах Среднего Тянь-Шаня, в бассейне р. Нарын (Акшийрякская группа месторождений, см. Луйк, 1970).

Эти месторождения располагаются среди пологопадающих конгломератов палеогена и частично заходят в подстилающие породы палеозойского фундамента. Их положение контролируется крупными разломами. Структура определяется сочетанием секущих разрывов и трещин отслоения вдоль прослоев глинисто-мергелистых пород, возникших, очевидно, в связи с движениями по разрывам. Оруденение локализовалось путем цементации брекчий и выполнения трещин. Процессы замещения не играют существенной роли.

При характеристике образований геосинклинального структурного этажа нами отмечалось, что на структуру приуроченных к нему рудных месторождений определенное влияние оказывает близость фундамента. В. И. Казанский, основываясь на данных изучения рудных месторождений Восточной Азии, показал, что особенности их структуры существенно зависят и от степени консолидации фундамента (Казанский, 1968).

В пределах Алданского щита платформенный структурный этаж, сложенный карбонатными породами нижнего кембрия, имеет мощность всего 600—800 м. Его фундаментом являются консолидированные кристаллические породы архея. Как было сказано выше, структуры золоторудных месторождений Центрального Алдана определяются сочетанием вертикальных разломов и пологих тектонических зон.

На Южно-Китайском платформенном массиве фундаментом служат слабометаморфизованные сланцы и песчаники, местами гнейсы. В северо-западной части массива платформенные терригенно-карбонатные отложения синия — триаса имеют мощность до 6—8 км. В юго-восточной эпикаледонской части массива мощность девон-триасовых платформенных осадков изменяется от 1 до 4 км. В связи с мезозойской активизацией образования платформенного этажа смяты в коробчатые, гребневидные, сундучные, брахиформные складки; в отдельных зонах проявлены более сложные деформации.

В северо-западной, более устойчивой части Южно-Китайского массива, среди образований платформенного этажа распространены ртутные месторождения. В соответствии со спокойным залеганием слоистых толщ они образуют преимущественно пологие залежи, приуроченные к зонам внутриформационных отслоений, развитым в горизонте тонкослоистых глинистых доломитов. В юго-восточной эпикаледонской части Южно-Китайского массива образования платформенного этажа дислоцированы более интенсивно. Соответственно, развитые здесь скарновые месторождения свинца, цинка, меди и других металлов имеют более сложные формы. Они представлены линзообразными, иногда также крутопадающими трубообразными телами.

Мы кратко рассмотрели образования платформенного этажа как среду, вмещающую рудные месторождения. Однако они иногда играют и иную роль. Как показал Е. П. Малиновский на примере некоторых вольфрамитовых месторождений активизированных платформенных областей Южного Китая и Западного Забайкалья, образования платформенного этажа могут ограничивать распространение оруденения по востоку, создавать более закрытую систему рудоотложения и этим способствовать формированию крупных месторождений (Малиновский, 1968).

Приведенные данные показывают, что структурные условия формиро-

вания гидротермальных месторождений среди платформенного этажа, возникших в связи с процессом активизации, в значительной мере определяются механическими свойствами фундамента.

При наличии жесткого консолидированного фундамента непосредственно залегающие на нем образования платформенного этажа практически не претерпевают складчатых деформаций. Для них характерно резко выраженное блоковое строение, обусловленное развитием крутых разрывных нарушений, повторяющих разломы в фундаменте. Положение рудных тел определяется сочетанием этих разломов и межпластовых зон расщепления; соответственно они имеют форму жил и пологих, почти горизонтальных пластовых залежей, которые возникают путем выполнения трещин и замещения благоприятных пород. В тех же случаях, когда фундаментом служат слабо метаморфизованные неконсолидированные породы, образования платформенного этажа сминаются в складки и приуроченные к ним месторождения характеризуются значительно более сложными формами рудных тел. При этом они могут иметь и иной минеральный состав, чем месторождения, развитые вблизи консолидированного фундамента. Оруденение формируется, по-видимому, на относительно небольшом расстоянии от земной поверхности и обычно не распространяется на большие глубины.

### ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОРОГЕННОМ СТРУКТУРНОМ ЭТАЖЕ

Как справедливо указывает Т. Н. Спижарский (1968), в понятие «орогенный этап развития» разные геологи вкладывают различное содержание. Одни связывают его с процессом складкообразования, либо горообразования, другие отождествляют его с поздним этапом развития геосинклиналей.

Согласно представлениям Т. Н. Спижарского, орогенный режим проявляется в геосинклинальных областях после завершения в них всех геосинклинальных процессов. Он характеризуется преобладанием восходящих движений в течение длительного времени (нескольких геологических периодов).

Нами под орогенным этапом понимается период развития областей завершенной складчатости и платформенных областей в условиях проявления процессов активизации. Отложения, связанные с этим этапом, выделяются нами в орогенный структурный этаж.

Формированию орогенного этажа предшествует некоторый период спокойного развития области в условиях преобладания восходящих движений. Он выражается денудацией складчатых геосинклинальных образований, либо медленным накоплением платформенных осадков. Соответственно, образования орогенного этажа могут залежать на непленнизированных складчатых толщах геосинклинального этажа, на отложениях платформенного этажа и на породах кристаллического основания.

Начало процесса активизации выражается проявлением крупных разрывных нарушений; перемещения по ним приводят к образованию наложенных прогибов, которые выполняются отложениями орогенного этажа.

Процесс выполнения таких прогибов А. Д. Щеглов (1968) разделяет на две стадии. В первую стадию отлагаются континентальные обломочные, а также вулканогенные толщи. В случае активизации областей завершенной складчатости часто проявляются трещинные интрузии различного состава, тесно переплетающиеся с вулканическими излияниями. Областям активизированных платформ (и щитов) свойственны проявления покровов кислых и щелочных эффузивов и интрузивов.

Во вторую стадию активизации возникают «наложенные терригенные впадины», выполненные континентальными угленосными, большей частью

грубообломочными отложениями, иногда значительной мощности. Характерны небольшие по размерам массивы основных и субщелочных пород, а в завершающие периоды развития впадин — излияния базальтов, иногда слагающих значительные площади.

Осадочные и вулканогенные толщи орогенного этажа, как правило, метаморфизованы. Залегают они почти горизонтально, лишь иногда образуют пологие поднятия и прогибы. Более крутые складки возникают лишь вблизи разломов, пересекающих эти толщи. Следует отметить, что движения по этим разломам происходят и в процессе осадконакопления. Этим обуславливается разница мощностей отдельных горизонтов и фациальная изменчивость осадков в соседних блоках.

Наиболее полно образования, связанные с процессом активизации, проявлены в Западном Забайкалье (Билибина, Щеглов, 1968). Здесь вулканогенно-осадочные отложения первой стадии активизации охватывают период от верхней перми до нижней юры и выделяют прогибы в нижнепалеозойском и докембрийском фундаменте, вытягивающиеся в северо-восточном направлении. Они представлены песчаниками, часто углистыми, конгломератами, а также мощными толщами эффузивов, главным образом среднего и основного состава. Осадки второй стадии приурочены к узким депрессиям, связанным с зонами региональных разломов. Они представлены континентальными угленосными толщами средне-верхнеюрского и мелового возраста.

В образованиях орогенного структурного этажа Западного Забайкалья залегают целый ряд месторождений молибдена и флюорита. Молибденовые месторождения размещаются, как правило, среди осадочно-вулканогенных отложений ранней стадии активизации. Они тяготеют к массивам щелочных и аляскитовых гранитов и контролируются разрывными тектоническими нарушениями, прослеживающимися на небольшие расстояния. Оруденение локализуется в основном путем выполнения трещин, при участии процессов замещения. Рудные тела имеют форму трещинных жил и штокверков. Флюоритовые месторождения приурочены преимущественно к крупным региональным разломам, ограничивающим наложенные мезозойские впадины второго этапа активизации, выполненные осадками верхней юры — нижнего мела. Они локализируются непосредственно в самих разломах и в оперяющих трещинах. Рудные тела представлены сложными жилами выполнения и штокверками.

Наложённые впадины, связанные с процессом мезозойской активизации, имеются и в пределах Восточного Забайкалья. Они также выполнены терригенными осадками, представленными чередованием конгломератов, песчаников, аргиллитов и алевролитов, содержащих прослойки эффузивов среднего, реже кислого состава. Среди этих образований размещается ряд оловорудных, вольфрамовых, свинцово-цинковых, флюоритовых, а также золоторудных месторождений. Все они представлены жилами и штокверковыми зонами и образуются в основном путем выполнения трещин. В локализации оруденения существенную роль играют физико-механические свойства пород. Рудные тела развиваются преимущественно среди более хрупких песчаных разностей и эффузивов и ограничиваются по восстанию глинистыми горизонтами. Экранируют оруденение иногда также плоскости пологих разломов и поверхности несогласий. В отдельных случаях верхней границей распространения рудных тел служат и толщи более пористых конгломератов.

Примером наложенной впадины Восточного Забайкалья является Ундино-Даинская депрессия, к которой приурочено известное Балейское золоторудное месторождение, подробно охарактеризованное Н. В. Петровской и др. (1961). Эта депрессия вытянута в северо-восточном направлении и с северо-запада ограничена протяженным Борщевочным разломом. Фундаментом ее являются палеозойские граниты и комплекс древних метаморфических пород. Депрессия выполнена мезо-кайнозойскими вулка-

ногенно-осадочными образованиями. Низы этой толщи представлены верхнеюрскими порфиритами, их туфами и конгломератами, на которых с размывом залегают озерные пестроцветные песчаники. В послееюрское время проявилась интрузивная деятельность, с которой связано образование лополитов порфириловидных гранитов, а также штоков и даек пород среднего состава. Последующие глыбовые движения привели к возникновению обособленных впадин. В их пределах в нижнемеловое время накапливались толщи конгломератов, выше которых после размыва отложились озерные и делювиальные осадки так называемой балейской свиты, представленные чередованием пластов полимиктовых песчаников, алевролитов и конгломерато-брекчий. Она перекрывается конгломератами, условно относимыми к третичному возрасту. Более молодыми являются покровы базальтов, развитые вне пределов рудного поля.

Вся эта толща пород залегает почти горизонтально; лишь иногда отмечаются пологие складки, связанные с поперечными крутопадающими разломами северо-западного простирания. Движения по этим разломам происходили и в процессе осадконакопления; этим обусловлены существенные различия мощностей отдельных горизонтов пород в соседних блоках.

Балейское месторождение залегает в пределах одной из впадин Ундино-Дайнской депрессии, выполненной нижнемеловыми конгломератами, а также озерно-делювиальными отложениями балейской свиты и перекрывающими их третичными конгломератами. Фундаментом этой впадины служат герцинские гранитоиды.

Месторождение приурочено к участку особенно интенсивного проявления поперечных нарушений и располагается в пределах наиболее опущенного блока. Рудные тела размещаются в породах балейской свиты и лишь частично заходят в покрывающие ее конгломераты. Они представляют собой неправильные жилы, залегающие среди пластов более хрупких песчаников, конгломератов, и по восстанию ограничиваются прослоями алевролитов, образуя при этом сложные разветвления типа мелких штокверков. Нередко оруденение распространяется также вдоль согласных срывов по контактам хрупких и более пластичных пород; в таком случае возникают пластовые тела. Оруденение локализуется путем выполнения трещин и пор во вмещающих породах. При этом оказывается, что породы, обладающие большой пористостью, неблагоприятны для рудоотложения. Так, пористые конгломераты, залегающие выше балейской свиты, практически нерудоносны.

Балейское месторождение является типичным примером локализации оруденения в образованиях орогенного структурного этажа.

Другим примером может служить урановое месторождение, описанное М. Д. Пельменевым (Пельменев, 1968). Это месторождение также приурочено к депрессии, связанной с процессом активизации древней складчатой области. Депрессия представлена рядом впадин, вытягивающихся в северо-восточном направлении вдоль зоны глубинных разломов и разделенных блоками пород фундамента, приподнятыми по поперечным разломам. Отложения этих впадин разделяются на три структурных яруса. Нижний ярус представлен лавами, туфолавами и лавобрекчиями эффузивов среднего и кислого состава. Для среднего яруса характерны вулканогенно-осадочные отложения — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, а также прослойки кислых и средних эффузивов. Верхний ярус сложен слабосцементированными конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников, пластами бурого угля и пластообразными телами андезито-базальтов. Эти породы залегают почти горизонтально, но разбиты продольными (краевыми), а также многочисленными поперечными разломами. Движения по этим разломам происходили и в процессе осадконакопления, что обусловило несоответствие мощностей отдельных горизонтов в соседних блоках. Очень характерны также пологие нарушения по контактам пород с различными физико-механиче-

скими свойствами, в частности, по прослоям гравелитов, песчаников и алевролитов среди конгломератов среднего яруса.

Особенно часто такие нарушения развиваются в прибортовых участках впадин, в связи с проявлением здесь продольных (краевых) разломов. Согласно нарушениям нередко сопровождаются относительно мелкими крутопадающими разрывами различной ориентировки, пересекающими более хрупкие породы. Сочетание пологих и крутопадающих нарушений создает зоны трещиноватости, которые имеют важное значение в локализации оруденения.

Оруденение развивается преимущественно в породах среднего яруса, причем рудные тела имеют различную форму, определяемую физико-механическими свойствами пород. В хрупких эффузивах возникают крутопадающие неправильные ветвящиеся жилы, нередко переходящие в штокверки. В конгломератах и гравелитах, содержащих тонкие прослои песчаников и алевролитов, в связи с послойными срывами образуются пластообразные рудные тела. При этом наиболее богатое оруденение проявляется не по самим поверхностям срывов, а в местах их сближения, где возникают участки интенсивного раздробления.

В местах пересечения послойных срывов и крутопадающих разрывов образуются гнездообразные рудные тела.

Оруденение локализуется путем выполнения трещин, преимущественно на участках, где они пересекают более пористые породы.

Из приведенных примеров следует, что несмотря на некоторые различия, обусловленные особенностями развития рудоносных районов, локализация оруденения среди образований орогенного структурного этажа подчиняется общим закономерностям.

Все месторождения приурочены к относительно неглубоким впадинам, в образовании которых существенную роль играют крупные разломы в фундаменте. Более мелкие разломы, развитые в пределах этих впадин, обуславливают возникновение отчетливой блоковой структуры. Движения по этим разломам проявляются и в процессе осадконакопления, причем в более подвижных блоках поднятия чередуются с опусканиями, что определяет резкую изменчивость в разрезе пород, характеризующихся различными физико-механическими свойствами. Оруденение локализуется в крутопадающих трещинах, развитых среди более хрупких пород и частично вдоль срывов по их контактам с вышележащими менее проницаемыми пластами.

Все месторождения образуются на небольшой глубине от земной поверхности путем выполнения трещин и пор; процессы замещения обычно не играют существенной роли. Оруденение распространяется на небольшую глубину, но, как правило, отличается высокими содержаниями металла.

---

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

---

Хромитовые месторождения формируются совместно с вмещающими их материнскими ультраосновными породами. Это существенно отличает месторождения хромитов, относимые к собственно магматическому типу, от эндогенных рудных месторождений других генетических типов, связанных с постмагматическими процессами и обуславливает главные особенности их строения. Выделяются две большие группы хромитовых месторождений, формировавшихся в существенно различных геолого-тектонических условиях.

К первой группе относятся месторождения, образовавшиеся в пределах жестких консолидированных платформ. К моменту внедрения рудоносных интрузивов процессы складкообразования здесь полностью завершились и могли проявляться лишь блоковые перемещения по разрывным нарушениям, возникающим в период активизации областей.

Ознакомление с литературными данными показывает, что становление рудоносных интрузивов и формирование в них хромитовых рудных тел на платформах происходили в спокойных тектонических условиях.

Во вторую группу объединены месторождения геосинклинальных зон, формировавшиеся на ранних этапах их развития. Становление интрузивов происходило при воздействии тектонических деформаций.

Таким образом, различия тектонических условий формирования хромитовых месторождений обеих выделенных групп весьма существенны. Это в значительной мере отразилось на особенностях размещения, морфологии и строения рудных тел.

### ХРОМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

#### Геологическая позиция месторождений и морфология рудных тел

Геологическая позиция и морфология хромитоносных массивов этой группы определяется тем, что магматические массы внедрялись по разломам и кристаллизовались среди пологих, практически горизонтально залегающих платформенных слоистых толщ, перекрывающих дислоцированные породы кристаллического основания. В результате сформировались массивы, представленные лополитами (массивы Бушвельдского комплекса, Стиллутера и др.), аналогичными выдержанным по залеганию телами, ограниченными доинтрузивными разломами (Скаергардский интрузив), либо мощными протяженными телами плитообразной формы (Великая дайка в Южной Африке).

Хромитоносные межпластовые массивы имеют отчетливую псевдостратификацию, выраженную чередованием слоев главным образом основных и ультраосновных пород, залегающих полого или почти горизонтально.

Великая дайка рядом исследователей считается действительно дайкой, приуроченной к крупному протяженному разлому. Другие рассматривают ее, как корытообразный массив, туго заканчивающийся книзу.

Образование платформенных хромитоносных массивов связано с проникновением в приоткрывавшуюся полость интрузивных масс, совместно с которыми было вынесено и хромитовое вещество.

Кратко охарактеризуем геологическое положение и особенности строения наиболее крупного хромитоносного массива платформенных областей — Бушвельдского сложно дифференцированного комплекса, расположенного в Южной Африке. Кристаллическое основание Южно-Африканской платформы сложено метаморфическими породами архея — нижнего протерозоя. К началу среднего протерозоя здесь установился платформенный режим. Мощность эффузивно-осадочной толщи платформенных образований, несогласно перекрывающих кристаллическое основание, превышает 15 км.

В составе этой толщи имеются песчаники, сланцы, конгломераты, глинистые сланцы, кремнистые отложения, эффузивы основного состава и другие породы.

Бушвельдский массив залегает среди пород трансваальской серии, слагающей верхнюю часть континентальной толщи и перекрываемой серией пород Ватенберг мощностью 1,5 км; по возрасту массив относится к низам среднего протерозоя. Он в целом имеет лополитообразную форму и залегает согласно с вмещающими породами. Размеры интрузива уникальны — он вытянут в широтном направлении более чем на 400 км и имеет мощность свыше 10 км. Тело лополита состоит из пород, объединяемых под общим наименованием нориты и прорывающих их красных гранитов.

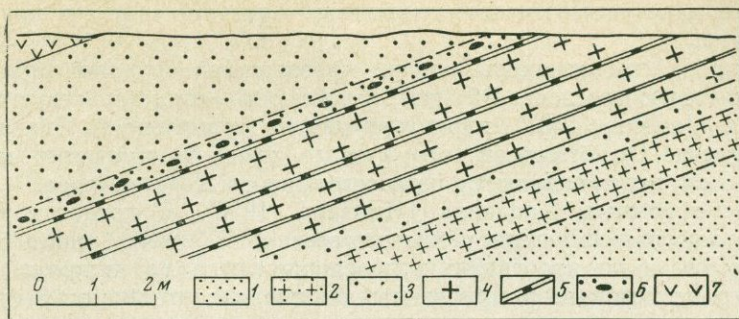
Состав догранитного комплекса весьма сложный. Здесь наблюдается неоднократное чередование прослоев норитов, пироксенитов, перидотитов и других пород, имеющих пологое (10—45°) залегание. Вблизи Бушвельдского массива проходит отмеченная выше Великая дайка, которая, по данным П. А. Вагнера (1932), прослеживается в север-северо-восточном направлении на 500—600 км; ширина ее в плане достигает 6,5 км. В этом стратифицированном интрузиве развиты основные и ультраосновные породы, очень сходные с породами Бушвельдского изверженного комплекса. Главными типами пород Великой дайки являются бронзититы, оливиновые бронзититы, гарцбургиты, дуниты, хромититы, анортзитовые нориты. Хромитовые руды обособляются в виде выдержанных по мощности и залеганию пластов.

В интрузиве Стиллиуотер также отмечается переслаивание различных по составу пород. Среди них, по данным Джексона (Jackson, 1963) выделяются неоднократно чередующиеся комплексы ритмично перемежающихся разновидностей, а именно (снизу вверх): пойкилитические гарцбургиты, хромититы, оливиновые хромититы, пойкилитические гарцбургиты, зернистые гарцбургиты, бронзититы. Мощность одного из таких комплексов, показанного на иллюстрации к упомянутой работе — около 200 м, мощность развитых в них рудных тел — сантиметры и десятки сантиметров.

Следует отметить, что убогая вкрапленность хромшпинелидов имеется во всех разновидностях ультрабазитов Стиллиуотерского комплекса, в то время как хромитовые рудные тела залегают только в пойкилитических гарцбургитах (Peoples, Howland, 1940; Howland, Garrels, Jones, 1949). Рудоносные гарцбургиты в определенной мере обогащены оливином.

Наряду с этим в западной части Бушвельдского массива, по данным Кемерона и Эмерсона (Cameron, Emerson, 1958) хромиты залегают в фельдшпатитовых пироксенитах.

В наиболее крупном месторождении Великой дайки, по данным Сампсона (Sampson, 1932) хромиты приурочены к границе оливиновых бронзититов и бронзитовых дунитов. Этот автор отмечает, что основные мировые запасы хромитов, находящиеся в Трансваале, представлены рудно-петрографической разностью, выделенной Вагнером (Wagner, 1923) под



Фиг. 1. Положение хромитовых рудных тел среди расслоенных пород Бушвельдского массива (по П. А. Вагнеру)

1 — норит пятнистый; 2 — норит пироксеновый с крупными выделениями диаллага; 3 — норит анортозитовый пятнистый; 4 — норит диаллаговый пироксенитовый; 5 — полосы хромитов, нижняя промежуточная и верхняя; 6 — норит пятнистый, окрашенный железом; 7 — анортозит грубопятнистый

названием «хромититов» — хромитово-бронзитовых концентраций Бушвельда. В некоторых случаях устанавливаются хромитовые рудные тела среди анортозитов, пироксенитовых диаллаговых норитов, диаллаговых габбро, дунитов, биотитсодержащих плаггиоклаз-бронзитовых прослоев, а также и в некоторых других породах.

Морфология рудных тел обусловлена расположением пород массива, которые образуют параллельные пластообразные тела. По мнению исследователей псевдостратифицированных массивов, первичная их псевдослоистость имела горизонтальное залегание. На это, в частности, указывают Уэйджер и Браун (1970), суммировавшие данные многих исследователей.

В строгом соответствии с положением псевдослоистости пород залегают и хромитовые руды. Они представляют собой пластовые тела, что, например, хорошо видно на приведенном в работе П. А. Вагнера (1932) разрезе через платиноносный горизонт Меренского (Бушвельдский массив), включающий прослои хромитовых руд (фиг. 1). На этом и подобных разрезах, показанных в упомянутой и других работах, весьма отчетливо видна выдержанность хромитовых слоев и их согласное залегание с прослоями прилегающих пород.

На детальном геологическом плане поверхности, приведенном в работе Пиплса и Хавленда (Peoples, Howland, 1940) показаны многочисленные хромитовые рудные тела, вскрытые канавами. Выявлена пластовая форма и постоянство мощности отдельных рудных тел, сложенных в основном массивными хромитами. В то же время при вскрытии группы рудных тел выявляется существенное различие их мощности, закономерно изменяющейся от одного хромитового пласта к другому.

В редких случаях рудные тела разветвляются на параллельные, близко расположенные пласты. При этом отдельные интервалы рудных тел ориентированы под острыми углами к слоистости пород. Из литературных источников неизвестны примеры перехода рудных пластов из одного горизонта стратифицированных пород в другой.

Исследователи платформенных месторождений хромитов подчеркивают отсутствие осложнений в строении и общий весьма спокойный характер их залегания. Как правило, прослои пород и пропластки хромитов в период их образования не подвергались складкообразованию или другим деформациям, которые могли бы нарушить выдержанную пологую псевдостратификацию.

Однако местами в характеризующих сложно дифференцированных комплексах широко развиты послерудные дизъюнктивные нарушения, в зна-

чительной мере усложняющие первичное залегание пород и хромитовых рудных тел.

Наряду с этим отмечены случаи чрезвычайно большой протяженности хромитовых прослоев. Об этом, в частности, свидетельствуют данные Джексона (Jackson, 1963), характеризующие рудоносность Скаергардского интрузива. Он отмечает, что рудные прослои, имеющие мощность всего 3—5 см, прослеживаются на расстоянии до 20 км и более.

Согласно данным Хавленда (Howland, 1955), в пределах Стиллиутерского массива некоторые хромитовые слои имеют мощность всего около 2,5 см, а по простиранию прослеживаются на километры. В работе этого исследователя приведены данные о соотношениях протяженности и мощности пластовых тел хромитов, выявленных в пределах пяти разведанных месторождений центральной части Стиллиутерского интрузивного комплекса. Это соотношение выражается в цифрах, колеблющихся от 850 : 3 до 3800 : 1,8 футов. В западной части интрузива, по данным Пиплса и Хавленда (Peoples, Howland, 1940), это соотношение изменяется от 365 : 5,8 до 1446 : 7 футов. Группы пластовых хромитовых тел восточной части Бушвельдского комплекса, по данным Кемерона и Эбэндота (Cameron, Abendroth, 1956) распространяются на протяжении около 100 км. Рудные тела здесь, как и повсюду в подобных массивах, параллельны друг другу и крайне устойчивы по мощности.

Отмеченные особенности распространения и залегания хромитовых руд весьма характерны для месторождений платформенных областей. Выдержанное и спокойное их залегание обусловлено развитием рудовмещающих интрузивов в спокойных тектонических условиях.

Отчетливая слоистость, по мнению исследователей таких массивов, связана с процессами дифференциации магмы. В ряду дифференциатов обособляются и пласты хромитов, занимающие определенное положение.

Следует, однако, отметить, что некоторые исследователи высказывают иное представление о генезисе рудных тел, о чем будет сказано ниже.

### Геолого-структурные и текстурные усложнения залегания рудных тел и степень их проявления

Наряду с общим, весьма выдержанным залеганием пород и рудных тел в очень редких случаях наблюдаются складчатые формы, разрывы рудных пластов и другие усложнения, а во вмещающих рудные тела породах иногда отмечаются линейно-плоскостные ориентированные текстуры. Такие особенности по форме проявления в какой-то мере сходны с подобными образованиями в пределах месторождений геосинклинальных зон и могут вызвать представление о близких тектонических условиях формирования тех и других. В связи с этим кратко охарактеризуем эти структурно-текстурные особенности. Как нам представляется, их возникновение не связано непосредственно с тектоническими воздействиями, а обусловлено иными причинами.

Линейно-плоскостные текстуры в породах платформенных хромитоносных массивов наблюдаются редко и выражены не весьма отчетливо. Обычно порообразующие минералы ориентированы в различных направлениях, так же как и агрегаты хромшпинелидов. Лишь местами отмечается преимущественная направленность в положении зерен некоторых силикатных минералов. В частности, Джонс, Пиплс и Хавленд (Jones, Peoples, Howland, 1960) отмечают, что в пределах Стиллиутерского изверженного комплекса пород в ряде случаев наблюдается слабо выраженная предпочтительная ориентировка зерен бронзита в бронзититах, а также авгита и плагиоклаза в габбро. Микроструктурные исследования Хесса и Филлипса (Hess, Phillips, 1940), а также Хэмбелтона (Hambelton, 1947) выявили тенденцию к закономерной ори-

ентировке плоскостей спайности бронзита: грани (010) минерала расположены в плоскости слоистости пород.

В Скаергардском расслоенном интрузиве по данным Уэйджера и Брауна (1970) изредка наблюдается расположение пластинчатых минералов параллельное поверхности расслоенности. Эти исследователи, ссылаясь на мнение Гроута (Grout, 1918), отмечают, что подобная ориентировка минералов обусловлена их кристаллизацией из движущегося магматического расплава.

Спорадическое проявление участков с закономерной ориентировкой минералов Уэйджер и Браун связывают с различной интенсивностью течения кристаллизовавшихся магматических масс в пределах тех или иных участков массива.

В Скаергардском интрузиве установлено, что линейная ориентировка зерен плагиоклаза параллельна осям пологих мульд. Хесс (Hess, 1940) связывает это с течением магмы, содержавшей зерна уже раскристаллизованных минералов. По мнению Хесса, такое позднее движение магматических масс может начаться в результате охлаждения и кристаллизации магмы у кровли раздифференцированных массивов.

Джонс и др. (Jones, Peoples, Howland, 1960) связывают ориентированное расположение минералов с конвекционными токами в магматическом расплаве в период осаждения выкристаллизовавшихся зерен породообразующих минералов. Для этих авторов неясна причина преимущественного развития ориентированных элементов в бронзитах и обычное отсутствие ориентировки в других разновидностях пород. Следует отметить, что Кемерон и Эмерсон (Cameron, Emerson, 1958) также предполагают возможность осаждения зерен бронзита и хромшпинелидов из движущейся магмы.

Разрывы прослоев хромитов и пород установлены на месторождениях Бушвельдского комплекса. Весьма наглядные примеры таких разрывов приведены в работе Кемерона и Эмерсона (Cameron, Emerson, 1959). На фотографии, помещенной в этой работе, хорошо видно, что прослой хромитов разорван поперечными извилистыми трещинами, а фрагменты его растащены в направлении залегания, т. е. в плоскости псевдостратификации массива. На участках разрыва рудный прослой имеет тупое окончание, а мощность его остается неизменной.

По данным упомянутых исследователей, разрыву и растаскиванию подвергаются не только хромиты, но и прослой пироксенитов и других пород. На одном из участков разорванные прослой руд и пироксенитов залегают в анортозитах. Участки разрывов таких прослоев залечены анортозитами, совершенно не отличимыми от анортозитов, включающих растащенные тела.

Отмеченная особенность позволила авторам отнести процессы разрыва и растаскивания прослоев ко времени, когда включающие их породы были еще неполностью раскристаллизованы и представляли собой подвижные массы, способные к течению. Эти исследователи допускают возможность возникновения разрывов анортозитов (и включенных в них прослоев пород и руд) в раннюю стадию деформации; при более поздних напряжениях хрупкие разрывы сменялись пластическим течением анортозитов.

Такое допущение нам представляется справедливым, если иметь в виду, что хрупким деформациям подвергались существенно, но все же еще неполностью раскристаллизованные породы. При интенсивных и весьма быстрых перемещениях магматических масс могли возникать разрывы отдельных прослоев.

В то же время при менее интенсивных, более медленных и длительных движениях раскристаллизовавшихся расплавов происходило лишь их ламинарное перемещение, поскольку в этот период расплавы еще обладали пластическими свойствами.

Примеры включений одних пород в другие достаточно многообразны. Согласно данным Кемерона и Эмерсона (Cameron, Emerson, 1959), в восточной части Бушвельдского комплекса почти все породы содержат включения других разновидностей. Часто удавалось выяснить, что эти включения образовались в результате деформации и разрыва слоев и линз одного состава, содержащихся в прослоях иного состава. Включения обычно уплощены, а иногда представляют собой ленточные тела и ориентированы уплощенной стороной параллельно поверхностям псевдостратификации интрузива.

Нам представляется, что движение магматических масс после их внедрения и дифференциации в платформенных условиях вызывалось не тангенциальными тектоническими деформациями, а другими факторами. Такое представление возникает при сопоставлении платформенных интрузивов с ультрабазитовыми массивами геосинклинальных зон. Эти последние в процессе кристаллизации подвергались многократным тангенциальным тектоническим усилиям и в них отчетливо ориентированные текстуры отмечаются практически повсеместно (Кравченко, 1969<sub>1</sub>). Плоскостные элементы ориентированных текстур имеют здесь крутое, почти вертикальное падение. В то же время в платформенных массивах ориентированное расположение породообразующих минералов наблюдается относительно редко и, как правило, лишь в определенных разновидностях пород. Плоскостные элементы ориентированных текстур согласны с псевдослоистостью пород, для которой нередко характерно почти горизонтальное залегание.

Нам представляется, что весьма ограниченное развитие ориентированных текстур в платформенных массивах может быть объяснено незначительным проявлением усилий, приводивших к перемещению магматических масс. В связи с этим в ламинарных перемещениях участвовали лишь обособления наиболее подвижных расплавов.

Степень подвижности магматических масс в значительной мере зависит от их вязкостных (или пластических) свойств. Вязкость кристаллизующихся расплавов может быть существенно различной даже на близко расположенных участках, поскольку на нее влияют исходный состав магмы, наличие и состав примесей, температура, давление и другие факторы (Кравченко, 1969<sub>1</sub>).

Пониженная вязкость отдельных частей кристаллизовавшихся масс приводит к ламинарному движению главным образом на участках концентрации более подвижных силикатных расплавов. В то же время в соседних, более вязких частях расплава, эти движения не проявились.

Вывод о локальных ламинарных движениях, основанный на анализе литературных данных, подтверждается наблюдениями, проведенными нами при ознакомлении с траппами о-ва Олифант (Индия). По-видимому, здесь в период кристаллизации пород также происходили перемещения лишь отдельных порций расплава, пониженной вязкости. Об этом свидетельствуют особенности развития ориентированных текстур.

В однородных трапповых образованиях рассеяны изометричные агрегаты плагноклаза, нередко располагающиеся в виде горизонтальных цепочек. Изредка выявляются небольшие участки, в пределах которых эти агрегаты вытягиваются закономерно и образуют линейно ориентированные обособленные, уплощенные в горизонтальной плоскости псевдостратификации. В выше- и нижележащих прослоях пород скопления зерен плагноклаза имеют изометричные очертания.

Включения одних пород (и хромитов) в другие породы, по нашему мнению, возникли в результате разрыва более консолидированных прослоев, перемещавшихся в менее консолидированных массах. Поскольку движения происходили вдоль поверхностей псевдостратификации, более консолидированные прослои разрывались по тектонически ослабленным зонам, ориентированным перпендикулярно к этим поверхностям.

По вопросу о генезисе форм рудных тел, как и самого хромитового оруденения, имеются различные высказывания. Многие исследователи полагают, что перемежающиеся прослои различных по составу пород и хромитовых тел возникли за счет процессов дифференциации единого магматического расплава. Однако высказываются и иные суждения. В частности, Пиплс и Хавленд (Peoples, Nowland, 1940) пришли к выводу, что дуниты и обогащенные оливином гарцбургиты Стиллиуотерского комплекса внедрились в бронзититы и полосчатые гарцбургиты. Эти авторы полагают также, что определенная часть пойкилитических гарцбургитов интродировала в зернистые гарцбургиты.

Некоторые исследователи высказывают мнение о возникновении хромитовых рудных тел после формирования псевдостратифицированных массивов. Образование выдержанных пластообразных хромитовых тел связывается с выполнением рудным веществом протяженных трещин, согласных с залеганием прослоев пород. Такого мнения придерживается, в частности, Сэмпсон (Sampson, 1932), объясняя образование хромитовых прослоев месторождений Южной Африки, залегающих в анортозитах. Он полагает, что в этих породах при определенных условиях возникли трещины, в которые интродировала хромитсодержащая остаточная магма. Кемерон и Эмерсон (Cameron, Emerson, 1959) также выделяют в анортозитах трещины, заполненные хромитовыми рудами. Такие «трещины выполнения» рассматриваются как показатели хрупких деформаций. В отмеченной работе Кемерона и Эмерсона приведены фотографии обнажений и отдельных глыб, на которых видно, что некоторые параллельные прослои руды соединяются между собой под очень острыми углами. Эта особенность, по-видимому, послужила одним из оснований для представления о проникновении хромитов по трещинам.

Такое суждение вызывает ряд вопросов и не объясняет некоторых особенностей строения и распространения рудных прослоев. Так, неясно, каковы причины и направления усилий, приведших к возникновению весьма протяженных (до десятков километров) и удивительно выдержанных по залеганию гипотетических трещин выполнения. Каким образом, весьма пологая или горизонтальная полость формирующейся трещины может приоткрываться в совершенно равной мере по протяженности в несколько километров или даже десятков километров?

Если допустить, что трещины возникли в результате тектонических деформаций, то следует ожидать их приуроченности либо к наиболее хрупким породам, либо к границам пород с устойчивым залеганием, но различающихся по механическим свойствам. Однако такие рудные прослои, как правило, развиты не на границах пород, а непосредственно в их разнородностях. При тектонических деформациях должны были возникать не только пологие, но и крутые трещины большой протяженности, секущие прослои различных пород. Но подобные трещины, выполненные хромитами, в платформенных псевдостратифицированных интрузивах не отмечены.

Представление о выполнении хромитами трещин не объясняет и деталей строения рудных прослоев некоторых массивов. По данным Джонса и др. (Jones, Peoples, Nowland, 1960), Джексона (Jackson, 1968) и других исследователей, в строении хромитовых прослоев массива Стиллиуотер отмечается ряд закономерностей: контакты лежащего бока рудных тел резкие, а контакты висячего бока постепенные; величина зерен и густота вкрапленности хромшпинелидов в различных рудных прослоях различны и т. д.

Указывая на возможность объяснения образования рудных прослоев путем выполнения хромитами полостей трещин, Сэмпсон (Sampson, 1932) отмечает сложности, которые возникают у сторонников такого представления. По мнению этого исследователя, трудно объяснить возникновение полос руды в анортозитовых породах. Он полагает, что хромитовые про-

слои образовались за счет проникновения по трещинам поздней остаточной магмы, по в них совместно с хромшпинелидами выделился плагиоклаз, который не отличается по составу от плагиоклаза анортозитовых норитов. Более того, кристаллы плагиоклаза вмещающих пород заходят в пределы рудного слоя и наоборот, зерна хромшпинелидов вдаются в породу.

Учитывая приведенные факты, можно считать более обоснованным представление Джексона (Jackson, 1963) и многих других исследователей, которые связывают возникновение пластов хромитовых руд с процессами дифференциации и осаждения хромшпинелидов в пределах определенных горизонтов магматического расплава.

Границы пород сложно дифференцированных массивов хорошо выдержаны по залеганию на всем их протяжении. Это отмечают многие исследователи, подтверждая наблюдения наглядными графическими приложениями и фотографиями. На прилагаемых иллюстрациях видна параллельность границ прослоев пород, что связано с достаточно выдержанной мощностью этих прослоев, сохраняющейся на значительных расстояниях.

Однако иногда отмечается изменение мощности пластообразных тел различных пород, слагающих расслоенные массивы. В качестве примера можно привести данные Хавленда (Howland, 1955), изучавшего центральную часть Стиллиуотерского комплекса. Этот автор сопоставил мощности одних и тех же прослоев пород на геологических разрезах, расположенных на расстоянии 2,5—3,5 км один от другого. Мощность различных прослоев изменяется от 3,5 до 65 м. В то же время мощность какого-либо одного прослоя в ряде случаев изменяется от разреза к разрезу в 1,5—2, реже в 3 раза.

Наряду с выдержанными границами ультраосновных и основных пород имеются достаточно редкие примеры весьма извилистых, незакономерных контактов. Установлено два случая возникновения подобных границ. Кемерон и Эмерсон (Cameron, Emerson, 1959) наблюдали извилистые контакты в выдержанных по направлению пограничных зонах различных пород. Мощность подобных зон достигает первых десятков сантиметров.

При рассмотрении генезиса таких форм контактовых поверхностей авторы ссылаются на мнение Шмидта (Schmidt, 1952). Этот исследователь полагает, что подобные неровности возникли в результате магматического течения, приводившего к своеобразной эрозии одной из разновидностей пород (по-видимому, нижележащего прослоя. — Г. К.). Возникновение извилистых контактов может быть обусловлено также внедрением поздних порций магматического расплава. В работе Хавленда и др. (Howland, Garreis, Jones, 1949) показано, что тело дунитов, более позднее относительно вмещающих бронзититов и зернистых гарцбургитов, имеет причудливые очертания и образует пальцеобразные выступы в эти породы.

Контакты пород, определяющих первичную полосчатость псевдоэстрафицированных комплексов, обычно достаточно резки. Это хорошо иллюстрируют наглядные фотографии обнажений, приводимые в работах Кемерона, Эмерсона (Cameron, Emerson, 1959), а также Л. Уэйджера, Г. Брауна (1970) и других исследователей. На этих фотографиях отчетливо видны многократно переслаивающиеся прослои различных пород с весьма четкими границами. Переход одних пород в другие обычно происходит на интервалах, составляющих первые сантиметры.

В более редких случаях контакты пород выражены менее отчетливо. Так, по данным Пиплса и Хавленда (Peoples, Howland, 1940), полосчатость пород в западной части Стиллиуотерского массива теряется на участках развития поздних дунитов и обогащенных оливином гарцбургитов.

Складчатые формы имеют весьма ограниченное распространение. Среди выдержанных по простиранию и падению прослоев пород и хромитов изредка наблюдаются складки, свидетельствующие о незначительном смятии.

По данным Хесса (Hess, 1940) слоистые породы Скаергардской интрузии слегка деформированы с образованием региональных флексур. В целом же все породы комплекса выдержаны по залеганию и имеют пологое (около  $30^\circ$ ) падение к югу, что видно на приведенных Уйэджером и Брауном (1970) графических приложениях.

Этими исследователями выделены и детально изучены корытообразные структуры, усложняющие в общем спокойное залегание пород, слагающих массив. Такие структуры фиксируются небольшими изгибами полосчатых пород с образованием складкообразных форм, аналогичных пологим синклиналиям. В ряде случаев намечается тенденция увеличения мощности прослоев пород в направлении к участкам их перегиба. Установлено, что корытообразные структуры, развитые в различных частях массива, вытянуты в направлении к одной точке, расположенной несколько южнее центра интрузива.

По мнению Уэйджера и Брауна, корытообразные структуры возникли в период формирования расслоенной серии, а не в результате проявления наложенной складчатости. Они, по-видимому, фиксируют положение наиболее интенсивных потоков силикатного расплава в процессе их радиального движения от стенок магматической камеры к ее центру.

Помимо корытоподобных структур в пределах расслоенных интрузивов очень редко отмечаются и обычные пологие складки. В частности, такие складки, по данным Хавленда (Howland, 1955), развиты в пределах Стиллиуотерского магматического комплекса. На приведенных геологических разрезах можно видеть смятие слоистой толщи в складки, ширина которых колеблется от первых сотен метров до 1000 м. Крылья складок имеют весьма пологое залегание.

По мнению Хавленда усложнения структуры в зоне ультраосновных пород проявились в период их консолидации или сразу же после этого процесса, но до кристаллизации вышележащих пород полосчатой зоны, включающей нориты, анортозиты и габбро.

В более поздней работе Хавленд и другие исследователи (Jones, Peoples, Howland, 1960) отнесли формирование локальных пологих складок ко времени, предшествовавшему полной консолидации пород ультраосновной зоны и кристаллизации гарцбургитов, обогащенных оливином.

Генезис складчатых форм Стиллиуотерского магматического комплекса не вполне ясен. Можно было бы объяснить их образование деформациями, обусловленными тангенциальными тектоническими усилиями, но при этом стратифицированная толща, имеющая одинаковое строение в различных частях массива, оказалась бы смятой в складки повсеместно или на многих участках. Однако они крайне редки и развиты локально.

Поскольку для платформенных условий характерно проявление вертикальных блоковых перемещений фундамента, мы не исключаем, что с такими перемещениями могло быть связано возникновение складок в кристаллизовавшихся породах расслоенных массивов.

Весьма интересные данные о складчатых структурах, развитых в восточной части Бушвельдского комплекса, приводят Кемерон и Эмерсон (Cameron, Emerson, 1959). Они отмечают существенные изгибы прослоев различных пород, а также маломощных слоев хромитов.

Судя по фотографиям, приведенным в их работе, эти структуры следует отнести к складкам течения. Такие складки отмечались и нами на Хабаровинском хромитовом месторождении Южного Урала (Кравченко, 1966). Особенно следует отметить установленные нами в поле и полученные экспериментально Z-образные складки, форма которых, по-видимому,

обусловлена дифференциальными перемещениями соседних магматических потоков. Аналогичные Z-образные складки отмечены и в упомянутой работе Кемерона и Эмерсона. Эти исследователи считают, что такие складки формировались в период, когда породы массива не были еще полностью раскристаллизованы и представляли собой смесь кристаллов и жидкой фазы. Складки течения отмечаются в пределах узких зон шириной в несколько футов, а прилежащие к этим зонам породы не дислоцированы. Такие особенности распределения и ориентировки складчатых форм не дают возможности связывать их образование с тангенциальными усилиями.

Нами кратко изложены данные различных исследователей о некоторых особенностях строения сложно дифференцированных интрузивов, расположенных в платформенных областях. Рассмотрены примеры локальных проявлений разрывов, смятия прослоев и другие осложнения, свидетельствующие о слабом проявлении дислокаций в период становления интрузивных тел. Большинство исследователей причину этих дислокаций связывает с процессом движения магматического расплава в период его кристаллизации. В этом процессе решающим, по нашему мнению, было различие в скорости движения отдельных потоков кристаллизовавшейся магмы различного состава. Наряду с этим с неодинаковой скоростью перемещались и соседние потоки расплавов одного состава. Это, как отмечалось ранее, могло быть обусловлено колебаниями вязкостных свойств магматических масс даже на близких расстояниях.

Различная скорость движения магматических потоков привела к возникновению складок волочения на их границах. По всей вероятности, эти складки образовывались на границах потоков, имеющих наибольшую разницу в скорости движения. Этим можно объяснить весьма малые размеры и ограниченное развитие складок, наблюдаемых к тому же лишь в определенных участках.

Однако дифференциальными движениями невозможно объяснить возникновение отмеченных Хессом региональных флексур Скаергардского интрузива (Hess, 1940) и формирование описанных в работе Хавленда складок в Стиллиутерском расслоенном комплексе (Howland, 1955). По-видимому, эти структуры формировались в результате небольших неравномерных вертикальных перемещений крупных блоков, вмещающих массивы изверженных пород.

Различная скорость движения магматических масс разной пластичности привела к разрыву хромитовых пластов и пород интрузивов с последующим их разобщением. Разобщенные блоки рудных прослоев в какой-то мере напоминают брекчии. Можно допустить некоторое сходство условий образования этих разобщенных рудных блоков с возникновением рудных брекчий, наблюдавшихся нами на хромитовых месторождениях Кемширсайского ультрабазитового массива (Кравченко, 1969<sub>1</sub>).

Нам представляется, что отмеченные структурные осложнения возникли в уже раздифференцированных кристаллизовавшихся интрузивах. На это указывает развитие дислокаций в отдельных пластах при отсутствии каких-либо усложнений в выше- и нижележащих породах. Движения магматических расплавов происходили вдоль поверхностей псевдостратификации интрузивов. При таких перемещениях прослои различных пород сохранили мощность и залегание, а наблюдаемое местами линейно-плоскостные текстуры ориентированы соответственно залеганию прослоев пород.

По мнению исследователей массивов ультрабазитов, формировавшихся в условиях платформ, движение магматических масс может быть вызвано их остыванием у кровли интрузивных тел, конвекционными токами или другими причинами. Однако никто не связывает такие перемещения с тангенциальными тектоническими деформациями. Действительно, при воздействии тангенциальных усилий на кристаллизовавшиеся

магматические массы смятой оказалось бы вся расслоенная толща пород. В этих условиях наряду со складками течения образовались бы и многочисленные сложные складки продольного сжатия, которые наблюдаются в различных хромитовых месторождениях геосинклинальных зон, формировавшихся в неспокойных тектонических условиях (Кравченко, 1969<sub>1</sub>). В породах и рудах повсеместно должны бы возникнуть ориентированные текстуры, а плоскостные элементы этих текстур обладали бы близвертикальным падением, чего в действительности не наблюдается.

Представляется возможным возникновение крупных пологих складчатых структур связывать с вертикальными блоковыми перемещениями пород фундамента. Эти перемещения по-видимому, проявлялись на ограниченных площадях и были незначительными.

Заканчивая рассмотрение хромитоносных массивов, расположенных на платформах, кратко перечислим характерные особенности этих массивов и развитых в них рудных тел.

Массивы имеют лополитообразную или более сложную форму и залегают согласно слоистости вмещающих пород. В результате процессов дифференциации в них проявляется отчетливо выраженная псевдостратификация ультраосновных и основных пород.

В строгом соответствии с прослоями этих пород залегают пластовые тела хромитовых руд, формировавшихся одновременно с ними из магматического расплава. Залегание и мощность рудных тел весьма выдержаны на всю известную их протяженность.

В редких случаях спокойное залегание хромитовых прослоев нарушается; иногда рудные тела сминаются в складки, разрываются и испытывают некоторые другие виды деформаций. В породах массива изредка отмечаются линейно-плоскостные текстуры, ориентировка которых совпадает с поверхностями псевдостратификации.

Возникновение этих текстурно-структурных особенностей не связано с тангенциальными тектоническими усилиями.

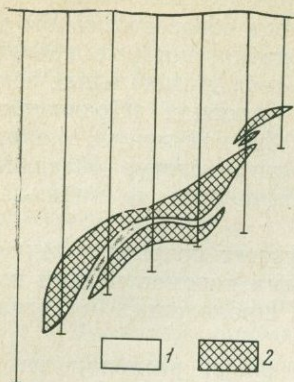
В период становления платформенных массивов и формирования рудных тел скаловые деформации в неполностью раскристаллизованных рудно-силикатных массах не проявлялись.

Указанные особенности морфологии хромитоносных массивов и рудных тел позволяют считать, что процессы рудообразования в платформенных интрузивных комплексах протекали в спокойной тектонической обстановке. В этом отношении формирование платформенных массивов резко отличается от условий становления хромитоносных массивов, расположенных в пределах геосинклиналей.

## ХРОМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН

Хромитовые месторождения, приуроченные к геосинклинальным зонам, пространственно и генетически связаны с многочисленными ультрабазитовыми массивами, размеры которых обычно намного меньше, чем величина интрузивов платформенных областей. Эти массивы обычно образуют в пределах геосинклинальных зон пояса, вытянутые на сотни и тысячи километров соответственно общему простиранию складчатости.

Один из наиболее протяженных поясов хромитоносных ультрабазитов протягивается с севера на юг через Балканский полуостров и далее, изгибаясь, переходит на территорию Советского Закавказья, Турции и Ирана. Значительное протяжение имеет Уральский пояс ультрабазитов. Менее протяженные пояса этих пород, несущих признаки хромитового оруденения, установлены на территории нашей страны — в Западных и Восточных Саянах, в Кузнецком Алатау, на Камчатке, в Тувинской автономной области и некоторых других районах.



**Фиг. 2.** Деформированные хромитовые залежи (по данным буровых работ)

1 — дунит, 2 — хромит

Нами изучались хромитовые месторождения Среднего и Южного Урала, а также месторождения ультрабазитового пояса, прослеживающегося через территорию Армении и Азербайджана. Геологическая история этих геосинклинальных областей, как известно, весьма различна. Соответственно неодинаковы история и условия формирования развитых в их пределах ультрабазитовых поясов. Различны глубины формирования массивов, их возраст и состав вмещающих пород, относительное время проявления тектонических деформаций и т. д. Существенно различаются также ультраосновные породы и хромитовые руды и по химизму. Однако такие отличия свойственны не только ультрабазитам различных геосинклиналей, но и массивам разных районов единой геосинклинальной зоны, удаленных друг от друга на значительные расстояния.

Учитывая сказанное, охарактеризуем некоторые месторождения Урала и Малого Кавказа с тем, чтобы на их примерах выяснить, имеются ли какие-либо принципиальные различия в структурных особенностях месторождений геосинклинальных зон с различной историей развития.

Характерной особенностью хромитовых месторождений геосинклинальных зон является формирование их в период складкообразования, связанного с ранней стадией развития геосинклиналей. В это время внедрились крупные массы ультрабазитов, местами содержащих хромитовые концентрации. Развитие геосинклинали представляет собой сложный процесс, происходящий в условиях непрекращающихся тектонических деформаций. Это оказало большое влияние на условия формирования хромитоносных массивов ультрабазитов.

Кристаллизовавшиеся магматические массы хорошо передавали тектонические напряжения. Известно, что близко расположенные нодулы, подвергаясь давлению, деформируются, как бы приспособиваясь друг к другу (Кравченко, 1969<sub>1</sub>). Аналогичным деформациям подверглись и крупные рудные массы, обособившиеся в виде линзовидных рудных скоплений. На фиг. 2 показаны два близко расположенных рудных тела Кемпирсайского массива, как бы приспособившиеся по форме одно к другому.

### **Общая геологическая позиция месторождений, морфология и размещение рудных тел**

Хромитоносные массивы ультраосновных пород обычно имеют удлиненную форму. Они вытягиваются в направлении геосинклинальных зон и соответствующих им по положению ультрабазитовых поясов.

Ультрабазитовые массивы обнажаются среди сложно дислоцированных третичных осадочных отложений (Малый Кавказ, Балканы и другие районы) и среди более древних палеозойских, часто глубоко метаморфизованных, эффузивно-осадочных толщ (Урал и другие районы).

Морфологические особенности ультрабазитовых массивов определяются приуроченностью их к складчатым, чаще — антиклинальным структурам, которые, как правило, вытягиваются в соответствии с общим простираем складчатости. По форме они представляют собой чаще всего лакколиты, факколиты; незначительно развиты дайки ультраосновных пород, обычно также вытянутые в соответствии с общим простираем складок.

Кровля некоторых массивов смята в пологие складки. Это относится, в частности, к Кемпирсайскому массиву, в пределах которого выделено несколько протяженных, вытянутых в субмеридиональном направлении, пологих антиклиналей, разделенных синклиналильными прогибами. Такие же складчатые формы образуют и перемежающиеся прослои различных по составу ультрабазитов, слагающих массив; по-видимому, они отражают форму контакта деформированных вмещающих пород кровли. Однако не исключено, что в период становления массив подвергся некоторому смятию совместно с вмещающими породами. Хромитоносные массивы геосинклинальных зон повсеместно слагаются дунитами и перидотитами, причем последние, как правило, тяготеют к краевым частям интрузивов. Внутренние части массивов нередко имеют сложное строение, обусловленное частой перемежаемостью дунитов и перидотитов.

Границы между перидотитами и дунитами постепенные, переход одних пород в другие происходит через промежуточную разновидность — пироксеновые дуниты. Ширина этой переходной зоны составляет 10—15 см, изредка несколько больше.

Рудные тела практически повсеместно приурочены к дунитам, что еще было отмечено А. Г. Бетехтиным (1937). Крайне редко хромиты концентрируются в перидотитах, что, в частности, отмечается в Конюхском хромитоносном массиве перцолитов в Югославии (Sunarić, Oluić, 1968).

Эта особенность отличает месторождения геосинклинальных зон от месторождений, развитых на платформах, в пределах которых, как было отмечено выше, хромитовые руды развиты в бронзититах, перидотитах, дунитах и других породах. Хромитоносные массивы геосинклинальных зон не несут другого оруденения кроме хромитового. В то же время в интрузивах, сформировавшихся на платформах, наряду с хромитовыми рудами, имеются обособленные от них сульфидные медно-никелевые, титаномагнетитовые промышленные концентрации и крупные запасы платины.

По вопросу о генезисе ультраосновных массивов и промышленных рудных тел высказываются различные представления. Одни исследователи связывают образование ультрабазитов и рудных тел с развитием метасоматических процессов, другие — с кристаллизацией рудносиликатного магматического расплава. Высказывается также мнение о перемещении со значительных глубин на современный уровень полностью раскристаллизованных и серпентинизированных ультрабазитов. Допускается, что они могут перемещаться в виде жестких блоков, либо как пластичные массы подобно диапирам. Существует также точка зрения о перемещении затвердевших ультрабазитов на современный уровень в процессе развития чешуйчатых надвигов. Имеется и еще ряд менее распространенных мнений о генезисе хромитоносных массивов ультрабазитов.

Собранные нами данные позволяют присоединиться к представлению о магматическом генезисе ультрабазитов и хромитовых руд.

Морфологические особенности рудных тел достаточно характерны. Обычно хромиты обособляются среди дунитов в виде линз, в той или иной мере уплощенных и вытянутых согласно залегаению этих пород и перидотитов. Обычно рудные тела выклиниваются постепенно, однако наблюдаются и весьма тупые их окончания. Имеются примеры увеличения мощности хромитовых залежей в одном направлении. Наблюдались и округлые окончания рудных тел на флангах. Изредка хромитовые линзы разветвляются на два и более линзовидных тела. В единичных случаях хромиты обособляются в виде тел штокообразной формы. В строении крупных хромитовых рудных тел иногда намечается определенная закономерность: центральные их части сложены массивными и густо-вкрапленными рудами, а вдоль контактов распространены редковкрап-

ленные хромиты. Вблизи таких линзовидных залежей отмечаются мелкие жилообразные рудные обособления, не имеющие зонального строения.

Для хромитовых рудных тел характерно широкое развитие различных структурно-текстурных усложнений. Это резко отличает месторождения геосинклинальных областей от ранее рассмотренных месторождений платформенного типа и свидетельствует о различных условиях их формирования.

### Геолого-структурные и текстурные усложнения залегания рудных тел и степень их проявления

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют считать, что в процессе образования хромитовых месторождений геосинклинальных зон многократно проявлялись тектонические деформации. В результате в ультраосновных породах в хромитовых рудных телах возникли линейно-плоскостные текстуры, текстуры растаскивания, структуры будинажа, складки и другие структурные и текстурные особенности, возникновение которых, как нам представляется (Кравченко, 1961), происходило в период кристаллизации рудно-силикатных масс.

Перейдем к рассмотрению этих особенностей, дополняя наши данные сведениями, полученными из литературных источников.

Линейно-плоскостные текстуры широко распространены в ультрабазитовых массивах и залегающих в них хромитовых рудных телах. Эти ориентированные текстуры нами уже рассматривались и здесь приведем лишь краткую их характеристику. В ультрабазитах линейность и плоскостная ориентировка определяются закономерной вытянутостью цепочек и удлиненных зерен пироксенов, удлиненных агрегатов акцессорных хромшпинелидов, а также местным чередованием в породах темных и светлых полос небольшой мощности.

Генезис этих полос выяснить трудно, поскольку они наблюдались в почти полностью серпентинизированных породах. Однако весьма характерно соответствие их вытянутости направлению отмеченных выше ориентированных элементов (удлиненных рудных агрегатов, кристаллов пироксена и др.).

В рудных телах ориентированные текстуры проявляются субпараллельным положением рудных полос в полосчатых рудах, а также — удлиненных агрегатов вкрапленных хромшпинелидов, вытянутых и уплотненных рудных сгустков, хромитовых подулей, шпиров дунитов и т. д.

Нами ранее были рассмотрены данные об ориентированных текстурах Кемпирсайского массива ультрабазитов. Выяснено их направление относительно залегания чередующихся прослоев ультрабазитов и рудных тел. В то же время работы, проведенные нами на некоторых других массивах ультраосновных пород, а также ознакомление с литературными данными, позволили выявить и другие соотношения ориентированных текстур тех или иных месторождений.

Всего можно выделить три типа таких соотношений.

Наиболее часто отмечаются ориентированные текстуры, согласные с залеганием пород и рудных тел (первый тип). Это отмечено, в частности, в хромитовых массивах Турции, Балканского полуострова, Филиппин (Thayer, 1962; Grčev, 1964; Sunarič, Oluič, 1968) и в некоторых других районах. Ряд исследователей кратко упоминает о подобных соотношениях в хромитовых массивах многих других регионов мира, имеющих различную историю геологического развития.

Реже отмечается несогласное положение ориентированных текстур по отношению к прослоям ультрабазитов и согласных с ними рудных тел (второй тип). Подобные соотношения выявлены нами на месторождениях Кемпирсайского и Хабаровинского ультраосновных массивов Южного Урала. Здесь линейно-плоскостные текстуры в породах и согласные с

ними аналогичные текстуры в хромитовых рудах занимают секущее положение по отношению как к контактам различных разновидностей ультрабазитов, так и к границам пород и рудных тел. По устному сообщению Г.Н. Савельевой, подобная ориентировка наблюдается также в ультрабазитах и хромитовых рудах Войкаро-Сыненского месторождения (Полярный Урал). В дополнение к сказанному отметим, что полосчатость, направленная под острым углом относительно границ прослоев ультрабазитов, установлена также в массиве Вуринос, Греция (Karamata, 1966).

Ориентировка линейно-плоскостных текстур относительно контактов различных пород весьма невыдержана; она изменяется в пределах одного массива и даже на небольшом его участке. В частности, на месторождениях Кемпирсайского массива такие текстуры направлены под разными различными углами к контактам пород и рудных тел (от 10 до 90°).

Отмеченная изменчивость ориентировки линейно-плоскостных текстур относительно залегания пород и руд не может свидетельствовать о различии условий формирования тех или иных месторождений. Нам представляется (Павлов, Кравченко, Чупрынина, 1968), что эти текстуры возникли в процессе ламинарного движения кристаллизовавшегося рудно-силикатного расплава. Вследствие различной вязкости перемещавшихся потоков магматических расплавов дунитового, перидотитового и переходного состава, а также и отдельных порций одних и тех же расплавов, движущиеся магматические потоки могли изменять направление.

Детальное изучение ориентировки линейно-плоскостных текстур на трехкилометровом хорошо обнаженном интервале показывает, что они образуют плавный подковообразный изгиб. Подобные наблюдения, по-видимому, исключают предположение об изменении залегания ориентированных текстур вследствие поворота соседних крупных блоков пород.

Дополнительно отметим, что на Хабарнинских хромитовых месторождениях наблюдалась относительная направленность ориентированных текстур, подобная выявленной в Кемпирсайском массиве. Кроме того, в Хабарнинском массиве установлено соответствие направления одного из протяженных пластобразных рудных тел плоскостной ориентировке линейно-плоскостных текстур. В то же время линейные элементы направлены косо по отношению к простиранию хромитовой залежи.

Аналогичные соотношения, по-видимому, имеются на месторождениях долины Зоб в Западном Пакистане. По данным Билграми (Bilgrami, 1963), здесь полосы, слои и линзы хромитов располагаются несогласно с общей полосчатостью массива. Однако местами отмечается соответствие между слоистостью ультрабазитов и хромитовыми прослоями.

Третий тип ориентировки установлен нами на Шорджинском хромитовом месторождении (Малый Кавказ). Здесь в субширотных линзовидных телах дунитов и залегающих в них рудных телах того же простирания линейно-плоскостные текстуры имеют субширотную ориентировку. В то же время в окружающих эти дунитовые тела перидотитах, а также в безрудных линзах дунитов, эти текстуры ориентированы в субмеридиональном направлении.

При рассмотрении трех отмеченных типов ориентировок представляется возможным высказать некоторые соображения об условиях их проявления. Нам представляется, что ориентировки первого и второго типов возникли в период, когда кристаллизовавшаяся силикатная магма и находящиеся в ней рудное вещество были еще достаточно пластичны и подвижны. В результате тектонических деформаций единая пластичная масса испытывала ламинарное движение, при котором рудные скопления вытягивались в направлении движения. В том же направлении ориентировались в рудах и породах удлиненные агрегаты кристаллизовавшихся хромшпинелидов, а также зерна и цепочки пироксенов. Эта ори-

ентировка (первого типа) в отдельных случаях, по-видимому, отражает направление перемещения рудно-силикатного расплава в магматической камере при его внедрении.

В ряде районов после возникновения такой ориентировки изменялось направление тектонических усилий. В результате этого пластичные рудно-силикатные массы испытывали перемещения уже в ином направлении. В изученных нами месторождениях такие более поздние перемещения, очевидно, были относительно невелики. Они оказались недостаточными для переориентировки крупных рудных тел и обособленных ультрабазитовых масс.

В то же время мелкие рудные обособления, рудные агрегаты в хромитовых телах, а также цепочки и агрегаты хромшпинелидов в ультрабазитах переориентировались и приобрели единое направление. В результате прослой различных по составу ультрабазитов и согласные с ними рудные тела сохранили первоначальное залегание, а линейно-плоскостные текстуры в породах и рудных залежах, а также небольшие хромитовые тела, приобрели иное простирание и падение.

Все сказанное выше хорошо иллюстрируется на примерах месторождений Кемпирсайского массива. Здесь рудные залежи вытянуты в субмеридиональном направлении и уплощены так же, как и пологозалегающие прослой различных по составу ультрабазитов. Совершенно иную ориентировку имеют линейно-плоскостные текстуры в породах и рудах. Плоскостная ориентировка имеет самое различное простирание и крутое, близкое к вертикальному падению. Линейность характеризуется пологим наклоном, обычно не превышающим  $20-25^\circ$ .

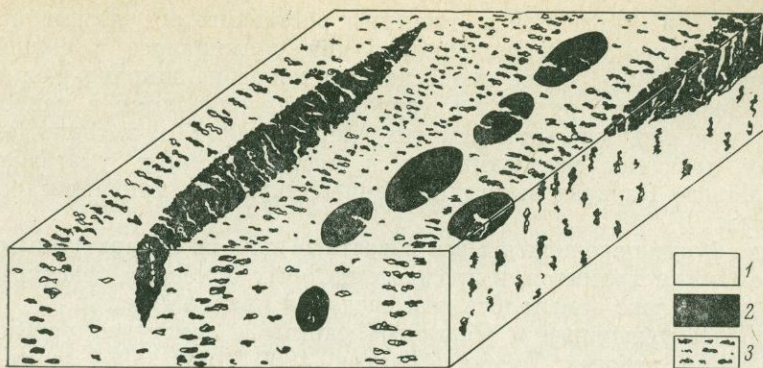
Несмотря на столь существенные отличия, имеются некоторые общие черты в условиях образования месторождений с текстурами, согласными и секущими по отношению к залеганию пород и рудных тел. В обоих случаях рудное вещество и силикатные массы были относительно слабо консолидированы, в связи с чем они совместно участвовали в процессах ламинарного движения. В результате ориентированные текстуры приобрели единую направленность.

Иными были условия формирования ориентированных текстур на Шорджинском месторождении (третий тип ориентировки), на что указывает различное положение линейно-плоскостных текстур в хромитовых телах и вмещающих их дунитах по сравнению с окружающими ультрабазитами. Представляется, что ультрабазиты массива с развитыми в них линейно-плоскостными текстурами, вытянутыми в субмеридиональном направлении, ко времени внедрения остаточного рудно-силикатного расплава, были уже существенно консолидированы. В связи с этим последующие тектонические деформации обусловили развитие субширотных линейно-плоскостных текстур лишь в поздних дунитовых линзах субширотного простирания и во включенных в них рудных телах. В окружающих же ультрабазитах переориентировка не проявилась.

Отмеченные особенности ориентировки линейно-плоскостных текстур могут быть обусловлены формированием хромитовых месторождений в различных геологических условиях.

Текстуры растаскивания отмечаются на хромитовых месторождениях, приуроченных к геосинклинальным областям различных регионов. Эти текстуры характеризуются распределением рудных зерен и агрегатов в виде изгибающихся цепочек, ориентированных перпендикулярно линейно-плоскостным текстурам.

Возникновение текстур растаскивания мы связываем с перемещением кристаллизовавшихся хромитов и ультрабазитов (Кравченко, 1965, 1969, и др.). Пластичные рудно-силикатные массы перемещались в направлении, перпендикулярном действующим тектоническим усилиям. В соответствии с направлением этих перемещений расположились и линейно-плоскостные элементы ориентировки в рудных телах и ультрабазитах.



**Фиг. 3.** Текстуры растаскивания в массивных, нодулярных и вкрапленных хромитовых рудах (схема)

1 — дунит, 2 — хромит массивный, 3 — хромит вкрапленный

В то же время в кристаллизовавшихся массах в направлении действующих усилий возникали тектонически ослабленные зоны. По положению они соответствовали трещинам отрыва, возникающим в хрупких породах. Заложение этих зон в пластичных рудно-силикатных массах сопровождалось некоторым перераспределением кристаллизовавшегося хромитового силикатного вещества. В результате хромитовые зерна обособились в виде извилистых цепочек, перпендикулярных линейным элементам, что и привело к возникновению текстур растаскивания. Схематическая зарисовка текстур растаскивания приведена на фиг. 3, где показаны веретенообразные сгустки массивных хромитов, округлые нодули и вкрапленные руды. Здесь же в плане и боковом разрезе можно видеть в объемном изображении направление текстур растаскивания относительно удлинения рудных полос и нодулей.

Изучение текстур растаскивания имеет важное значение для выяснения вопросов образования хромитовых рудных тел. К сожалению, этому уделяется очень мало внимания, хотя такие текстуры развиты весьма широко. Нами они наблюдались на месторождениях, расположенных в различных районах Уральской геосинклинали, а также в геосинклинальной области Малого Кавказа. В пределах Урала эти текстуры отчетливо выражены на месторождениях Кемпирсайского и Хабарнинского массивов (Южный Урал). Здесь текстуры растаскивания развиты весьма широко. Лучше всего они выражены в бедно- и средневкрапленных хромитах и с трудом устанавливаются в густовкрапленных и массивных рудах. Возможно, по этой причине линейно-плоскостные текстуры не наблюдались нами на Верблюжьегорском месторождении (Южный Урал), где сохранились небольшие выходы густовкрапленных и массивных руд. Это же может быть сказано и в отношении Сарановского месторождения (Средний Урал), в пределах которого развиты в основном массивные хромиты. В то же время в редковкрапленных рудах Ключевского массива ультрабазитов (Средний Урал) эти текстуры местами выражены очень отчетливо. Закономерную поперечную к линейным элементам вытянутость рудных агрегатов можно видеть и во вкрапленных рудах месторождения Кракинского массива ультрабазитов (Южный Урал).

Текстуры растаскивания нами выявлены также на хромитовых месторождениях офиолитового пояса Малого Кавказа, прослеживающегося через территорию Армении и Азербайджана. Весьма отчетливо эти текстуры проявлены в пределах Шорджинского массива ультрабазитов, а также на Бабаджанском и некоторых других мелких месторождениях, находящихся в западной части ультрабазитового пояса Малого Кавказа. В во-

сточной части этого пояса текстуры растаскивания весьма отчетливы на Гейдаринском месторождении; о них упоминалось в нашей работе (Кравченко, 1969<sub>2</sub>). Здесь эти текстуры довольно широко распространены во вкрапленных рудах и с трудом устанавливаются в наиболее развитых густовкрапленных хромитах, переходящих в массивные. Как и повсюду, текстуры растаскивания в месторождениях ультрабазитового пояса Малого Кавказа вытянуты перпендикулярно линейно-плоскостным текстурам.

Ниже будут перечислены все известные нам по литературным данным месторождения хромитов, в пределах которых отмечены текстуры растаскивания. Как уже отмечалось, эти сведения крайне скудны.

Наиболее детальные и обширные данные о текстурах растаскивания приведены в работах Тэйера (Thayer, 1960, 1962, 1964 и др.), отмечавшего их на многих месторождениях Турции, Балкан, Филиппин и других регионов. Грчев (Grčev, 1964) установил текстуры растаскивания в хромитовых месторождениях Люботенского ультрабазитового массива (Югославия). Карамата (1966) выявил такие текстуры в хромитовых рудах массива Воринос (Греция).

Можно думать, что при целеустремленных структурных исследованиях текстуры растаскивания будут установлены и на многих других хромитовых месторождениях геосинклинальных зон.

Необходимо подчеркнуть, что повсеместно эти текстуры имеют единый облик и, по мнению ряда исследователей, образовались в процессе ламинарного движения кристаллизовавшихся рудно-силикатных масс. Эти текстуры распространены в месторождениях геосинклинальных областей с различной историей геологического развития. В пределах одной отдельно взятой геосинклинали, характеризующиеся текстуры установлены на месторождениях, удаленных одно от другого на сотни и тысячи километров и также формировавшихся в различных условиях. Однако какие-либо существенные различия в особенностях узора текстур на различных месторождениях не отмечены.

При рассмотрении текстур растаскивания следует обратить внимание на любопытную особенность их распространения. Так, на месторождении З Шорджинского ультрабазитового массива растасканы лишь нодулярные руды. В то же время в расположенных на небольшом удалении от них средневкрапленных и густовкрапленных рудах текстуры растаскивания не отмечены. По всей вероятности, эта особенность связана с различными пластическими свойствами рудно-силикатных расплавов, включающих различные количества рудного вещества. Результаты проведенных работ показывают, что относительная степень подвижности расплава повышается по мере понижения в нем содержания хромитового вещества. Наблюдались примеры огибания, обтекания обособлений массивных руд полосами густовкрапленных разностей. Последние в свою очередь обтекаются полосами средневкрапленных хромитов и т. д.

В свете сказанного становится понятной причина растаскивания нодулей и отсутствие текстур растаскивания в прилегающих полосах средневкрапленных и массивных руд, сложенных грубоизометричными зернами и агрегатами хромшпинелидов.

На месторождениях Кемпирсайского массива подобные соотношения наблюдались неоднократно. Одним из наиболее распространенных является пример включения в редковкрапленные полосчатые руды ступков массивных хромитов, в которых текстуры растаскивания имеют широкое развитие. Эти ступки имеют веретенообразную форму и огибаются полосами вкрапленных руд.

Нам представляется, что перемежаемость кристаллизовавшихся масс различной пластичности является одним из важных условий образования текстур растаскивания. Последние возникают в более консолидированных, менее пластичных массах, которые обтекаются порциями более

пластичного расплава. Следовательно, степень распространения текстур растаскивания зависит от частоты перемежаемости рудно-силикатных масс различной пластичности.

Кроме того, на распространение этих текстур влияет и тектоническая активность в период формирования месторождений: более интенсивные и длительные деформации приводят к более значительным перемещениям рудно-силикатных масс и соответственно — к более широкому проявлению процессов растаскивания.

Таким образом, на развитие характеризуемых текстур оказывают влияние не только тектонические особенности развития района, но и изменчивые физические свойства расплавов, т. е. наряду с внешними причинами имеют значение и внутренние.

Текстурные особенности нодулярных руд. Нодулярные типы руд установлены на многих хромитовых месторождениях геосинклинальных областей. Обычно хромитовые нодули имеют весьма характерные округлые формы, что подчеркивалось во многих работах. При изучении структурных особенностей хромитовых месторождений выявляется различная степень удлинения этих своеобразных рудных обособлений. Нодули изменяют форму от шарообразных через эллипсоидальные до сильно вытянутых, веретенообразных. Интересным представляется то, в какой мере зависит форма нодулей от тех или иных тектонических условий образования хромитовых месторождений, включающих этот тип руд.

В качестве примера рассмотрим особенности морфологии нодулей, развитых на месторождениях Кемпирсайского массива ультрабазитов. Здесь нодулярный тип руд установлен практически на всех месторождениях Главного рудного поля, а также и на рудопроявлениях Северо-Кемпирсайской группы. Характерной особенностью является значительная изменчивость размеров нодулей — от долей сантиметра до 1—1,5 см в поперечнике. Однако в пределах каждого отдельного участка распространены нодули лишь одной или близкой величины. Степень удлинения нодулей не зависит от их размеров.

Наиболее редко встречаются шарообразные хромитовые нодули. Нами такие формы наблюдались, в частности, на месторождении Спорное, где они нередко образуют идеальные сферические обособления. Более часты удлиненные в различной степени нодули эллипсоидальной формы. Длинная ось таких нодулей всегда вытянута соответственно общему направлению линейно-плоскостных текстур.

Отмечаются постепенные переходы от близких к шарообразным нодулям до удлиненных. Характерно, что эти переходы наблюдаются лишь в направлении, поперечном к полосчатости руд, т. е. при переходе от одной рудной полосы к другой. По простирацию отдельно взятой полосы нодулярных руд хромитовые «капли» удлинены в равной мере.

Нам представляется, что кристаллизовавшиеся хромитовые нодули удлинялись в процессе перемещения их совместно с неполностью раскристаллизованной ультраосновной магмой. В движущихся рудносиликатных массах возникала закономерная и единая направленность ориентированных текстур в породах и рудах. В этот период и округлые нодули вытягивались параллельно движению пластичных масс. Будучи сжатыми в направлении, перпендикулярном к движению, нодули оказались несколько уплощенными соответственно поверхностям плоскостных текстур. Удлиненные и уплощенные формы нами были получены при деформации шарообразных капель руды, помещенных в пластичный гудрон (Кравченко, 1966).

Данные геологических наблюдений и проведенных экспериментов привели нас к представлению, что степень удлинения нодулей в значительной мере зависит от скорости перемещения включавших их кристаллизовавшихся магматических масс. Поскольку, как уже отмечалось ра-

нее, пластические свойства рудно-силикатного расплава изменялись от участка к участку, соответственно изменчивой была и скорость перемещения отдельных магматических потоков. На степень вытянутости нодул оказал влияние и величина перемещения тех или иных порций расплава.

Благодаря воздействию отмеченных и некоторых других факторов, создавались условия для кристаллизации нодул, вытянутых в различной степени. В пределах ограниченных по размерам обнажений можно видеть переходы от шарообразных нодул к удлиненным. Такие переходы отмечались на месторождениях Кемпирсайского и некоторых других массивов ультрабазитов.

Интересны переходы нодул от близких к шарообразным до удлиненных на Шорджинском месторождении. Эти переходы осуществляются в узкой зоне (15—20 см), сложенной нодулярными рудами. Можно видеть маломощную полосу округлых, близких к шарообразным нодул, нацело сложенных хромшпинелидами. При переходе к соседней полосе такие нодули несколько удлиняются. В следующей полосе они уже сильно вытянуты в направлении полосчатости. Здесь возникли текстуры растаскивания, которые, как нам представляется, свидетельствуют о весьма существенной относительной скорости движения данного потока рудно-силикатного расплава.

Следовательно, различную степень удлинения хромитовых нодул можно видеть не только на одном месторождении, но и в пределах небольших его участков.

Весьма интересной и редкой разновидностью являются кольцевые нодули, центральная часть которых выполнена силикатным материалом. Такие нодули отмечены в ультрабазитах Таймырского полуострова, Финляндии, Кубы и в других районах. Нами они наблюдались на Ипякском хромитовом месторождении (Азербайджан). Здесь выделяются нодули, имеющие различную величину и толщину колец. В одних случаях кольца лишь намечаются прерывистыми пунктирными обособлениями хромшпинелидов, в других — они сплошные. Наблюдаются переходы от таких нодул до обособлений, в которых силикатное ядро имеет минимальные размеры или совсем исчезает, и хромиты обособляются в виде сплошных нодул. Характерно, что нодули различной величины и облика распространены обособленно, т. е. нодули с различной толщиной колец или различных размеров совместно не встречаются. Кольцевые, как и отмечавшиеся ранее сплошные, нодули имеют различную форму — от близкой к шарообразной до сильно вытянутой. На каждом участке распространены лишь одинаково вытянутые нодули. Нодули, удлиненные в разной степени, совместно не встречаются. Представляется, что кольцевые нодули приобрели одинаковую вытянутость благодаря нахождению в одном потоке рудно-силикатного расплава, перемещавшегося с определенной скоростью. В соседнем потоке, обладавшем иной скоростью перемещения, все нодули приобретали иную степень вытянутости.

Помимо рудных нодул, распространенных в дунитах, на месторождениях хромитов отмечены аналогичные мелкие округлые обособления дунитов в рудных массах. Они имеют размеры от 0,3 до 1—1,5 см и в ряде случаев распространены среди хромитовых руд. Обычно в таких дунитовых выделениях рассеяна рудная вкрапленность, хотя наблюдались такие обособления, не содержащие хромшпинелидов. Эти псевдонодули, так же как и хромитовые нодули, на различных участках вытянуты в разной степени. Формы их изменяются от несколько удлиненных овалов до сильно вытянутых веретенообразных выделений.

Дунитовые овоиды наблюдались нами на месторождениях Кемпирсайского, Хабарнинского и некоторых других массивов ультраосновных пород. Как слабо удлиненные, так и сильно вытянутые обособления дунитов бывают распространены на небольшой площади, что наблюдалось,

например, на месторождении Спорное Кемпирсайского массива ультрабазитов.

Нам представляется, что удлинённые душитовые овоиды образовались за счёт вытягивания шарообразных обособлений в период ламинарного движения рудно-силикатных масс. Степень удлинения этих обособлений отражает ту или иную относительную скорость перемещения кристаллизовавшихся магматических потоков.

Проведённые работы и ознакомление с литературными данными показывает, что образование округлых и удлинённых хромитовых и душитовых обособлений в равной мере свойственно месторождениям различных геосинклинальных областей.

Структуры будинажа наблюдались на ряде уральских и закавказских месторождений. Весьма отчетливо и широко они проявлены на месторождении Кракинского массива ультрабазитов. Это месторождение представлено серией протяжённых разветвляющихся и соединяющихся между собой жиллоподобных и линзовидных тел, прослеженных на расстоянии около 200 м. Нередко маломощные жиллообразные тела резко раздуваются и образуют рудные обособления неправильной формы. На всем вскрытом участке можно видеть пережатые обособления хромитов, которые располагаются среди жиллообразных или неправильных рудных тел без всякой видимой закономерности. Один из задокументированных нами участков рудоносной зоны показан на фиг. 4. Здесь видны линзовидные, жиллообразные и неправильные по форме обособления хромитовых руд.

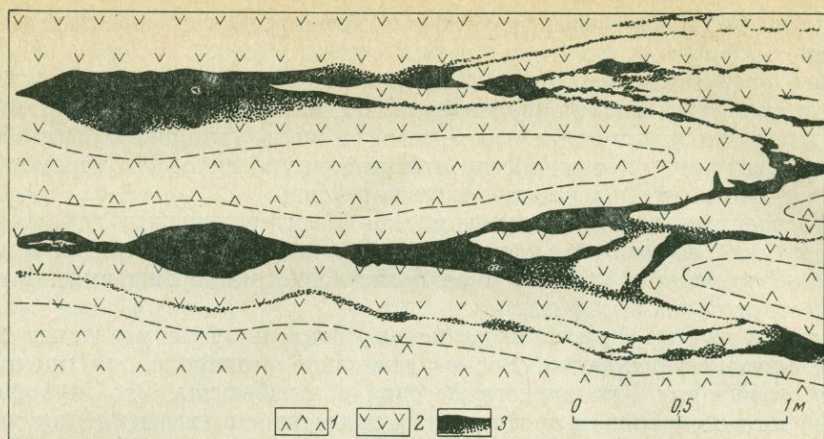
Обычно будинированные хромитовые тела слагаются массивными рудами, изредка переходящими во вкрапленные разновидности.

При изучении рудной зоны месторождения Кракинского массива выяснилось, что на одних участках развиты уплощенные линзовидные тела хромитов, а на других — сильно выпуклые короткие рудные линзы. Иногда обе морфологические разновидности линзовидных тел располагаются на небольших расстояниях друг от друга. Нам представляется, что отмеченные формы свидетельствуют о различной степени будинирования кристаллизовавшихся хромитовых масс. Очевидно, при незначительном проявлении этих процессов возникают весьма уплощенные тела, мало отличающиеся по форме от исходных пластообразных рудных обособлений. При более интенсивном будинировании образуются достаточно выпуклые линзовидные тела. И, наконец, при весьма значительном будинаже развиваются короткие, сильно выпуклые рудные линзы.

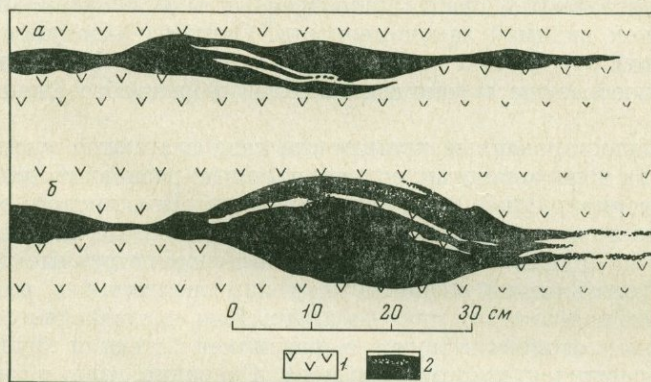
Изредка отмечаются рудные линзы, состоящие из нескольких почти полностью обособленных тел. Такие линзы содержат жиллообразные тела душитов, занимающие диагональное положение. Отмечены душитовые жилы, выклинивающиеся в рудной линзе, а также выходящие за ее пределы и соединяющиеся с окружающими душитами. Характерно, что прилегающие части такой линзы по форме как бы приспособляются одна к другой (фиг. 5, а).

Иногда среди линзовидных рудных тел имеются душитовые обособления иной формы. В одной из рудных линз (фиг. 5, б) отмечены местами достаточно тупо выклинивающиеся в обе стороны душитовые тела с выдержанной мощностью. Душитовые пропластки расположены среди массивных руд, слагающих линзу, однако в ряде случаев на флангах они переходят во вкрапленные хромиты. Параллельно отмеченным душитовым прослоям расположено аналогичной формы тело равномерновкрапленных хромитов, постепенно переходящих в окружающие массивные руды. Характерно, что все упомянутые прослои, располагаясь вблизи одного из контактов линзы, плавно изгибаются, повторяя его очертания.

В тех случаях, когда параллельно линзовидным рудным телам и близко к ним залегают маломощные хромитовые прослои, они изгибаются в соответствии с конфигурацией прилегающих контактов линзовид-



Фиг. 4. Строение хромитовой рудной зоны Кракинского массива ультрабазитов  
1 — перидотит, 2 — дунит, 3 — хромит



Фиг. 5. Строение некоторых хромитовых линз Кракинского массива ультрабазитов  
1 — дунит, 2 — хромит

ных тел (см. фиг. 4, в нижней левой части). Это указывает и на подобный же изгиб прослоев дунитов, примыкающих к линзам хромитов.

Примеры будинированных хромитовых рудных тел нами наблюдались и на других месторождениях Среднего и Южного Урала. В пределах рудной зоны Сарановского месторождения установлены крупные рудные линзы сложного строения. Здесь контакты удлиненных линзовидных тел плавно изгибаются. Отмечены также своеобразные апофизы, ответвляющиеся от рудных тел и следующие вдоль их границ. Мощность таких апофиз непрерывно увеличивается с удалением от места их ответвления. В то же время они имеют правильные округлые окончания. Такие тела отчетливо обгибаются полосами вкрапленных руд. В южной части рудной зоны вскрыты многократно частично или полностью пережатые рудные тела.

На Ключевском месторождении, расположенном на Южном Урале, густовкрапленные и массивные хромиты обособляются среди редковкрапленных разновидностей. Они часто имеют форму линзовидных тел с постепенным или тупым выклиниванием. Отмечаются неоднократно пережатые уплощенные линзовидные тела густовкрапленных хромитов.

На Верблюжьегорском хромитовом месторождении (Южный Урал) также имеются линзовидные рудные тела, описанные нами ранее (Кравченко, 1969<sub>1</sub>). В ряде случаев наблюдаются переходы достаточно вы-

держанных по мощности жилообразных тел в линзовидные раздувы с плавными округлыми очертаниями. Такие переходы отмечаются также на месторождениях, залегающих в Гейдаринском (Малый Кавказ) и Кракинском (Южный Урал) массивах ультрабазитов. Подобные примеры вызывают необходимость обращать внимание на жилообразные рудные тела, которые с глубиной могут перейти в мощные линзовидные раздувы.

В пределах Хабарнинского месторождения существенные пережимы рудных тел устанавливаются редко; здесь чаще наблюдаются слабо пережатые тела.

Будинированные хромитовые тела довольно широко распространены в пределах хромитовых месторождений Кемпирсайского массива. Здесь обычны линзы массивных или густовкрапленных руд, обособляющихся среди редковкрапленных хромитов, либо дунитов. Иногда уплощенные линзовидные тела пережимаются многократно. Отмечены многочисленные случаи огибания линз массивных хромитов полосчатыми вкрапленными рудами.

Примеры будинирования хромитовых рудных тел наблюдались нами также на Шорджинском, Гейдаринском и некоторых других месторождениях Малого Кавказа. Особенно широко эти процессы проявились на Гейдаринском месторождении, что существенно сказывается на строении рудных тел (Кравченко, 1969<sub>2</sub>). Ряд особенностей свидетельствует о пережимании рудных тел в период их кристаллизации.

Наряду с двусторонними симметричными пережимами хромитовых тел наблюдаются случаи деформации их с одной стороны. В рудные массы как бы вдавлены полуокруглые выступы дунитов. Подобной деформации подверглись не только равномерновкрапленные руды, но и полосы чередующихся разнородных хромитов.

При рассмотрении будинированных хромитовых тел мы исходили из представления о развитии процессов будинажа в период кристаллизации рудно-силикатных расплавов. В более ранних работах нами (Кравченко, 1969<sub>1</sub> и др.) приводились обоснования этого представления. Несколько повторяясь, кратко отметим те особенности, которые позволили отнести процессы будинирования ко времени кристаллизации расплава, а не к постмагматическому или послерудному периоду.

Представление о постмагматическом (гидротермальном, пневмогидротермальном и др.) генезисе линзовидных тел не объясняет ряда особенностей их строения. Весьма обычно отсутствие раздувов рудных тел на участках сочленения хромитовых жилоподобных обособлений (см. фиг. 4). В рудных телах и ультрабазитах отсутствуют гранаты, слюды и другие минералы гидротермальной стадии рудообразования. Границы линзовидных тел четкие, мелкие изгибы для них не характерны.

Форму удлинённых каплеобразных будин имеют, в частности, тела, сложенные вкрапленными, в том числе и равномерно-вкрапленными рудами. В то же время устойчивая густота вкрапленности, по мнению Д. С. Коржинского (1966), не может быть объяснена развитием метасоматических процессов и вызывает представление о магматическом пути формирования руд.

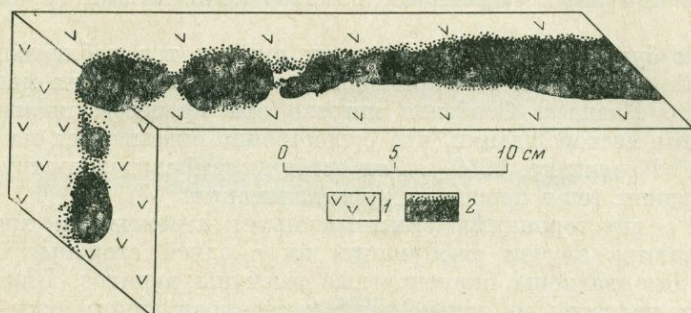
Если принять гипотезу о постмагматическом генезисе линзовидных тел, то трудно объяснить образование округлых тел хромитов Кракинского и других массивов, а также неизменность внутренней структуры хромшпинелидов, приуроченных к приконтактовым зонам рудных линз. Как показывает структурное травление, в таких зернах развиты прямолинейные полоски травления; в случае же послерудного будинирования они имели бы изогнутую форму.

Можно было бы допустить, что процессы будинажа развивались после серпентинизации ультрабазитов, но в этом случае следовало бы ожидать, что характерная петельчатая структура серпентина вблизи контактов с рудными линзами будет изменена благодаря деформации ми-

перала и «петли» вытянутся в одном направлении. Однако это не наблюдается. Оба рассмотренные возможные пути формирования будин не объясняют и возникновение в рудных телах текстур растаскивания, ориентированных перпендикулярно линейно-плоскостным текстурам.

Проведенные исследования позволяют нам связывать возникновение пережимов с развитием процессов будинажа, проявившихся в период кристаллизации рудно-силикатных масс. Будинирование происходило при формировании месторождений в регионах с различной историей развития. Соответственно возникли однообразные структурные формы: различие заключается главным образом в масштабах проявления этих процессов.

Округлые будины встречаются значительно реже, чем рассмотренные линзовидные пережатые тела. Округлые формы наблюдались нами в пределах Кракинского и Кемпирсайского массивов ультрабазитов.



**Фиг. 6.** Будинированный интервал жилеобразного хромитового тела. Кракинский массив ультрабазитов

1 — дунит, 2 — хромит

Нам представляется, что условия образования таких форм отличаются от обстановки, в которой возникали линзовидные тела. Формирование округлых тел, по всей вероятности, связано с условиями, близкими к гидростатическим.

Весьма широко округлые будины развиты на месторождении Большой Башарт (Кракинский массив). Здесь они распространены наряду с линзовидными, жилеобразными и неправильными по форме телами хромитов. Часто жилеобразные рудные тела на отдельных интервалах представлены серией разрозненных или соединяющихся лишь тонкими пережестками овальных хромитовых обособлений (фиг. 6). В последнем случае рудные тела приобретают четкообразную форму. Иногда овальные выделения появляются лишь на определенных интервалах рудных тел, имеющих на других участках жилеобразную форму. Характерно также, что округлые или грубозометричные формы наблюдаются лишь в пределах жилеобразных рудных тел, имеющих мощность до 3—5, реже — до 10 см. Для хромитовых тел более значительной мощности обычно отмечаются пережимы линзовидной формы.

Рассматриваемые будины имеют неправильную округлую форму; обычно они несколько удлинены вдоль жилеобразных хромитовых тел. Однако имеются и овальные тела хромшпинелидов, вытянутые поперек этих тел.

Чаще всего округлые будины соединяются между собой тонкими, иногда прерывистыми, агрегатами хромшпинелидов. В более редких случаях они образуют изолированные округлые тела неправильной формы. Характеризуемые овальные обособления, как правило, сложены массивными хромитами. При этом каждое такое тело представляет собой агрегат зерен хромшпинелидов. Нередко наряду с массивными рудами в

строении округлых тел участвуют вкрапленные разности хромита. Последние обычно располагаются по периферии массивных обособлений. Если массивные хромиты образуют скопления весьма неправильной формы, то вкрапленные разности слагают глубокие заливы, неровности, как бы сглаживая контуры всего тела, приобретающего в результате этого округлые очертания.

Однако в периферической части будин, наряду с вкрапленными, развиты и массивные хромиты. Лишь изредка такая закономерность нарушается: округлые будины состоят из вкрапленных хромитов и только центральные части этих тел представлены массивными хромитами. Наряду с этим наблюдались овальные будины, сложенные почти нацело вкрапленными хромитами. Следует отметить, что ранее округлые, сильно уплощенные будины, сложенные вкрапленными хромитами, наблюдались Янковичем и Петковичем (Jankovič, Petkovič, 1956) в Даковицком массиве ультрабазитов (Югославия).

Округлая форма рассматриваемых будин выявляется во взаимно перпендикулярных сечениях, ориентированных вкрест простирания и падения жилообразных хромитовых тел. В плоскости таких тел также выявлены округлые сечения этих обособлений, причем отмечается некоторая вытянутость их в определенном направлении. Таким образом, можно представить объемную форму овальных обособлений.

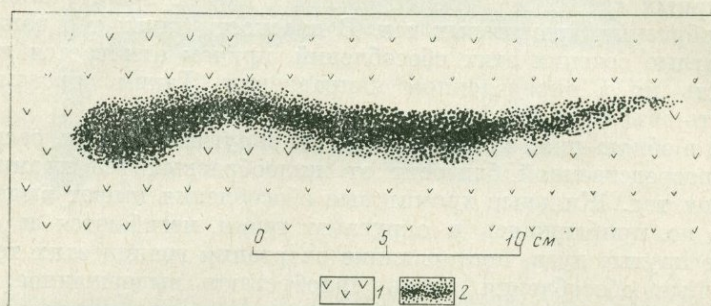
Иногда в обнажениях можно наблюдать округлые будины, расположенные в непосредственной близости от жилообразных тел хромитов, или серии таких тел. Жильные хромитовые обособления имеют выдержанное залегание, но, приближаясь к округлым телам, изгибаются и образуют достаточно крутые дуги, повторяющие очертания границ этих тел. Далее жилообразные обособления вновь приобретают выдержанное, нередко близкое к прямолинейному залегание.

В пределах Кемпирсайского ультрабазитового массива округлые хромитовые тела распространены не столь широко. Здесь наблюдаются грубо изометричные округлые или несколько вытянутые тела, сложенные равномерно густовкрапленными среднезернистыми хромитами. Размер таких тел достигает 6—7 см в поперечнике. В отличие от ранее рассмотренных примеров в ультрабазитах Кемпирсайского массива округлые тела наблюдались среди обширного поля развития дунитов в виде незакономерно разбросанных обособлений различной величины. Эти обособления концентрируются в пределах ограниченной площади, измеряемой первыми квадратными метрами. На небольшом удалении от этого участка распространены линзы и прожилки хромитов.

При рассмотрении вопроса об образовании овальных тел необходимо учитывать, что они иногда располагаются совместно с линзовидными будинами, а также вместе с жилородными и другими по форме телами хромитов. Так, в одном и том же, частично будинированном, жилообразном теле можно наблюдать чередование линзовидных и округлых будин. В свою очередь участки, претерпевшие процессы будинирования, перемежаются с интервалами рудных тел, в значительной мере сохранившими первоначальную жилородную форму. Кроме того, параллельно будинированным жилам и достаточно близко от них располагаются жилородные тела, не подвергшиеся процессам будинажа или захваченные ими в незначительной мере. Все такие находящиеся совместно рудные обособления слагаются одними и теми же рудами с общими текстурными особенностями.

Отмеченное незакономерное распространение рудных будин, по всей вероятности, связано с изменчивыми соотношениями пластических свойств рудно-силикатного расплава на разных, иногда непосредственно соседствующих участках. Нам представляется, что округлые будины возникли на участках, где кристаллизовавшаяся дунитовая магма обладала наиболее жидкостными свойствами. Здесь расплав оказывал на включен-

ные в него кристаллизовавшиеся рудные массы гидростатическое давление, что приводило к образованию округлых рудных тел. В ряде случаев таким всесторонним или близким к ним давлением подвергался лишь один фланг рудного тела и оно приобретало каплеобразную форму (фиг. 7). Рассмотренные овальные тела имеют небольшие размеры, обычно выражающиеся сантиметрами. Однако нам кажется возможным и возникновение крупных округлых будин. По-видимому, к таким телам могут быть отнесены шарообразные обособления хромитов, наблюдавшиеся П. А. Никитчиным на отдельных интервалах мощных дайкообразных хромитовых тел Агардакского месторождения. По устному сообщению этого исследователя, наиболее крупное округлое обособление хромитов находится в пределах мощного выдержанного по залеганию рудного тела. Округлая рудная будина находится на участке его существования пережима и соединяется с основным телом тонким перешейком.



Фиг. 7. Каплеобразная форма обособления хромитов. Кракинский массив ультрабазитов

1 — дунит, 2 — хромит

Не исключена возможность, что подобные округлые тела возникали в результате будинирования кристаллизовавшихся рудных масс и на Гейдаринском хромитовом месторождении (Азербайджан). При послерудных тектонических деформациях эти тела были отторгнуты и дополнительно окатаны в зоне тектонического дробления и смятия. В результате образовались крупные, иногда измеряемые первыми метрами, округлые тела хромитов, рассмотренные нами ранее (Кравченко, 1969<sub>2</sub>).

Складчатые структуры распространены достаточно широко и при специальных наблюдениях, по-видимому, могут быть обнаружены если не на всех, то на большинстве хромитовых месторождений геосинклинальных областей. Выделяются складчатые структуры, различающиеся по времени образования, интенсивности смятия и по способу образования.

Об относительном времени формирования складок свидетельствуют, в частности, особенности ориентировки агрегатов хромшпинелидов.

Наиболее обычны случаи, когда удлиненные и уплощенные рудные агрегаты либо полосчатость в хромитовых обособлениях, а также цепочки аксессуарных хромшпинелидов во вмещающих дунитах, ориентированы в одном направлении и в крыльях и в замковых частях складок. Такие соотношения, как нам кажется, свидетельствуют о ламинарном движении рудно-силикатных масс после смятия их в складки (Кравченко, 1969<sub>1</sub>). Поскольку эти ориентированные текстуры параллельны осям складчатых структур, мы полагаем, что смятие кристаллизовавшихся рудных и силикатных масс в складки и ламинарное движение этих масс являлось результатом воздействия одних и тех же тектонических сил. Весьма отчетливо отмеченные особенности проявлены на месторождениях Кемпирсайского ультраосновного массива. По данным Тэйера

(Thayer, 1964), аналогичное положение ориентированных текстур наблюдается и на месторождении Кондак (Турция), которое представлено рудной залежью, смятой в крупную складку. Совершенно тождественные соотношения наблюдаются, по сообщению Р. В. Калбанцева, и в некоторых других хромитовых месторождениях.

К такому же типу, по-видимому, могут быть отнесены складки, выявленные Н. Н. Павловым при картировании в пределах Ключевского месторождения хромитов на Среднем Урале. Здесь складчатые формы образуют достаточно мощные прослои редковкрашенных мелкозернистых руд.

Наблюдаются также складчатые формы, в которых рудная полосчатость, выраженная удлиненными и уплощенными хромитовыми агрегатами, изменяет направление в соответствии с изгибами крыльев антиклиналей и синклиналей. Складки подобного типа развиты, в частности, на месторождениях Кемпирсайского массива, где они распространены наряду со складками, охарактеризованными выше. Особенно отчетливо такое строение складок проявлено на Сарановском месторождении. Нам представляется, что здесь изгибы рудных тел и развитой в них полосчатости происходили после проявления процессов ламинарного движения рудно-силикатных масс. В противном случае следовало бы ожидать, что полосчатость и удлиненные рудные агрегаты будут вытянуты в одном направлении, т. е. возникнут складки, охарактеризованные выше.

В поздний период формирования ультраосновных массивов смятию в складки подвергались также прожилки и удлиненные рудные тела, сложенные равномерно вкрашенными зернами и изометричными агрегатами хромшпинелидов. Вытянутость рудных скоплений здесь не наблюдается.

Хромитовые тела такого строения установлены на месторождениях Кемпирсайского массива ультрабазитов, а также на Джильском и Бабаджанском хромитовых месторождениях Малого Кавказа.

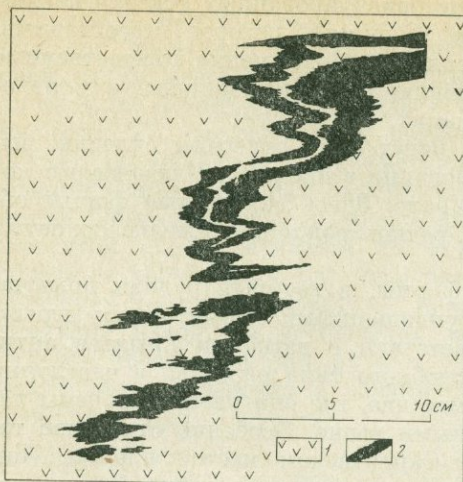
Более детально вопрос об относительном времени формирования отмеченных складок рассмотрен в другой нашей работе (Кравченко, 1969).

Проведенные исследования позволили выделить несколько генетических типов складчатых структур: складки продольного сжатия, складки волочения, складки течения, приразломные складки, а также своеобразные складки, возникшие в связи с вдавливанием кристаллизовавшихся пластичных дунитовых масс в еще неполностью раскристаллизованные хромитовые руды.

Эти складчатые структуры в той или иной мере характеризовались нами ранее, в связи с этим не будем приводить их описание, а отметим лишь одну нерассмотренную разновидность складок течения, по облику весьма сходных со складками скалывания (фиг. 8). Нам представляется, что они возникли во время становления ультрабазитов и формирования хромитовых руд, а не после их раскристаллизации. В последнем случае рудные прослои состояли бы из угловатых разорванных растащенных обломков хромшпинелидов. Однако рудные агрегаты в таких прослоях имеют обычные неправильные формы с извилистыми контактами.

Рассматриваемые складчатые структуры особенно хорошо проявлены на месторождениях Кемпирсайского ультрабазитового массива. Менее отчетливо они выражены на Хабарнинском хромитовом месторождении.

Характерной особенностью этих складок является строго параллельное расположение их осевых плоскостей. Представляется, что возникновение таких складок связано с перемещением тончайших потоков кристаллизовавшегося рудно-силикатного расплава в одном направлении, но с различной скоростью. Степень изгиба складок указывает на относительную скорость тех или иных магматических потоков. Сложные очертания складок свидетельствуют об изменчивой скорости движения лами-



Фиг. 8. Складка течения с закономерно ориентированными рудными агрегатами  
1 — дунит, 2 — хромит

нарных потоков магматических масс, а мелкие зубчатые формы показывают, как тонкими были эти потоки. Существенное различие скорости перемещения соседних магматических потоков обуславливалось изменчивостью пластических свойств расплава на близко расположенных участках.

Широкое распространение и многообразии складчатых форм на хромитовых месторождениях геосинклинальных зон отличает их от месторождений хромитов, сформировавшихся в платформенных условиях. В то же время наличие складок одних и тех же типов на хромитовых месторождениях различных геосинклинальных областей указывает на близкие геолого-тектонические условия формирования приуроченных к ним ультрабазитовых массивов, а также

и залегающих в них хромитовых рудных тел.

Жилообразные тела хромитов и дунитов. Жилообразные тела хромитов образуются, как нам представляется (Кравченко, 1969<sub>1</sub>), за счет отделения рудного вещества от кристаллизовавшихся хромитовых залежей и распространения его вдоль тектонически ослабленных поверхностей. При этом могут формироваться как маломощные прожилки, так и мощные дайкообразные рудные тела.

По всей вероятности, образование жилообразных хромитовых тел относится ко времени проявления кратковременных энергичных тектонических импульсов, которые привели к заложению в существенно, но еще не полностью раскристаллизованных дунитах ослабленных зон. Эти зоны служили путями проникновения рудного вещества. При длительных равномерных усилиях подобные рудопроводящие пути, по-видимому, не могли образовываться. В этом случае пластичные кристаллизовавшиеся рудно-силикатные массы испытывали бы ламинарное движение.

Достаточно широко хромитовые прожилки развиты на месторождениях Кемпирсайского массива; они распространены вблизи рудных тел и быстро исчезают в окружающих дунитах. Прожилки имеют среднюю мощность 3—5 см и видимую протяженность до 10 м. Более редки жилы мощностью до 20—30 см, еще реже отмечаются дайкообразные крутопадающие хромитовые тела, имеющие мощность до 1—4 м и более.

В ряде случаев можно видеть, что эти тела ответвляются от пологозалегающих хромитовых залежей.

Маломощные хромитовые прожилки наблюдались нами также на месторождениях Ключевского массива (Средний Урал), Кракинского и Хабарнинского массивов (Южный Урал), а также Шорджинского и Бабаджанского массивов (Малый Кавказ) и в хромитоносном ультраосновном массиве Радупа (Югославия). О развитии прожилков в этом массиве ранее имелись указания в работе Хиссляйтнера (Hissleitner, 1951/52).

По устным сообщениям Ю. В. Смирнова, О. В. Алиевой, Т. Н. Смирновой, А. В. Уханова и некоторых других исследователей, хромитовые прожилки небольшой мощности имеются и во многих хромитоносных массивах ультрабазитов Тувинской автономной области, Восточного Саяна, Прибайкалья, Камчатки и Сахалина.

Слабо выраженные жилообразные ответвления хромитов от рудных тел нами отмечены на Верблюжьегорском (Южный Урал) и Сарановском (Средний Урал) месторождениях.

Однако на некоторых хромитовых месторождениях Урала и Малого Кавказа рудные прожилки не отмечены. В частности, это относится к небольшому месторождению Нуралинского массива (Южный Урал); не встречены они также на Ипякском и Гейдаринском месторождениях Малого Кавказа и на многих других хромитовых месторождениях разных регионов. Не исключено, что они не зафиксированы вследствие относительно слабой изученности этих объектов. Нам представляется принципиально возможным развитие прожилков в пределах различных хромитоносных массивов геосинклинальных областей.

Жилообразные обособления обычно имеют выдержанное простирание, крутое, вертикальное падение. Мощность мелких прожилков чаще всего постоянна. Реже в них отмечаются небольшие пережимы и раздувы, указывающие на некоторое будинирование при деформации пластичных рудно-силикатных масс. Более мощные жилы и дайкообразные тела имеют неправильную форму и значительную изменчивость мощности.

Линейно-плоскостные текстуры имеют единую ориентировку в пологих залежах хромитов и в ответвляющихся от них субвертикальных телах. Одинакова также густота вкрапленности, размеры зерен хромитов и текстурные особенности руд.

Имеются примеры, когда крутопадающие жилоподобные тела соединяют между собой две рудные залежи, расположенные одна над другой. При этом обычно мощность жилоподобных тел ничтожно мала по сравнению с мощностью рудных залежей.

Жилообразные тела хромитов, сопровождающие рудные залежи, распространены на самых различных глубинах. Так, на месторождениях Кемпирсайского массива ультрабазитов установлено, что они достаточно равномерно развиты на всем интервале по вертикали, вскрытом буровыми скважинами. Рудные прожилки сгущаются вблизи рудных залежей и быстро исчезают с удалением от них. Такая закономерность, а также ответвления прожилков от рудных линз указывают на одновременность формирования тех и других.

Для суждения об образовании дунитовых прожилков имеются более ограниченные данные, поскольку они установлены лишь в пределах небольшого количества массивов. Эти прожилки особенно широко распространены только на месторождениях Кемпирсайского массива, где они пересекают хромитовые руды. Границы прожилков извилисты — в них вдаются зерна и агрегаты хромитов. Если в прожилках имеются линейно-плоскостные текстуры, то они ориентированы соответственно ориентировке хромитов в рудных телах. Эти и некоторые другие особенности позволяют считать, что дунитовые прожилки формировались в условиях, когда рудные массы были весьма существенно, но еще не полностью раскристаллизованы.

Мощность дунитовых прожилков составляет сантиметры, реже — первые десятки сантиметров. Помимо рудных тел они изредка отмечаются в дунитах, а также в перидотитах и пироксеновых дунитах.

Нами кратко охарактеризованы структурные особенности хромитовых месторождений, достаточно широко развитые во многих рудоносных ультрабазитовых массивах геосинклинальных зон. Следует отметить еще некоторые черты строения хромитовых месторождений, наблюдавшиеся в относительно редких случаях, но, как нам представляется, также свидетельствующие о неспокойных тектонических условиях их формирования. В частности, следует упомянуть примеры экранирования перераспредавшихся рудных масс, которые, достигая границ различных по составу ультрабазитов и других пород, накапливались вдоль них. В результате можно видеть, что крутопадающие жилобразные рудные тела переходят

по восстанию в пологие рудные залежи, иногда имеющие значительную мощность. Количество подобных примеров возрастает по мере продвижения забоев карьеров, вскрывающих рудные тела Кемпирсайского массива.

Весьма интересны случаи, правда пока единичные, брекчирования дунитов и хромитов. Обломки дунитов имеют угловатые либо неправильные очертания и отчетливо выделяются на фоне сети жилообразных хромитовых тел. Аналогичными очертаниями обладают также обломки массивных руд среди вкрапленных рудных разновидностей. В одном обнажении наряду с угловатыми были встречены обломки руд с весьма извилистыми границами.

Нами наблюдались лишь рудные обломки, представленные массивными хромитами, погруженными во вкрапленные либо в нодулярные руды.

Представляется, что такие обломки возникли в период кристаллизации рудно-силикатных масс. Об этом свидетельствуют их неправильные очертания, выступы слагающих их агрегатов хромшпинелидов в сторону окружающих вкрапленных руд, единая направленность в этих обломках тектур растаскивания и другие особенности.

По всей вероятности, эти обломки образовались за счет разрыва весьма существенно, а на отдельных участках полностью раскристаллизованных массивных хромитов, погруженных в подвижную, менее раскристаллизованную рудно-силикатную массу. Обломки вкрапленных руд в массивных разностях не наблюдались. Очевидно, массивные хромиты раскристаллизовывались раньше вкрапленных и могли подвергаться разрывам в то время, как вкрапленные разности были менее раскристаллизованы и испытывали пластичные деформации.

Помимо отмеченных особенностей следует упомянуть примеры вдавливания дунитовых масс в кристаллизовавшиеся рудно-силикатные тела, изгибы полосчатых вкрапленных и нодулярных руд возле тектонически ослабленных поверхностей, деформации близко расположенных хромитовых нодул, небольших скоплений массивных руд.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение особенностей строения хромитовых месторождений платформенных областей и геосинклинальных зон позволяет сделать вывод о различных тектонических условиях их формирования.

Консолидация хромитоносных массивов, расположенных в пределах жестких платформ, происходила в спокойной тектонической обстановке. В результате в магматических камерах процессы дифференциации привели к псевдостратифицированному строению массивов. В качестве одного из дифференциатов обособились хромитовые массы, выделявшиеся в виде пластообразных тел, которые расположились строго параллельно пластообразным дифференциатам магматических пород.

Пластовые тела пород и хромитов имеют весьма выдержанную мощность и залегание, прослеживающееся на значительные расстояния. Это сохраняется и в тех случаях, когда полностью раскристаллизовавшиеся породы массивов и включенные в них хромитовые рудные тела изменили первоначальное залегание и пластовые тела приобрели наклонное положение. Лишь изредка отмечаются усложнения в залегании прослоев пород и руд. Они оказываются смятыми в складки или разорваны. Границы пород и рудных тел иногда приобретают весьма неправильные очертания.

Достаточно редко отмечается закономерная вытянутость удлиненных породообразующих минералов, располагающихся параллельно границам пород.

Формирование хромитоносных ультраосновных массивов геосинклинальных зон происходило в условиях многократно проявлявшихся тек-

тонических деформаций. В результате рудно-силикатные массы испытывали ламинарное движение, приводившее к закономерной ориентировке агрегатов породообразующих минералов и хромшпинелидов. Ориентированные текстуры могут занимать по отношению к удлинению рудных тел как согласное, так и секущее положение.

В рудных телах линейные и плоскостные элементы ориентированных текстур зачастую усложняются текстурами растаскивания, имеющими поперечную направленность. Они возникли за счет растаскивания кристаллизовавшихся рудно-силикатных масс в направлении их движения. Эти текстуры отмечены во всех типах руд месторождений геосинклинальных зон, но не известны на месторождениях платформенных областей.

Тектонические усилия приводили к смятию кристаллизовавшихся масс в различные по форме складки; они широко распространены, амплитуды их колеблются от сантиметров до сотен метров. Одновременно со смятием происходило будинирование рудных и силикатных масс. В результате рудные тела приобрели линзовидную форму. Имеются примеры огибания линз массивных руд полосами вкрапленных хромитов. Наряду с линзовидными формами рудных скоплений отмечены округлые будины, которые, по всей вероятности, возникли в обстановке всестороннего сжатия.

Неспокойная тектоническая обстановка обусловила также возникновение жиллообразных тел хромитов и дунитов, рудных и дунитовых брекчий, деформации близко расположенных рудных тел, как бы приспособляющихся друг к другу. Проявились перемещения рудного материала и накопление его на границе с различными по составу породами, а также некоторые другие структурные усложнения, неизвестные для месторождений платформенных областей.

Сравнительная характеристика месторождений двух выделенных типов показывает, что они формировались в различных тектонических условиях. Платформенные месторождения в процессе их образования подвергались лишь весьма слабым местным тектоническим деформациям, обусловленным, по-видимому, незначительными вертикальными блоковыми перемещениями фундамента. Иными были условия образования месторождений геосинклинальных зон. Эти месторождения формировались в условиях интенсивных и многократных тектонических импульсов.

Различия тектонических условий формирования двух выделенных типов месторождений привели к существенному различию их структурных особенностей.

---

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

---

Рассматриваемая территория охватывает Зеравшанский хребет и северный склон Гиссарского хребта. С запада она ограничивается Каратюбинскими горами, а на востоке — меридианом р. Анзоб.

В Зеравшано-Гиссарской горной области устанавливаются определенные различия в геологическом строении отдельных крупных образующих ее блоков, и в особенностях размещения и условий образования эндогенных рудных месторождений.

В основу настоящего раздела положены результаты изучения структуры рудных полей и месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области, проводившегося авторами отчета в течение 1954—1971 гг. Используются также данные Магнанской геолого-разведочной экспедиции геологического управления Таджикской ССР (К. А. Харкевич и др.) и ревизионно-тематической партии Министерства геологии Узбекской ССР (материалы Л. Д. Мельниченко).

Из многих известных схем геологического районирования рассматриваемой территории нашим целям более всего отвечает схема, разработанная А. С. Довжиковым, Н. И. Зубцовым и Т. А. Аргутиной (1968). Согласно этим исследователям, Зеравшано-Гиссарская горная область входит в состав Кызылкумо-Алайской системы структурно-формационных зон Тянь-Шаньской складчатой области фемическо-салического типа. В восточном фланге нашего района нижняя часть северного склона Зеравшанского хребта относится к осевой части этой системы — Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоне первичной генерации. Эта зона возникла на месте глубокого прогиба на ранних стадиях развития геосинклинали, сопровождавшегося накоплением мощных флишевидных песчано-сланцевых толщ ландовери и венлока. С позднего ландовери, по мере развития осевого поднятия, осадконакопление смещалось к окраинам зоны. По А. С. Довжикову и др. (1968) к началу лудлоу Зеравшано-Туркестанская зона представляла собой уже складчатое поднятие, разделяющее окраинные среднепалеозойские прогибы. Южный среднепалеозойский прогиб охватывает большую часть рассматриваемой территории, а именно приводораздельную часть Зеравшанского хребта, его южный склон, северный склон Гиссарского хребта, Каратюбинские и Зирабулак-Зиаэтдинские горы. Этому прогибу соответствует Зеравшано-Алайская структурно-формационная зона вторичной генерации. В отличие от Зеравшано-Туркестанской зоны здесь прогибание шло более длительное время и медленнее. В результате накопилась мощная толща карбонатных, песчано-сланцевых и сланцевых отложений силура, девона и карбона. Интенсивный герцинский тектогенез захватил весь комплекс осадочных пород. С ним связано образование протяженных субширотных складок и общая консолидация блока. Более молодые, условно относимые к пермо-карбону обломочные фации выделяются лишь в западной части района. В триасе, в конце общего поднятия региона (инверсии) возникла поверхность выравнивания. В меле и неогене происходило накопление постгеосинклинального платформенного комплекса осад-

ков. С середины неогена наступает орогенный этап развития Южного Тянь-Шаня (Довжиков и др., 1968).

Зеравшано-Алайская структурно-формационная зона в целом характеризуется специфическими особенностями палеозойского осадконакопления, тектоники, магматизма и металлогении.

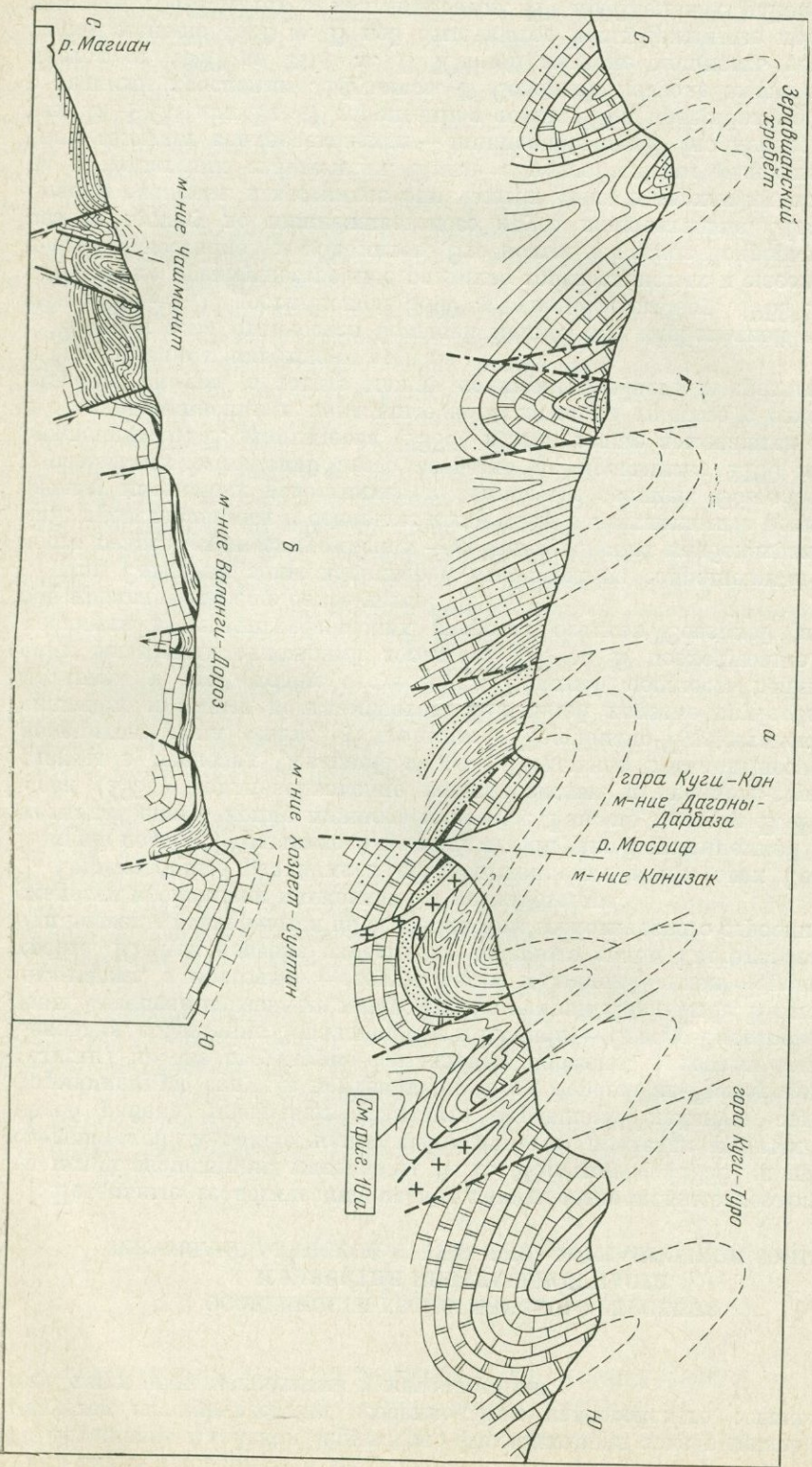
### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗЕРАВШАНО-АЛАЙСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

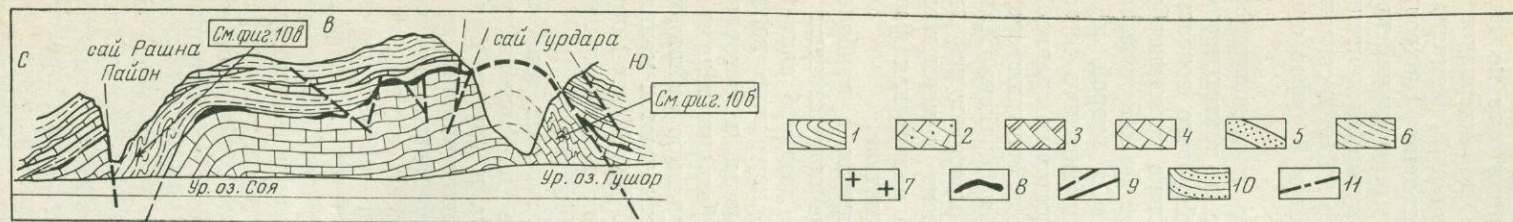
Детальные геологические исследования, выполненные геологами Магланской экспедиции, материалы В. Р. Мартышева (1956) и других исследователей, а также наши наблюдения в пределах рудных узлов и полей района, позволяют разделить Зеравшано-Алайскую структурно-формационную зону (в центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области) на две структурно-фациальные подзоны. Авторами выделяются Северная, собственно Зеравшанская и Южная — Северо-Гиссарская — подзоны. Северная подзона на западе включает горы Кара-Тюбе, Кырк-Тау, Чакыл-калян, а восточнее — осевую часть и южный склон Зеравшанского хребта. Южная подзона охватывает северный склон Гиссарского хребта. Эти подзоны различаются по особенностям геологического строения, интенсивности проявления магматизма и металлогении.

Определенные различия в осадконакоплении в пределах Северной и Южной подзон Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны намечались еще в конце нижнего палеозоя. Так, по данным В. Р. Мартышева (1956) верхневенлокские известковистые и кварцево-серицитовые сланцы в пределах Северной подзоны содержат прослои песчаников и кварцитов, а на севере, у границы с Зеравшано-Туркестанской зоной включает и линзы конгломератов. В Южной подзоне грубообломочный материал в этой толще отсутствует. Видимая мощность верхневенлокских флишевых отложений достигает 500 м. В последующие периоды различия в стратиграфических разрезах осадков Северной и Южной зон проявляются еще более четко.

Для Северной зоны характерен относительно сокращенный по мощности разрез верхнесилурийских — среднедевонских карбонатных отложений, представленных в основном слоистыми известняками с редкими прослоями массивных известняков и глинистых сланцев. Общая мощность карбонатных отложений этого возраста не превышает 2100 м. По наблюдениям В. Р. Мартышева (1956) в этой толще намечаются перерывы в осадконакоплении и локальные несогласия на границе с отложениями нижнего силура, а также между толщами нижнего и среднего девона и в отложениях живетского яруса.

Южная зона отличается большей мощностью карбонатной части разреза (S1d—D<sub>2</sub>), достигающей 3000 м (по Мартышеву, 1956). Для нее характерно преимущественное развитие толстослоистых и массивных разновидностей известняков и доломитов. Эта толща образует непрерывный разрез от лудлоу до нижнеживетского яруса включительно. Мало мощные пласты слоистых известняков отмечаются лишь в верхах лудлоу и иногда в живетских отложениях. Выше с региональным угловым несогласием залегает верхнедевонская — нижнекарбоновая (по некоторым авторам D<sub>2</sub> + C<sub>1t</sub> или Pz<sub>2+3</sub>) терригенная толща. Она представлена сланцами с редкими прослоями эффузивов. В Северной подзоне мощность ее меняется от 1600 до 2100 м. В Южной подзоне мощность терригенной толщи меньше 1500 м. В ней отмечаются невыдержанные прослои песчаников, гравеллитов и конгломератов. На крайнем юге района верхняя терригенная толща (D<sub>3</sub>+C<sub>1t</sub>) фациально сменяется толщей известняков, в основании которой выделяются сланцы, песчаники и конгломераты





**Фиг. 9.** Особенности строения Северной (а) и Южной (б) подзон Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны. Составлены авторами с использованием материалов Магианской экспедиции

Вертикальные разрезы: а — южный склон Зеравшанского хребта в бассейне р. Мосриф, б — северный склон Гиссарского хребта в верховьях р. Магиан, в — Гурдаринское рудное поле в борту р. Шинг-Дарья. 1 — сланцы, песчаники, гравелиты, кварциты с прослоями известковых сланцев и известняков ( $S'n + w$ ); 2 — мраморизованные известняки и доломиты ( $S_2ld_1$ ); 3 — известняки слоистые ( $S_2ld_2$ ); 4 — известняки массивные, в Южной подзоне ( $S_2 + D_1$ ); 5 — кремнистые сланцы, переслаивающиеся со слоистыми известняками ( $D_2$ ); 6 — глинистые сланцы,

алевролиты, песчаники, конгломераты с прослоями и обломками карбонатных и кремнистых пород ( $D_3 + C_1$ ); 7 — диориты и кварцевые диориты герцинского возраста; 8 — рудовмещающие метасоматиты (скарны и кварц-карбонат-актинолит-хлоритовые породы в Северной подзоне и кварцево-кремнистая брекчия в Южной подзоне); 9 — разрывные нарушения герцинского возраста; 10 — глины, песчаники, гравелиты и конгломераты юрского возраста; 11 — разломы альпийского возраста

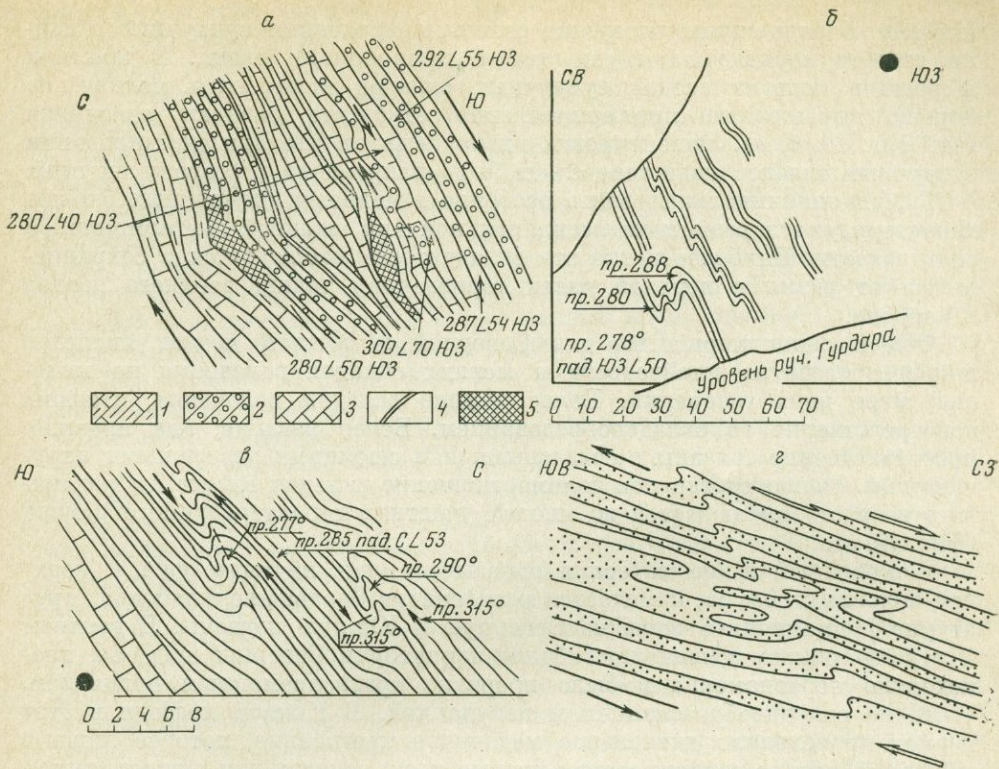
небольшой мощности. Эта толща с перерывом, а в Северной подзоне и с угловым несогласием, перекрывается визейскими и намюрскими известняками, сланцами и песчаниками с базальными конгломератами в основании.

В целом Зеравшано-Алайская структурно-формационная зона по данным Е. Н. Горецкой, С. С. Шульца и др. (1968) характеризуется миогеосинклинальным типом развития. Основной эффузивный магматизм начала ранней стадии проявился в весьма слабой степени (покровы спилитов, диабазовые порфириды и их туфы среди нижнесилурийских флишевых отложений). Столь же слабо проявилась эффузивная деятельность в конце позднепалеозойской стадии развития зоны. С ней связано формирование редких экструзивных тел, лавовых покровов и туфов преимущественно кислого состава.

Интрузивная деятельность, по мнению большинства исследователей, главным образом, связана со средне- и позднегерцинским тектогенезом. По И. Х. Хамрабаеву (1958) к интрузиям среднекарбонового возраста относятся редкие тела габбродиабазов. Сложный комплекс верхнекарбонных интрузий делится им на четыре фазы. С первой фазой связывается формирование кварцевых диоритов и диоритов. Со второй и с третьей — возникновение массивов гранодиоритового и гранитного состава. К четвертой фазе относится становление тел аляскитовых гранитов. Многочисленные определения абсолютного возраста подтверждают средне-верхнекарбонный возраст указанных интрузивных пород района (Хамрабаев, 1958; Баратов, 1968). Образование небольших массивов нефелиновых сиенитов и сиенитов ряд исследователей относит к пермскому времени (Горецкая, Шульц и др., 1968). Каждая магматическая фаза сопровождалась сложным комплексом даек различного состава.

Крупные конкордантные тела гранитоидов обнажаются в наиболее денудированной западной части Северной подзоны, где они тяготеют к ядрам антиклиналей субширотного простирания. Тела позднего аляскитового комплекса, в большинстве своем залегают дискордантно вдоль секущих дизъюнктивных нарушений. В центральной части и восточном фланге Северной подзоны известны лишь отдельные небольшие тела гранитоидов, приуроченные к зонам крупных секущих разломов субширотного и северо-западного простирания. Однако и здесь отмечаются мелкие согласные с напластованием апофизы интрузивных тел. Для Южной подзоны характерно развитие дискордантных интрузивных тел небольших размеров, приуроченных к крутопадающим секущим разрывам.

В пределах Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны по данным А. Е. Довжикова и др. (1968), а также по материалам О. М. Лифановской, М. А. Авакова и З. З. Муфтиева и других выделяются крупные Зеравшанский и Северо-Гиссарский антиклинорий (примерно отвечающие Северной и Южной структурно-фациальным подзонам соответственно). Эти антиклинории разделяются относительно узкой синклинальной зоной. Формирование их обусловлено многократным проявлением тектонических процессов (в том числе и альпийских). Морфологически антиклинории представляют собой крупные сводообразные субширотные линейные складки, прослеживающиеся на сотни километров. Складки второго порядка ориентированы в запад-северо-западном направлении. По мнению многих исследователей, они отражают основное направление складчатости палеозойского тектогенеза. Отмечается локальное неоднократное изменение простирания осей складок второго и более мелких порядков с субширотного на северо-западное и ундуляция их шарниров. С этими складками сопряжены многочисленные продольные (согласные и секущие), диагональные и поперечные соскладчатые разрывы и сопровождающие их трещины. Наиболее протяженны продольные сопряженные со складками, секущие и межпластовые разрывы. Эти нарушения играют существенную роль в строении района, разделяя его



**Фиг. 10.** Мелкие складки волочения в крыльях складок палеозойских отложений

*a* — в нижнесилурийских отложениях сая Намазга (бассейн р. Мосриф); 1 — известковистые сланцы, 2 — кварциты, 3 — мраморизованные известняки, 4 — тектоническая глина и перетертые породы; 5 — сильно трещиноватые частично брекчированные участки; *b* — в слоистых известняках в южном крыле сундушной складки месторождения Гурдара; *в* — в песчано-сланцевой толще в северном крыле той же сундушной складки; *г* — в пироксен-полевошпатовых роговиках (точки), переслаивающихся с мраморизованными известняками (месторождение Яхтон). Стрелками показано направление послойных перемещений

на серии чешуйчатых блоков. Для Северной подзоны в пределах Зеравшанского антиклинория более характерны сравнительно широкие, обычно асимметричные складки, крылья которых, как правило, осложнены дополнительными часто изоклиральными складками, прямыми или запрокинутыми. С ними сопряжены многочисленные согласные и секущие разрывы, по которым происходили преимущественно надвиговые и сдвигово-надвиговые перемещения (фиг. 9, *a*). В крыльях дополнительных складок в том числе и в опрокинутых крыльях изоклиналей, распространены складки волочения и плейчатысти, указывающие на перемещение более молодых слоев к замкам антиклинали (фиг. 10).

Для Северо-Гиссарского антиклинория (Южная подзона) характерны широкие сундучные горст-антиклинальные складки второго порядка, перемежающиеся с узкими грабенсинклинальными блоками запад-северо-западного простирания (фиг. 9, *б, в*). Широкие пологие своды этих горст-антиклиналей осложнены открытыми, обычно пологими складками линейного, брахиального и мульдообразного типа. В сводовых частях горст-антиклиналей повсеместно проявляются соскладчатые разрывные нарушения между массивными силуродевонскими известняками и вышележащей терригенной толщей.

В пределах сундучных складок широко распространены секущие продольные, диагональные и поперечные разрывы с крутыми углами падения. Обычно эти разломы сопровождаются оперяющими послойными тре-

щинами. В ряде случаев секущие разломы расчленяют сундучные складки второго порядка на опущенные и приподнятые блоки. В крыльях и реже в пологих сводах сундучных складок отмечаются мелкие, но хорошо выраженные преимущественно открытые складки волочения (см. фиг. 10, б, в). Ориентировка их показывает, что при формировании сундучных складок движение слоев было направлено в сторону их осей.

Грабен-синклинальные зоны, особенно в наиболее опущенных блоках, характеризуются развитием изоклинальной или сложной дисгармоничной складчатости. Наиболее четко эта складчатость наблюдается в сохранившейся от размыва верхней части терригенной толщи верхнего девона и карбона.

Общей закономерностью для Северной и Южной подзон является широкое развитие плейчтости и мелких складок волочения по меньшей мере двух генераций. Более ранние складки волочения, связаны непосредственно со складкообразованием. Более поздние, как правило, пространственно связаны с согласными или секущими разрывными нарушениями. Непосредственное взаимоотношение складок волочения различного возраста наблюдается во многих участках характеризуемого района (фиг. 10, г).

Изложенный выше материал показывает, что, начиная уже с верхней половины силура, намечается расчленение Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны на Северную и Южную подзоны. В верхнем силуре и нижнем девоне прогибание территории Северной подзоны происходило неравномерно и было прервано кратковременным поднятием, частично складкообразованием и денудацией. В Южной подзоне в этот период происходило длительное медленное прогибание, которое лишь в эйфеле и начале живета стало прерываться локальными поднятиями с частичным размывом. В результате в Северной подзоне в течение верхнего силура — нижнего девона накопились преимущественно слоистые толщи сравнительно небольшой мощности. В Южной подзоне в это же время образовалась более компетентная мощная толща толстослоистых пород, характеризующихся относительно высокими прочностными свойствами. В Северной подзоне в начале среднего девона произошло складкообразование, сопровождающееся регрессией моря и частичной денудацией палеозойских осадков. В Южной подзоне тектонические движения того же времени проявились слабее. Они выразились в зарождении внутренних прогибов и поднятий, впоследствии, переродившихся в грабен-синклинали и горст-антиклинали. В Южной подзоне этот процесс продолжался до начала турне, что обусловило накопление в грабен-синклиналях преимущественно терригенных, в том числе и грубообломочных осадков. В этот период в Северной подзоне происходило относительно стабильное и более глубокое прогибание, сопровождавшееся накоплением слоистых отложений относительно большей мощности. Локально это прогибание сопровождалось слабой эффузивной деятельностью.

Формирование отложений верхнего силура-турне завершилось в предсредневизейское время тектогенезом, который, по мнению многих исследователей (Довжиков и др., 1968), определил основные черты герцинских геологических структур. Однако по южной окраине Южной подзоны визейские отложения залегают на турнейских осадках без углового несогласия (Мартышев, 1956). Это обстоятельство заставляет сомневаться в исключительной роли предвизейского тектогенеза. Последующее проявление тектонических процессов по аналогии с соседними районами условно датируется предсреднекарбонным временем. С этой фазой тектогенеза, по-видимому, следует связывать и начало интрузивной деятельности герцинского магматического цикла (Хамрабаев, 1958).

Поздняя, достоверно устанавливаемая фаза герцинской складчатости, определяется трансгрессивным налеганием пермокарбонных (?) отложе-

ний на размытую поверхность среднепалеозойских осадков. Точное время проявления этой фазы неясно. М. А. Аваков предположительно датирует ее концом среднего и началом верхнего карбона или верхним карбоном.

В Северной и Южной подзонах герцинский тектогенез проявился по-разному. В Северной подзоне, сложенной в целом более пластичными толщами, складкообразование проявлялось неоднократно. Характерно также неоднократное изменение направления вертикальных колебательных движений большей амплитуды, нежели в смежной Южной подзоне. В результате к концу герцинского тектогенеза здесь были сформированы крупные линейные складки, осложненные дополнительной напряженной складчатостью и разрывными нарушениями. Становление гранитоидных массивов привело к существенной консолидации Северной подзоны. Интенсивность складчатых деформаций к концу герцинского тектогенеза ослабла и здесь возникли многочисленные секущие разломы, расчленяющие район на ряд блоков.

Заметное развитие процессов складкообразования в механически более прочных породах Южной подзоны датируется более поздним временем. Здесь отчетливее, чем в Северной подзоне, проявилась временная связь вертикальных и тангенциальных движений с перемещением блоков фундамента по секущим глубинным разломам. Большая компетентность пород Южной подзоны способствовала возникновению в горст-антиклиналях сундучных глыбовых складок.

Киммерийский тектогенез на характеризуемой площади не имеет самостоятельного значения и является естественным продолжением герцинских движений. Проявился он, по-видимому, исключительно в виде эпейрогенических движений, продолжающих инверсионное развитие области. Наличие маломощного комплекса среднеюрских терригенных отложений и верхнеюрских угленосных осадков в различных участках Зеравшано-Алайской формационной зоны указывает, что в этот период развития рассматриваемый район находился в платформенных условиях. В целом Северная подзона в предъюрское время испытала более значительную инверсию, нежели Южная, ибо юрские отложения в ней ложатся на более древние палеозойские толщи.

Альпийский тектогенез оказал серьезное влияние на строение района, существенно усложнив ранее сформированные герцинские элементы структуры. Определенные различия между Северной и Южной подзонами устанавливаются и для альпийского этапа их развития, в период которого более значительную инверсию претерпела уже Южная подзона.

Соответственно с изложенными выше особенностями геологического развития района весь комплекс слагающих его осадков подразделяется на четыре структурных этажа. Выделяется основание, сложенное нижнепалеозойскими (кембрий) и допалеозойскими метаморфизованными образованиями. Мощный комплекс палеозойских отложений, отражающий этап геосинклинального развития области, объединяется в геосинклинальный этаж, который подразделяется на два структурных яруса: нижний и верхний. Нижний ярус объединяет нижне- и среднепалеозойские доботолитовые отложения, отражающие осадконакопление в условиях преобладающего погружения области. Верхний ярус сложен пермокарбонными отложениями. Он отражает позднюю инверсионную стадию развития геосинклинали. Нижний ярус геосинклинального этажа в свою очередь по режиму прогибания, определяющему особенности осадконакопления, можно подразделить на три подъяруса: нижний — флишoidalный, средний — карбонатный и верхний — существенно терригенный песчаниково-сланцевый. Отложения мезозойского времени, до палеогеновых включительно, образуют платформенный этаж, во многих случаях существенно редуцированный. Комплекс терригенных часто типично молассовых осадков постпалеогенового возраста объединяется в орогенный этаж.

Изложенные выше данные показывают, что литологический состав и тектоника образований, слагающих одни и те же структурные ярусы геосинклинального этажа, интенсивность проявления магматизма в них в Северной и Южной подзонах и, как будет показано ниже, их рудоносность несколько различны и определяются особенностями геологического развития этих блоков, различающихся не только в дорудное время и в период оруденения, но и в послерудные этапы развития. Знаменательно, что различия в геологическом развитии Северной и Южной подзон подчеркивают общую тенденцию смещения во времени максимальных тектонических движений от осевой части Кизылкумо-Алайской системы зон к ее окраинам.

#### ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

В пределах рассматриваемой территории широко распространены скарны с шеелитовой, молибденитовой, арсенопиритовой, халькопиритовой и золотой минерализацией, а также грейзены с вольфрамитом и касситеритом. Кроме того, имеются проявления антимонита, киновари, иногда реалгара и аурипигмента в джаспероидах, окварцованных известняках, песчаниках и сланцах. Иногда отмечаются пегматиты с касситеритом и вольфрамитом. Эти месторождения и рудопроявления размещаются в пределах ограниченных площадей и образуют отдельные рудные поля и узлы, входящие в состав поясов, вытянутых в субширотном направлении.

Выделяется два рудных пояса: золото-редкометалльный и ртутно-сурьмяный. Золото-редкометалльный пояс приурочен к Северной подзоне Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны и, согласно Р. Б. Баратову (1959), является восточным продолжением Зирабулак-Каратюбинского редкометалльного пояса, выделенного И. Х. Хамрабаевым (1958). Сурьмяно-ртутный пояс прослеживается в пределах Южной подзоны Зеравшано-Алайской подзоны и представляет собой западное продолжение Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса, намеченного Р. Б. Баратовым (1959). В пределах золото-редкометалльного пояса имеется несколько рудных узлов. Они включают рудопроявления, связанные с пегматитами, грейзенами, скарнами и среднетемпературными гидротермальными образованиями.

Поля распространения пегматитовой и грейзеновой минерализации располагаются в западной части подзоны, в пределах Каратюбинского и Лолабулакского антиклинорий, сложенных в основном образованиями нижнего и среднего подъярусов нижнего яруса геосинклинального этажа. Эти породы вмещают относительно крупные массивы гранитоидов второй, третьей и четвертой фаз герцинского магматизма. Наиболее широко в пределах золото-редкометалльного поля распространены месторождения и рудопроявления, связанные со скарнами и наложенными среднетемпературными гидротермальными образованиями. Скарны распространены в участках, прилегающих к выходам гранитоидов второй и третьей фаз позднегерцинского магматизма. В западной части района, в Каратюбинском антиклинории, в экзоконтактах крупных массивов гранитоидов размещаются существенно биметасоматические скарны, преимущественно гранатового, пироксен-гранатового и везувианового состава. При этом везувиан наиболее распространен в скарнах, развитых в экзоконтакте интрузивов гранитного состава. В центральной и восточной частях зоны, в связи с малыми интрузивными телами, в породах карбонатного и верхнего терригенного подъярусов развиты преимущественно пироксеновые, реже пироксен-гранатовые существенно инфильтрационные

скарны. Скарны располагаются не только в непосредственном контакте с гранитоидами, но и в прилежащих к ним участках в контактах карбонатных и различных алюмосиликатных пород. Такие контакты обычно осложнены зонами межслоевого пластического течения и расщепления и сопровождаются сетью секущих преимущественно крутопадающих мелких малоамплитудных трещин. Наиболее мощные пироксен-гранатовые скарновые тела тяготеют к пологим участкам контактов известняков с различными подстилающими алюмосиликатными породами. Они располагаются в замковых частях складок, на пологих интрузивных контактах и т. д. Наиболее крупные скарновые тела иногда локализируются в мульдообразных осложнениях пологих контактовых зон.

Размещение скарновых рудных полей в значительной мере обусловлено условиями локализации гранитоидных тел. Так, скарновые месторождения, тяготеющие к крупным и средним массивам гранитоидов, размещаются, как и эти массивы, преимущественно в замковых частях крупных антиклинальных складок субширотного простирания. Скарновые месторождения, пространственно связанные с относительно мелкими телами гранитоидов, локализуются в связи с разломами, сопряженными со складчатостью субширотного и северо-западного простирания. Наиболее часто скарновые месторождения Северной подзоны, тяготеющие к таким мелким интрузивам, локализуются в участках изменения элементов залегания осевых поверхностей складок и ундуляции их шарниров. Такие осложнения обычно проявляются в участках периклинального замыкания складок, пересеченных крупными разрывами. Концентрации оруденения в таких участках способствует интенсивное развитие согласных межпластовых и межформационных срывов. Эти нарушения широко распространены в пределах всей Северной подзоны. Особенно характерны они для участков проявления напряженной изоклиной складчатости. В блоках с общим субширотным (или запад-северо-западным) простиранием осей складок наиболее благоприятны для оруденения участки развития опрокинутых изоклиналиных складок.

В складках с северо-западным простиранием большее влияние на рудоотложение оказывает изменение простирания их осевых поверхностей. Существенное значение для локализации оруденения всех типов имеет развитие серий малоамплитудных крутых секущих трещин субмеридионального и северо-восточного простирания. Наиболее представительные проявления сульфидной минерализации Северной подзоны связаны с крупными разломами глубокого заложения, контролирующими и магматические образования. Эти разломы имеют северо-западное простирание, диагональное к общему направлению складок.

В пределах ртутно-сурьмяного рудного пояса наиболее распространены проявления низкотемпературной антимонит-киноварной минерализации. Местами отмечаются также мелкие тела скарнов с палочным оруденением различного типа, а также зоны кварц-арсенипиритовой минерализации, иногда с золотом и другими металлами. Минерализация, связанная со скарнами, пространственно тяготеет к мелким интрузивам и дайкам интрузивных пород, локализованных в среднем карбонатном подъярусе нижнего яруса геосинклинального этажа. Очень редко она отмечается в верхнем терригенном подъярусе среди маломощных горизонтов известняков. В аналогичных условиях локализуются сульфидная и золотая минерализация. Сурьмяно-ртутное оруденение приурочено преимущественно к межформационной зоне, разделяющей средний карбонатный и верхний терригенный комплексы отложений среднего палеозоя (Мудрогина, 1956; Баратов, 1959 и др.).

В сурьмяно-ртутном рудном поясе также выделяются несколько рудных узлов. Их размещение контролируется крупными разломами субширотного и северо-западного простирания, определяющими блоковое строение района. Поля и месторождения локализуются в горст-антиклинальных блоках

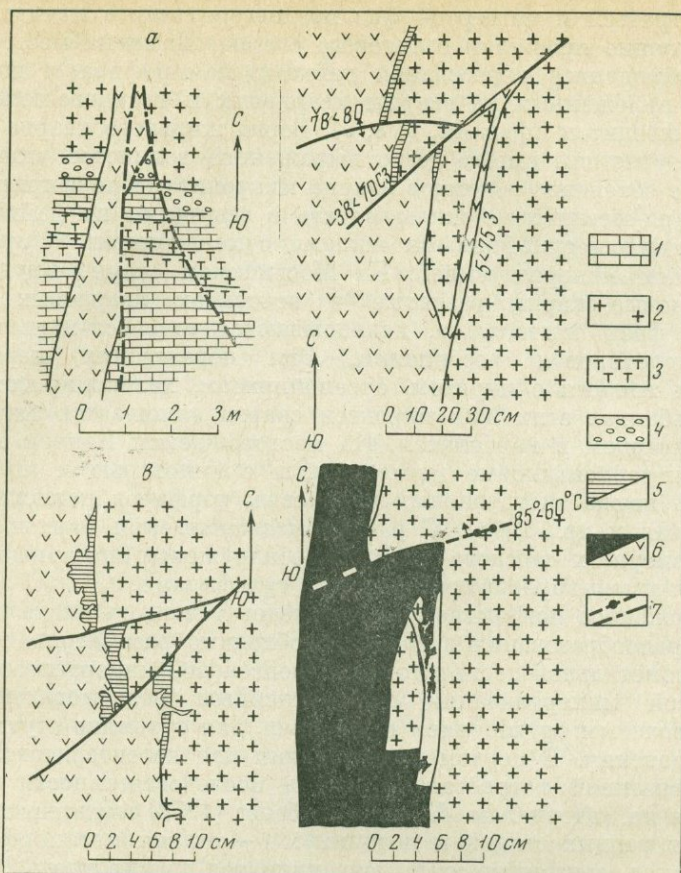
сундучного строения, ограниченных разломами второго порядка и осложненных зонами межформационного и межпластового дробления. Наиболее мощные горизонты последних развиваются в основании верхнего терригенного структурного подъяруса, в наиболее деформированных участках пологой кровли сундукообразных складок, осложненных более мелкими брахиальными и сундучными складками и многочисленными секущими и согласными разрывами различных направлений. В этих участках, в верхних частях пологих сводов карбонатных пород и в нижней части терригенной толщи отмечается интенсивное дробление, наибольшее коробление покрывающих сланцев и смещение их относительно карбонатного основания, с образованием мелких брахиальных и сундучных складок.

Рудные тела, как правило, размещаются в окварцованных зонах межформационных брекчий, в участках развития крутопадающих секущих и сопряженных с ними согласных или пологих косесекущих разрывных нарушений.

По мнению М. С. Мудрогиной (1956) и Ю. А. Розанова (1961), на размещение рудных тел в месторождениях сурьмы и ртути существенное влияние оказывали сланцы, слагающие висячий бок рудных залежей. Они имеют значительно меньшую эффективную пористость, сравнительно с подстилающими известняками и окварцованной межформационной брекчией. Для оруденения наиболее благоприятны брахикупола асимметричного строения, осложненные межпластовыми и сопряженными косесекущими нарушениями. Общей закономерностью является приуроченность оруденения к наиболее деформированным участкам. При этом ртутное оруденение, как правило, тяготеет к верхней части рудного интервала, располагаясь иногда выше сурьмяного. Более представительные сурьмяные и ртутные месторождения располагаются по окраинам Южной подзоны. Эти месторождения приурочены к участкам развития крупных, сундучных складок с опрокинутыми крыльями (иногда лежащими) вдоль ограничивающих глубинных разломов (Джигжикрут). Размещение некоторых месторождений в таких участках контролируется вулканическими аппаратами (Жанчоч).

Скарново-редкометалльная и кварц-золото-арсенопиритовая минерализация в Южной подзоне также приурочена преимущественно к ее окраинам. При этом наиболее выдержанные зоны золото-арсенопиритовой минерализации, видимо, свойственны наиболее деформированным участкам грабен-синклиналей (Чашманиат).

Изложенные выше основные закономерности размещения оруденения показывают, что наиболее представительные проявления пегматитовой, скарновой, грейзеновой и низкотемпературной антимонитово-киноварной минерализации возникли в различных геологических условиях; этим обусловлено их пространственное обособление. Особенно четко это обособление проявляется в отношении сурьмяно-ртутного оруденения. В случаях совмещения на одной площади минерализации разных типов обычно устанавливается, что скарновая минерализация является более древней по сравнению с грейзенами и окварцованными брекчиями. Соотношения во времени минерализации различных типов обсуждались многими авторами. Наиболее полная сводка по этому вопросу для смежных территорий в западной части рассматриваемого района принадлежит И. Х. Хамрабаеву (1958). Пегматиты преимущественно связаны с поздними проявлениями герцинских интрузий (гранитной и аляскитовой) и часто содержат касситеритовую, вольфрамитовую и молибденитовую минерализацию. Скарны с шелитовой и сульфидной минерализацией располагаются в контактах мраморов с гранодиоритами и гранитами, связанными соответственно со второй и третьей фазами позднегерцинского магматизма. В связи с аляскитами скарны наблюдаются редко в виде тонких прерывистых зон, мощность которых не превышает первых санти-



**Фиг. 11.** Взаимоотношение скарнов и кварцевых шеелитоносных жил с дайками (месторождение Джиллау)

*a* — план расчистки в районе Второго участка; *б, в, г* — зарисовки обнажений в русле Саривазасая к северу от участка Гавазмон. 1 — мраморизованные известняки, 2 — гранодиориты, 3 — контактовые пироксен-полевошпатовые роговики, 4 — пироксеновые скарны, 5 — кварц с шеелитом, 6 — лампрофиры и диабазовые порфиры, 7 — разрывы

метров (Хамрабаев, 1958). Скарны всюду моложе диоритов и гранодиоритов.

В ряде мест устанавливается пересечение скарнов различными дайками. На месторождении Джиллау Г. М. Саранчиной (1961) и авторами наблюдалась зона пироксеновых скарнов, развитая в контакте с гранодиоритами второй фазы позднегерцинского магматизма, которая пересекается дайкой лампрофира (фиг. 11, *a*). Аналогичные соотношения скарнов и даек гранодиорит-порфиров, лампрофиров и аплитов наблюдались М. С. Кучуковой (1966) на месторождениях Чаш-Тепе и Яхтон. По данным И. Х. Хамрабаева (1958), а также И. А. Айзенштата и Л. С. Свидской на месторождении Кара-Тюбе шеелитоносные пироксен-гранатовые скарны, связанные с контактами гранитов третьей фазы позднегерцинского магматизма, пересекаются дайками микрогранитов. Н. А. Лосев и Т. К. Ляшенко установили, что скарновые тела в Джамском скарном поле, приуроченные к контакту с гранитами третьей фазы, пересекаются дайками аплитовидных гранитов и аплит-пегматитов четвертой аласкиковой фазы. Этими же исследователями отмечается интенсивная грейзенизация пегматитов, сопровождающаяся касситеритовой минерализацией. М. С. Кучукова на Акба-Джумоне в дайках керсанта, срезаемых

гранитами третьей и четвертой фаз позднегерцинского магматизма, наблюдала секущие прожилки салитового скарна. Нами на месторождении Джилау наблюдались пересечения дайками лампрофира и диабазового порфирита, наложенных на скарны кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил с шеелитом (фиг. 11, б, в, г). Зерна жильного кварца и шеелита в таких участках имеют резко выраженное волнистое угасание. Заметно также обтекание обломков кварца микролитами порфирита. В свою очередь кварц-шеелитовые жилы вместе с секущими их дайками пересекаются кварцево-сульфидными жилами с халькопиритом, арсенопиритом и золотой минерализацией. На Мосрифском скарно-рудном поле на пироксеновые скарны, развитые в контактах кварцевых диоритов второй (?) фазы магматизма, накладываются амфибол-магнетитовая и амфибол-пирротиновая ассоциации. Эти образования пересекаются кварцевыми жилами с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и золотом. В зальбандах этих жил пироксен скарна замещается актинолитом, хлоритом, кварцем и карбонатом. На месторождении Канчоч кварц-карбонат-хлорит-серпентиновые метасоматиты с киноварью и антимонитом развивались позже экстрезивных кварцевых порфиров пермского возраста (Горецкая и др., 1968). В районе месторождения Зархок в базальных конгломератах юрского возраста обнаружены окатанные обломки кварцевой и кварц-карбонатной породы с сульфидами.

Все изложенное показывает, что последовательность длительного процесса минералообразования в районе необходимо рассматривать отдельно для редкометальной пегматитовой и грейзеновой минерализации, а также скарновой минерализации с наложенным редкометальным, сульфидным и золотым оруденением и, наконец, для сурьмяно-ртутно-мышьякового оруденения. В первом приближении для касситеритовой минерализации, связанной с грейзенами, схема последовательности минералообразования по материалам И. Х. Хамрабаева (1958) выглядит следующим образом (от ранних стадий к поздним): 1 — стадия метаморфизма вмещающих пород, связанная со становлением тел гранитоидов; 2 — формирование пегматитов с касситеритом; 3 — стадии грейзенизации, образование кварц-мусковитовых жил, иногда с вольфрамитом; 4 — кварц-касситерит-вольфрамит-сульфидная стадия минерализации.

Для скарновых золото-редкометально-сульфидных рудопроявлений, по нашим наблюдениям и данным других исследователей (Тимофеева, 1964; Блохина, 1967 и др.), наблюдается такая последовательность: 1 — стадия метаморфизма вмещающих пород, обусловленные воздействием гранитоидной магмы (сопутствуют диоритам, гранодиоритам и гранитам позднегерцинского магматизма), формирование плагиоклаз-биотитовых, кварц-полевошпатово-пироксеновых, гранат-кальцит-волластонитовых и других роговиков, а также кальцифиров и магнезиальных скарнов; 2 — стадии пироксен-гранатовых и пироксен-гранат-везувиановых скарнов сложного инфильтрационно-биметасоматического генезиса; характерны преимущественно для западной части района; стадии существенно пироксеновых инфильтрационных скарнов проявились на территории всей Северной подзоны; 3 — андрадит-пироксен-кварц-кальцитовая стадия с шеелитом в пределах характеризуемого района проявлена слабо; 4 — формирование кварц-полевошпатовых и кварц-полевошпатово-амфиболовых метасоматитов и жил с шеелитом, эта стадия наиболее характерна для блоков с крупными и средними массивами гранитоидов, в сложении которых участвуют граниты и дайки кислого состава; 5 — стадия амфибол-магнетитовой и амфибол-пирротиновой ассоциаций, амфибол представлен гастингситом; проявляется стадия в участках развития интрузивных тел, преимущественно среднего состава.

Стадии высокотемпературных ассоциаций минералов во времени сменились средне-низкотемпературными водносиликатными стадиями минералообразования, которые проявились образованием метасоматитов и жил

сложного состава, примерно в следующей последовательности: 6 — кварц-хлорит-тремолит-актинолитовые метасоматиты и жилы существенно кварцевого состава с сульфидами; 7 — кварц-карбонат-актинолит-антигорит-хлоритовые метасоматиты, кварцевые и кварц-карбонатные жилы с сульфидами.

В зависимости от состава первичных пород соотношение главных минералов в метасоматитах может существенно изменяться. В более ранних метасоматитах иногда присутствуют минералы эпидотовой группы. Формирование более поздней ассоциации в породах первично кислого состава сопровождалось существенным развитием серицита наряду с кварцем, карбонатом и реже хлоритом. При крайней степени изменения первичных алюмосиликатных, скарных и карбонатных пород возникли существенно кварцевые и кварц-карбонатные метасоматиты.

Рудные минералы в этих метасоматитах представлены молибденитом, шеелитом, пиритом, пирротином, лёллингитом, арсенопиритом, сфалеритом, кубанитом, халькопиритом, гематитом, висмутином, тетрадимитом, золотом, а также галенитом, блеклыми рудами, антимонитом, марказитом и другими. Большинство рудных минералов, указанных в первой части перечня, характерны для более ранних кварцевых жил и кварц-актинолитовых метасоматитов; галенит, блеклые руды, антимонит, марказит и другие сопутствуют кварц-карбонатным жилам и кварц-карбонат-серпентин-хлоритовому или кварц-карбонат-серицитовому изменению пород. Некоторые рудные минералы отмечаются в метасоматитах обоих типов: например, пирит, арсенопирит, золото и некоторые другие. Видимо, одновременно с кварц-карбонатными жилами и связанными с ними метасоматитами возникают кварц-карбонат-баритовые жилы, обычно содержащие незначительные количества рудных минералов (галенит, марказит и др.). Процесс минералообразования заканчивается формированием кварц-карбонат-хлорит-серпентиновых метасоматитов и поздних, обычно безрудных кварц-кальцитовых жил.

Последовательность формирования рудопроявлений сурьмы и ртути приводится по материалам М. С. Мудрогиной (1956). По предварительным данным этого исследователя развитие минерализации на этих рудопроявлениях происходило по следующей схеме (от ранних стадий к поздним): 1 — стадия окварцевания с незначительным количеством пирита, арсенопирита, сфалерита, марказита, серицита и кальцита; 2 — кварц-флюоритовая стадия с антимонитом, сфалеритом, буланжеритом, киноварью и кальцитом; 3 — стадия реальгара и аурипигмента. Необходимо подчеркнуть некоторое сходство последних стадий редкометалло-золото-сульфидного типа минерализации и первой стадии сурьмяно-ртутного рудообразования.

Соответственно указанным генетическим типам оруденения могут быть выделены группы формаций промышленных руд. Дальнейшее подразделение их на рудные формации целесообразно проводить по преобладанию тех или иных продуктивных минеральных ассоциаций, сопряженных с ними метасоматитов, и геологическим условиям их проявления. Совмещение различных рудных формаций обуславливает широкое распространение в районе комплексной редкометалло-золото-сульфидной и золото-сульфидной минерализаций.

## ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как было указано в предыдущем разделе, эндогенные месторождения района размещаются преимущественно в породах среднего и верхнего подъярусов нижнего яруса геосинклинального этажа и в гранитоидах. Основные черты их строения определяются главнейшими особенностями формирования структуры района, проявляющимися прежде

всего в тесной связи складчатых (пластических) и разрывных нарушений. Этой особенностью развития структуры обусловлено широкое распространение рудных залежей, локализованных в стратиграфических и пологих интрузивных контактах, усложненных зонами межслоевого пластического течения, расщепления и дробления, генетически тесно связанных с процессами складкообразования. Второй особенностью строения месторождений является предпочтительная локализация рудовмещающих метасоматитов и рудных скоплений в контактах пород карбонатного и алюмосиликатного состава, различающихся также по физико-механическим свойствам. К третьей особенности следует отнести приуроченность оруденения к участкам пересечения рудовмещающих метасоматитов густой сетью малоамплитудных сколовых и отрывных трещин, оперяющих крупные секущие или согласные разрывные нарушения, сопряженные со складчатостью. Как уже указывалось, наиболее выдержанные рудные скопления пространственно связаны со значительными разломами глубокого заложения, ограничивающими Северную и Южную структурно-фацialsные подзоны, или секущими элементами герцинской складчатой структуры района. Эти особенности определяют общее сходство положения и размещения месторождений, локализованных в осадочных и метаморфизованных толщах в разных участках Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны. Вместе с тем структурные условия образования минеральных скоплений различных генетических типов неодинаковы. Условия их образования характеризуются увеличением открытости рудовмещающей структурной системы (Малиновский, 1965) для рудоносных растворов от более ранних и высокотемпературных стадий рудообразования к более поздним и низкотемпературным. Это прежде всего выражается последовательным увеличением в процессе минерализации протяженности и роли разрывных нарушений. В связи с этим в высокотемпературные стадии минерализации более отчетливо проявляется влияние на оруденение состава рудовмещающих пород — скарнов, различных роговиков и метасоматитов. В низкотемпературные стадии минералообразования размещение рудных тел зависит от физико-механических свойств горных пород; сопротивляемости их деформации, эффективной пористости и т. д. Соответственно этому, а также благодаря особенностям геологического развития и строения рудовмещающих блоков, структуры низкотемпературных месторождений Южной подзоны и более высокотемпературных месторождений Северной подзоны, а также закономерности их размещения существенно различны.

### Геологическое строение золотых и редкометальных месторождений Северной подзоны

Эндогенные рудные месторождения, локализованные в Северной подзоне, в подавляющем большинстве пространственно связаны со скарновыми полями. Руды размещаются в скарнах и послескарновых метасоматитах, развивающихся по скарнам или по вмещающим их породам. В первом приближении эти месторождения могут быть разделены на три группы, различающиеся геологической позицией:

1. Месторождения и рудопоявления, локализованные в контактовых зонах апикальных частей относительно крупных интрузивов, приуроченных к ядрам антиклинальных складок субширотного простирания, осложненных дополнительными складками и разломами разной ориентировки. Таковы Джилау, Чинорсай, Чаш-тепе, Яхтоп, Кара-Тюбе и другие комплексные золото-редкометально-сульфидные и редкометальные месторождения.

2. Месторождения и рудные тела, локализованные в экзоконтактах относительно мелких интрузивов в связи с согласными межпластовыми

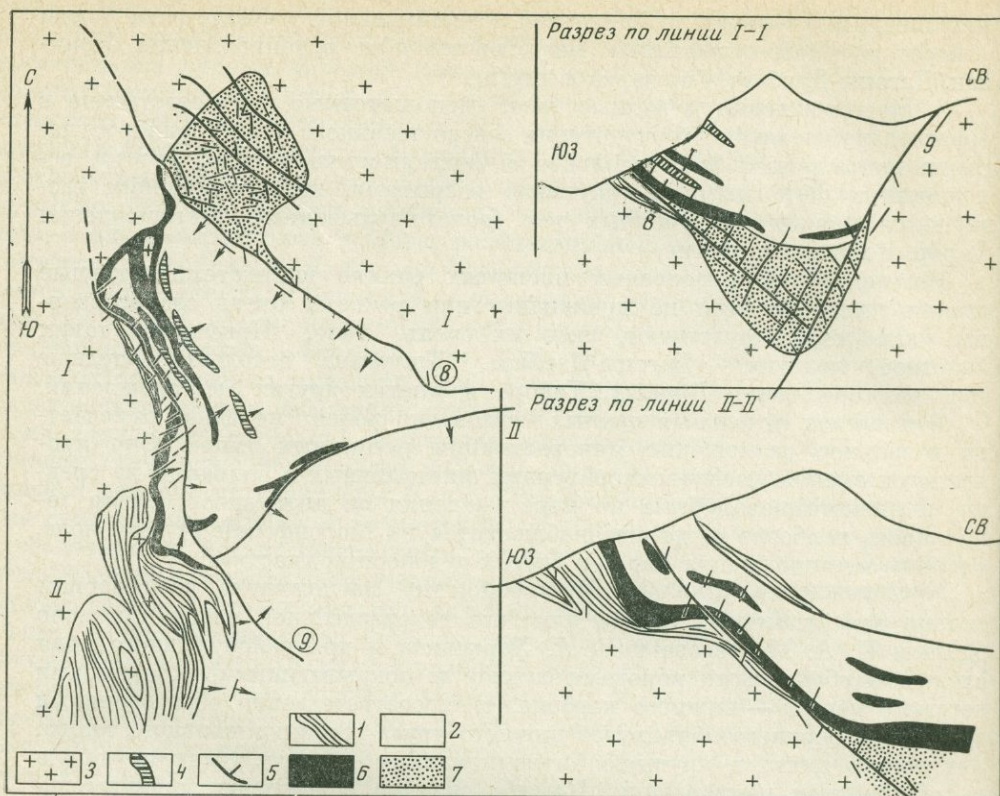
нарушениями в зонах субширотной изоклиальной складчатости. Сюда относятся золото-сульфидные месторождения и рудопроявления Кони-зак, Дагоны-Дарбаза, Гиждарва и другие.

3. Месторождения и рудные тела, расположенные непосредственно в зонах разломов глубокого заложения северо-западного простирания, в участках напряженной изоклиальной и дисгармоничной складчатости, осложненных согласными и секущими разрывами, контролирующими размещение мелких интрузивных тел (золото-сульфидные месторождения Тарор, Кштудак и другие).

На некоторых рудоносных площадях ранние высокотемпературные стадии минерализации не проявились или развиты очень слабо; скарны здесь либо отсутствуют, либо их очень мало. Примерами таких участков являются Дагоны-Дарбаза, Кштудак, отдельные рудные тела месторождения Джилау, Тарора и многих других месторождений.

В пределах отдельных рудных узлов и полей нередко отмечается зональное размещение минерализации различных типов. Оно проявляется сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций на средне- и низкотемпературные по мере удаления от интрузивов. Такая зональность наиболее отчетливо наблюдается на Мосрифском рудном поле, в районе месторождения Тарор и других рудоносных участках.

**Месторождение Джилау.** Месторождение расположено на северном склоне Зеравшанского хребта, близ его водораздельной части. Согласно данным П. А. Медведева и К. А. Харкевича и др., район рудного поля сложен карбонатными породами лудлоу и покрывающими их сланцами верхнего девона — нижнего карбона, т. е. соответственно образованиями среднего и верхнего подъярусов нижнего яруса геосинклиального этажа. Эта толща смята в крупную антиклинальную складку, ундулирующую в субширотном направлении. Крылья складки осложнены дополнительными изоклиальными складками, которые по данным К. А. Харкевича запрокинуты к замковой части главной складки. В осевой части главной складки размещается Чинорсайский массив гранодиоритов, вытянутый в широтном направлении. Он сопровождается послышными апофизами гранодиоритов и гранодиорит-порфиров. По представлению К. А. Харкевича, этот интрузив в целом имеет форму гарполита. В отдельных участках пологой кровли интрузива, сохранившихся от денудации, наблюдаются фрагменты опрокинутых крыльев лежащих изоклиальных складок, в которых известняки силура лежат на песчано-сланцевых отложениях верхнего девона — нижнего карбона. В таких участках среди подстилающих сланцев отмечаются мелкие складки волочения, с осевыми поверхностями, падающими к северу, в направлении противоположном общему пологому южному падению толщ. Эти складки указывают на поддвиговые движения вдоль поверхностей напластования, более молодых подстилающих сланцев к замку опрокинутой дополнительной складки. Во вмещающих породах, у крутых контактов интрузива также отмечаются плейчатость и многочисленные складки волочения, шарниры которых преимущественно погружаются к востоку под средними и пологими углами. В экзоконтактной зоне интрузива вмещающие толщи интенсивно метаморфизованы с образованием гранат-пироксен-кальцитовых, гранат-волластонит-кальцитовых, биотит-плаггиоклазовых и других роговиков. При этом первоначальное складчатое строение смятой толщи осадочных пород в основных чертах сохраняется. Микроскопическое изучение участков с мелкими складками волочения в роговиках показывает, что слагающие их зерна пироксена и полевого шпата образованы преимущественно в пост- и отчасти в синтетектонических условиях. В замковых частях мелких складок волочения устанавливаются синтетектонические и дотектонические зерна пироксена с ясно выраженным волнистым угасанием, изгибанием плоскостей спайности и катаклазом. В роговиках, содержащих зерна кварца и кальцита, призна-



Фиг. 12. Схема геологического строения Первого участка месторождения Джилау. Составлена авторами с использованием материалов В. В. Подтележниковой, В. А. Домарева, Г. А. Миронова, Н. И. Дабижа, П. А. Медведева, Н. И. Олейника

1 — мраморизованные известняки и доломиты, 2 — биотит-полевошпатовые роговики, 3 — гранат-пироксен-кальцитовые и гранат-волластонит-кальцитовые роговики, 4 — гранодиориты, 5 — рудоконтролирующие разрывные нарушения, 6 — рудомещающие скарны и другие метасоматиты, 7 — кварцевые метасоматиты рудного тела «Штокверк», 8 — Западный разлом, 9 — Северный разлом

ки наложения деформаций, как правило, проявлены более отчетливо. В интрузиве кристаллы амфибола часто сдвойникованы, а зерна кварца имеют волнистое угасание и ориентированы в направлениях, соответствующих элементам складчатости района. Складкообразование, очевидно, продолжалось и после формирования интрузива. В экзо- и эндоконтактной зоне интрузива распространены секущие дайки аплитов и пегматитов: лампрофиров, диоритовых и диабазовых порфириров. Дайки основного и среднего состава имеют субмеридиональное, реже — северо-восточное простирание.

Джилаубайское рудное поле расположено в южном крыле описанной складки, на участке восточного погружения ее шарнира, в юго-восточном экзоконтакте Чинорсайского интрузива, осложненного разломом субширотного направления (Северный разлом). На отдельных участках контакта гранодиоритов с мраморизованными известняками развиты зоны гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов. Реже они встречаются в контактах мраморов с роговиками. На месторождении выделяется четыре участка распространения скарнов.

Геологическое строение Первого участка характерно для большинства скарново-шеллитовых месторождений Северной подзоны.

Этот участок расположен в зоне пологого контакта интрузива гранодиоритов, в клиновидном блоке, ограниченном двумя разломами: ве-

дущим Северным — субширотного простирания и Западным, изменчиво-го северо-западного и субмеридионального направления (фиг. 12).

Клиновидный блок сложен метаморфизованными породами опрокинутого к северу крыла крупной изоклиальной антиклинальной складки, надвинутой с юга на осевую часть главной складки рудного поля. Эти породы представлены биотит-плаггиоклазовыми роговиками и покрывающей их толщей мраморов с прослоями различных кальцитсодержащих роговиков. Они смяты в открытую синклинали третьего порядка с шарниром, полого погружающимся к юго-востоку. Кровля интрузива в общем повторяет форму синклинали. Однако углы падения контактов интрузива с породами клиновидного блока более крутые. Скарновые тела приурочены к контактам мраморизованных известняков с гранодиоритами и ороговикованными сланцами. Среди мраморизованных известняков выделяется несколько горизонтов роговиков и приуроченных к ним скарнов. Отмечается общее увеличение мощности скарновых тел в участках развития дополнительных складок северо-восточного простирания, а также с приближением к интрузиву и зоне Западного разлома, частично повторяющего пологий западный контакт мраморов клиновидного блока (фиг. 13). Наибольшую мощность скарновые залежи имеют в относительно более пологих или мульдообразных участках этого контакта. Однако иногда такие участки скарнов не содержат. В пределах Первого участка в зоне Северного разлома скарны локализируются лишь в нижней части, характеризующейся меньшими углами падения. В местах выклинивания скарновых тел, а также среди кальцитсодержащих роговиков отмечаются секущие жилы пироксеновых скарнов северо-восточного и субмеридионального простирания (фиг. 14, а). Эти жилы являются апофизами пластовых скарновых тел или ответвляются от контакта мраморов с подстилающими роговиками. По достижению они быстро выклиниваются. Скарновые жилы северо-восточного простирания приурочены к трещинам отрыва. Изредка отмечаются тонкие линзы скарна, приуроченные к трещинам слоистости. В участках развития скарнов, среди роговиков и слоистых известняков развиты дополнительные мелкие складки, с шарнирами, ориентированными в северо-восточном направлении. Ориентировка трещин разных генетических типов, вмещающих скарновые жилы, указывает на формирование скарнов в условиях надвиговых перемещений вдоль контакта с интрузивом, сопряженных с проявлением складчатости. Это подтверждается данными микроструктурного анализа (Лукин и др., 1965).

В период скарнообразования разломы, ограничивающие блок Первого участка, представляли собой зоны интенсивных пластических деформаций, в отдельных участках сопровождавшиеся расщеплением и растрескиванием более хрупких пород. Дальнейшее развитие структуры месторождения выразилось в проявлении дизъюнктивных нарушений в зонах Северного и особенно Западного разломов. В связи с этим по контакту интрузива с вмещающей его толщей пород, различающихся по физико-механическим свойствам (мраморов, скарнов, роговиков), возникли разобщенные зоны расщепления и сколовые трещины, выполненные тектонической глиной и брекчией (см. фиг. 14, б). Позднее в зонах Западного и в меньшей степени Северного разломов эти трещины объединились в относительно более выдержанные протяженные разрывные нарушения, сопровождающиеся оперяющимися трещинами различных направлений. В этот период формирования главных разломов Первого участка возникли кварц-полевошпатовые, существенно кварцевые, кварц-актинолит-хлоритовые метасоматиты, а также многочисленные метасоматические кварцевые жилы с шеелитом, сульфидами и золотом. Существенно кварцевые и кварц-полевошпатовые метасоматиты локализовались в отдельных участках лежащего бока Западного и Северного разломов. Кварц-актинолит-хлоритовые метасоматиты возник-

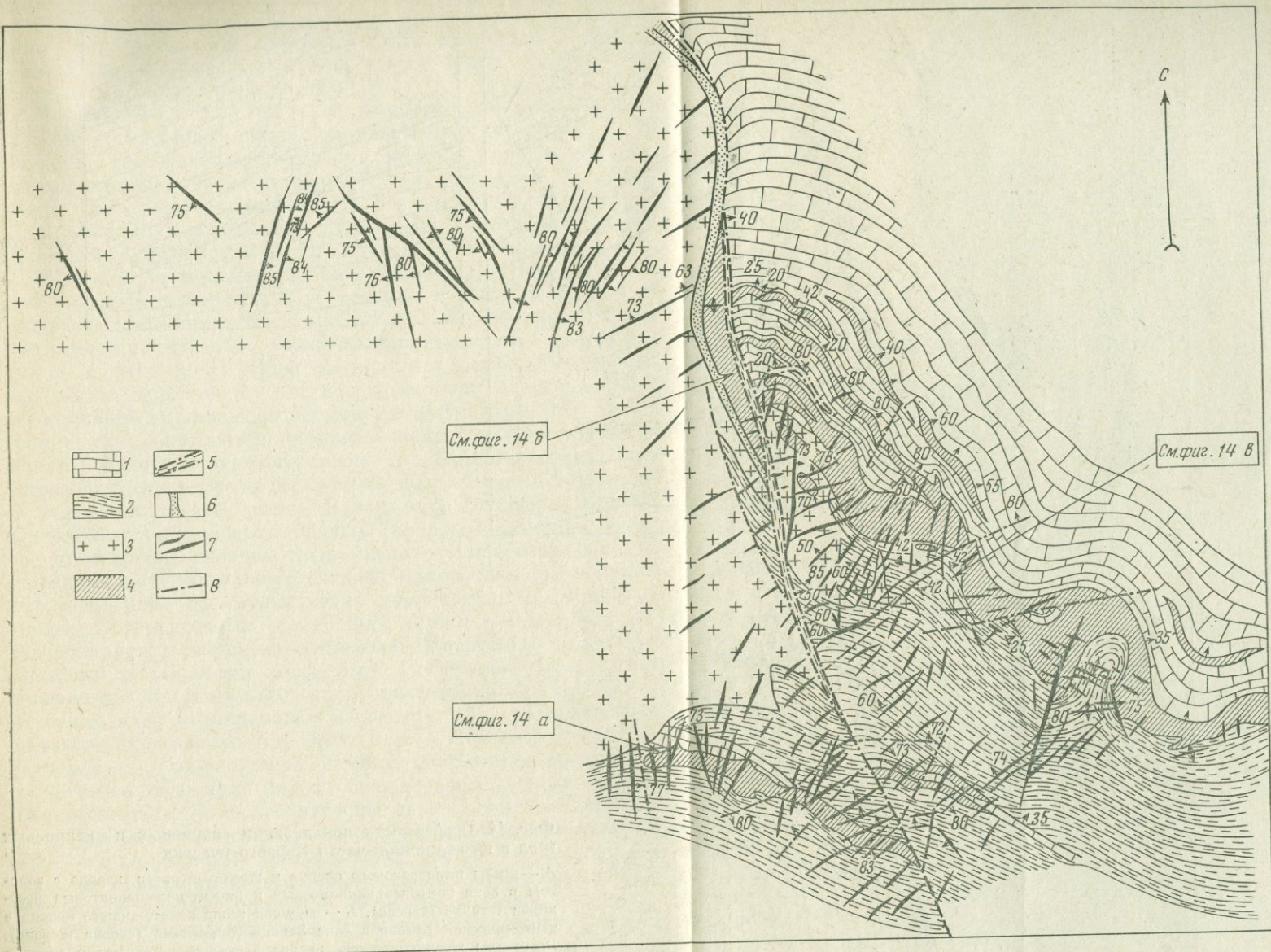
ли главным образом за счет скарнов. И те и другие наиболее распространены в участках интенсивного развития секущих кварцевых жил в гранодиоритах и в биотит-плагиоклазовых роговиках. Наибольшее количество кварцевых жил отмечается в скарнах и роговиках в замковых частях мелких дополнительных складок (см. фиг. 13) и в гранодиоритах, в участках прилегающих к разломам, особенно в северной части Первого участка у «острия» клиновидного блока, в месте сопряжения Северного и Западного разломов (фиг. 12, 13). Здесь возник сложный штокверк изометричной формы, образованный кварцевыми жилами различных направлений и кварц-полевошпатовыми и кварц-серицитовыми метасоматитами с реликтами гранодиорита. В зоне Западного разлома кварцевые жилы ориентированы в субмеридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях; углы падения их преимущественно крутые. В ряде участков преобладает северо-восточное простирание жил. В северном фланге первого участка, в пределах штокверка распространены также жилы субширотного, запад-северо-западного простирания. Жилы северо-восточного простирания здесь отмечаются реже. В большинстве случаев они приурочены к трещинам отрыва. Жилы субмеридионального простирания чаще следует сколовым трещинам (см. фиг. 14, в).

Кварцевые жилы и в общем повторяют направления трещин, возникших в предшествующие стадии развития структуры рудного поля, в частности, в стадию скарнообразования. Нередко отмечается приуроченность кварцевых жил к осевым частям жил пироксенового скарна (см. фиг. 14, а). В таких участках вдоль зальбандов кварцевых жил наблюдаются интенсивное окварцевание, карбонатизация, актинолитизация пироксена и иногда тонкие просечки кварца в скарне и во вмещающих роговиках.

Выделяется не менее двух минеральных типов кварцевых жил. Ранние жилы имеют кварцевый и кварц-полевошпатовый состав при ничтожном количестве сульфидов и повышенном содержании шеелита. С этими жилами связано существенное обогащение шеелитом скарнов и штокверка в гранодиоритах на северном фланге Первого участка. Поздние жилы имеют кварцевый состав; они содержат сложный комплекс сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит и др.) и золото. Формирование этих жил происходило в течение длительного времени и может быть подразделено на несколько периодов. Для относительно более поздних жил характерна серицитизация вмещающих гранодиоритов, наличие висмутина и галенита (Ступкина, 1961). Формирование ранних кварц-полевошпатовых шеелитоносных и поздних кварц-сульфидных золотоносных жил разделено внедрением даек лампрофира и диабазового порфирита (см. фиг. 11).

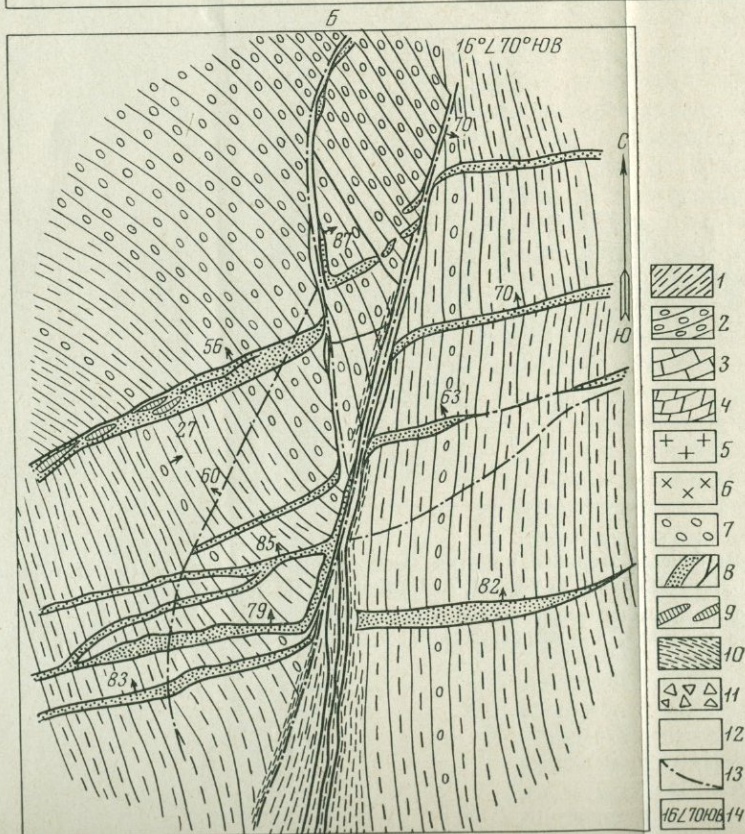
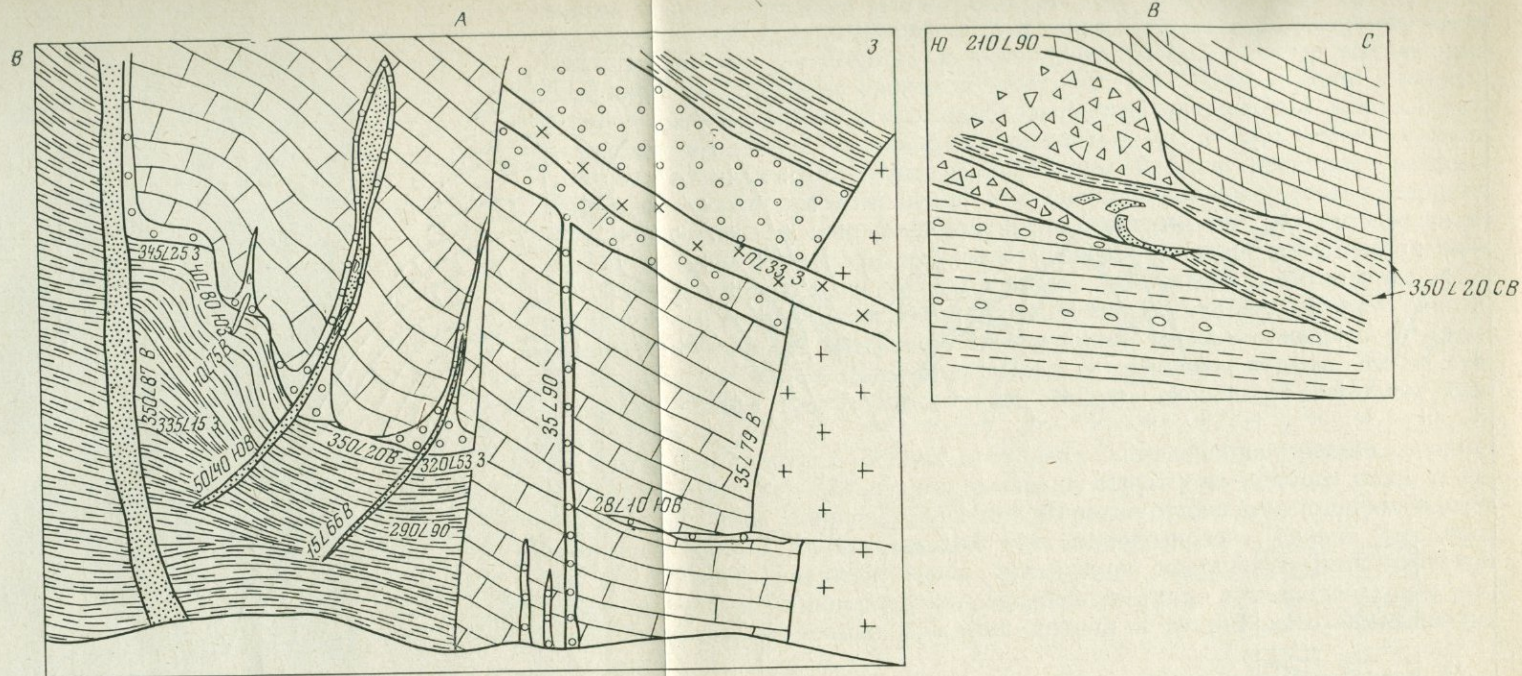
Существенно шеелитоносные жилы формировались в условиях проявления преимущественно надвиговых и сдвиго-надвиговых перемещений в зонах главных разломов участка. Более поздние золото-сульфидные жилы развивались преимущественно в связи со сдвиго-надвиговыми и сдвиговыми смещениями.

Различие структурных условий образования жил разного состава обусловило статистически неодинаковую ориентировку их в пространстве и, как следствие этого, — несовпадение контуров участков рудных тел, обогащенных золотом или шеелитом. Так, в штокверковом рудном теле в северной части района жилы с заметно повышенными содержаниями шеелита чаще имеют северо-западное, а золотоносные жилы — субширотные и запад-северо-западные простирания. Этим данным не противоречит корреляционный анализ содержания золота и трехоксида вольфрама в пробах, взятых из кварцевых жил и метасоматитов штокверкового рудного тела. При незначительных концентрациях наблюдается прямая зависимость между содержаниями этих компонентов. При больших



Фиг. 13. Геологическое строение рудоносного блока в южном фланге Первого участка месторождения Джилау (план горизонта штольни). Составил В. Ф. Чернышев. Документировали автор, М. А. Чальян, Е. И. Чернышева

1 — мраморизованные известняки, 2 — пироксен-полевошпатовые и биотит-полевошпатовые роговики и ороговикованные сланцы, 3 — гранодиориты, 4 — рудовмещающие пироксеновые скарны, 5 — тектонические брекчии и глинка, 6 — кварцевые метасоматиты, 7 — кварцевые жилы с шеелитом и золотом, 8 — трещины



**Фиг. 14.** Особенности локализации скарновых и кварцевых жил в юго-западной части Первого участка

А — жилы пироксенового скарна и шеелитосного кварца с золотом в зоне контакта кальцитовых и биотит-полевошпатовых роговиков (стенка штрека). Б — секущая жила золотосного кварца в тектонической глинке в зоне Западного разлома (стенка штрека). В — жилы шеелитосного кварца в трещинах отрыва и скола в роговиках (крылья рассечки). 1 — биотит-полевошпатовые роговики, 2 — пироксен-полевошпатовые роговики, 3 — мраморизованные известняки с прослоями гранат-воластонит-кальцитовых роговиков, 4 — известковистые сланцы, 5 — гранодиориты, 6 — аплиты, 7 — пироксеновые скарны, 8 — кварцевые жилы, 9 — скопления шеелита, 10 — рассланцованные породы, 11 — брекчированные породы, 12 — тектоническая глина, 13 — разрывные нарушения, 14 — азимут простирания, угол и румб падения различных элементов структуры

концентрациях зависимости в изменении их содержаний не улавливается.

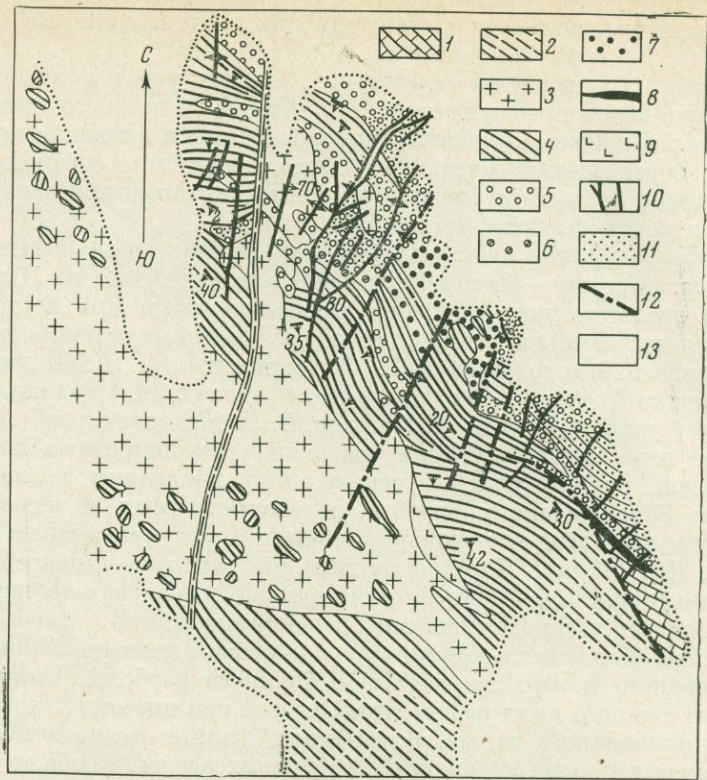
Поздний этап развития структуры Первого участка месторождения Джилау проявился преимущественно в сбросовых и сбросо-сдвиговых перемещениях. Наиболее отчетливо они наблюдаются в зоне Северного разлома. Эти перемещения отчетливо устанавливаются по соотношению оперяющих трещин скола и отрыва, выполненных поздними жилами кальцитового и кварц-кальцитового состава.

**Мосрифское рудное поле.** Мосрифское рудное поле расположено в бассейне р. Мосриф — одного из восточных притоков р. Шинг-Дарья. Описание геологического строения рудного поля и его месторождений приводится по данным авторов, с использованием материалов бывшего треста Средазцветметразведка (В. Ф. Чернышев, Л. Д. Мельниченко и Е. И. Абрамов) и геологов Магианской экспедиции Таджикского геологического управления (И. Н. Галахов, В. Н. Мезенцев и др.).

Рудное поле характеризуется развитием субширотных изоклиналильных складок, опрокинутых к северу, в направлении к водораздельной части Зеравшанского хребта, и сопряженных с ними продольных преимущественно межформационных зон разрывных нарушений (см. фиг. 9, а). Ядра антиклиналей сложены нижнесилурийской карбонатно-терригенной метаморфизованной слоистой толщей и верхнесилурийскими-нижнедевонскими известняками. В осевых частях синклиналей обнажаются кремнисто-сланцевые и песчано-сланцевые отложения среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Таким образом, в пределах рудного поля распространены все три подъяруса нижнего яруса геосинклиналиного этажа. В западном фланге рудного поля, с приближением к зоне северо-западных Тарорских разломов, общее субширотное простираие складок также меняется на северо-западное. К ядрам отдельных антиклинальных складок приурочены небольшие конкордантные интрузивы преимущественно диоритового и кварц-диоритового составов. В терригенных отложениях верхнего подъяруса их положение контролируется секущими разломами. Интрузивы сопровождаются согласными и секущими апофизами. Последние обычно имеют субмеридиональное или северо-восточное простираие. По крупным продольным разломам ядра антиклиналей надвинуты на расположенные севернее смежные синклинали (см. фиг. 9, а). Непосредственно в зонах этих разломов и в сопряженных с ними оперяющих трещинах, в участках развития интрузивных пород локализованы рудные скопления различных масштабов. Наиболее изучены давно известные месторождения Дагоны-Дарбаза и Конизак. Золотосодержащие рудные скопления, как правило, имеют сложный минеральный состав, обусловленный последовательным проявлением различных стадий минералообразования. Выделяются контактовые роговики и магнезиальные скарны; проявления последних установлены на месторождении Гиждарва. В заметных масштабах проявились пироксеновые скарны и более поздние магнетит-амфиболовые породы (Конизак). Широко распространены золото-кварцево-арсенопирит-сульфидные и кварцево-карбонатно-сульфидные минеральные ассоциации. Процесс эндогенного минералообразования на рудном поле закончился развитием кварц-карбонатных, баритовых и карбонатных жил.

С альпийским тектогенезом связано расчленение рудного поля на относительно опущенные и приподнятые блоки. Амплитуда вертикальных перемещений достигает сотен метров.

Месторождения Конизак и Дагоны-Дарбаза располагаются в пределах крупной субширотной изоклиналиной антиклинали, опрокинутой к северу и осложненной крупными зонами межформационного расщепления. Эти зоны приурочены к контактам известняков верхнего силура, залегающих в ядре складки, с песчано-сланцевыми отложениями  $D_3 + C_1$ ,



Фиг. 15. Схема геологического строения месторождения Конизак (план). Составили Е. И. Абрамов, Л. Д. Мельниченко и В. Ф. Чернышев

1 — мраморизованные известняки, 2 — сланцы и песчаники, 3 — диориты и кварцевые диориты, 4 — роговики биотит-полевошпатовые, 5 — скарны пироксеновые, 6 — пироксен-плагноклазовая порода, 7 — магнетиты с реликтами скарна, 8 — линзы пирротина, 9 — кварцевые метасоматиты, 10 — кварц-арсенопиритовые жилы, 11 — вкрапленность арсенопирита, пирита и пирротина, 12 — карбонатные жилы, 13 — наносы

слагающими ее крылья (см. фиг. 9, а). Песчано-сланцевые отложения в южномисячем крыле этой складки разорваны нарушением субширотного простирания. В верхней части этот разрыв имеет крутое падение. По падению он, видимо, причленяется к межформационному нарушениюисячего южного крыла складки.

К секущему разрыву приурочен интрузив. Он сложен диоритами и кварцевыми диоритами, которые к контактам с терригенной толщей переходят в эруптивную брекчию. Вмещающие сланцы и песчаники в его контакте превращены в кварц-биотит-полевошпатовые роговики, а нижележащие слоистые карбонатные породы — в гранат-кальцит-волластонитовые, гранат-кальцитовые роговики. В этой части района вдоль русла р. Мосриф складка пересечена крутопадающим разломом, по которому опущен южный блокисячего крыла складки с прорывающим ее интрузивом. Амплитуда смещения по вертикали значительна.

**Месторождение Конизак.** Расположено в южном опущенном блоке, висячем крыле складки. Рудные тела приурочены к зоне сложного межформационного нарушения, разделяющего карбонатные и вышележащие песчано-сланцевые отложения в северном экзоконтакте интрузива диоритов (фиг. 15). В этой зоне слоистые карбонатно терригенные породы превращены в скарны. Они образуют согласные пластообразные тела, падающие в южном и юго-западном направлениях. Залежи скарнов разделяются горизонтами полевошпатово-биотитовых роговиков. Характерно тупое выклинивание отдельных залежей по простиранию и наличие крутопа-

дающих жилообразных просечек скарна в роговиках. Эти просечки имеют крутое падение и субмеридиональное или северо-восточное простирание. Скарны метасоматически замещаются магнетитом, образующим сплошные скопления с амфиболом типа гастингсита или вкрапленность в скарне. Магнетитовые тела также имеют пластообразную форму, иногда с тупым выклиниванием. В скарнах наблюдаются крутопадающие жилообразные метасоматические просечки магнетита с амфиболом. В восточном фланге месторождения в удалении от интрузива, на контактах скарнов с мраморами и роговиками вдоль согласных зон расщепления отмечаются пирротиновые линзы с амфиболом и реликтами скарна.

Характерной особенностью является развитие крутопадающих северо-восточных и субмеридиональных кварц-арсенопиритовых жил с золотом (см. фиг. 15). Жилы близмеридионального направления обычно приурочены к трещинам скалывания. Жилы северо-восточного простирания, сложенные гребенчатым кварцем, чаще выполняют трещины отрыва. Реже встречаются быстро выклинивающиеся кварц-арсенопиритовые жилы северо-западного и субширотного направлений. Первые — приурочены к трещинам, согласным с напластованием и располагаются в более пологих их интервалах; жилы второго направления — секущие; они падают более круто к югу и выполняют более крутые интервалы трещин. Соотношение жил обоих этих направлений с более многочисленными кварц-арсенопиритовыми жилами северо-восточного простирания указывает на одновременность их возникновения.

Приведенные данные показывают, что они образовались при надвиговых перемещениях по трещинам, согласным с напластованием, сопровождавшимся развитием опирающих трещин скалывания. Направления движений по этим трещинам соответствуют обычной кинематической схеме деформаций. Одновременное возникновение трещин отрыва северо-восточного простирания указывает на образование кварц-сульфидных жил при объемной деформации, в условиях сжатия в северо-восточном и растяжения в северо-западном и почти вертикальном направлениях. В зальбандах кварц-сульфидных жил скарны, а нередко и роговики актинолитизированы, хлоритизированы и содержат вкрапленность арсенопирита, сульфидов и золота.

**Рудное поле месторождения Тарор.** Тарорское рудное поле расположено в долине р. Шинг-Дарья. Оно приурочено к зоне разлома глубокого заложения северо-западного простирания, который контролирует развитие интрузивного магматизма. Этот разлом проявляется резким изменением обычного субширотного простирания складок на северо-западное и возникновением сопряженных с ними дизъюнктивных нарушений. Наиболее значительные из них имеют также северо-западное простирание. Ширина зоны с северо-западным простиранием складок не превышает двух километров. В этой зоне насчитывается несколько изоклинальных складок, прямых, чаще опрокинутых к северо-востоку, шарниры их полого погружаются к юго-востоку. В ядрах антиклиналей обнаруживаются силурийские и нижнедевонские известняки и доломиты. Крылья антиклиналей и замковые части синклиналей сложены терригенными отложениями среднего девона — нижнего карбона. Широкое развитие согласных и продольных секущих разрывных нарушений определяет чешуеобразное строение отдельных участков рудного поля. В участках антиклинального строения, в межформационных разрывах расположены небольшие жилообразные интрузивы диоритового состава. Выделяются также послойные и секущие апофизы интрузивов и дайки различного состава обычно также северо-западного простирания. Среди даек отмечаются лампрофиры, иногда приуроченные к поперечным трещинам (северо-восточного простирания). С магматической и постмагматической деятельностью связано образование контактовых роговиков, скарнов (преимущественно пироксенового состава) и различных среднетемператур-

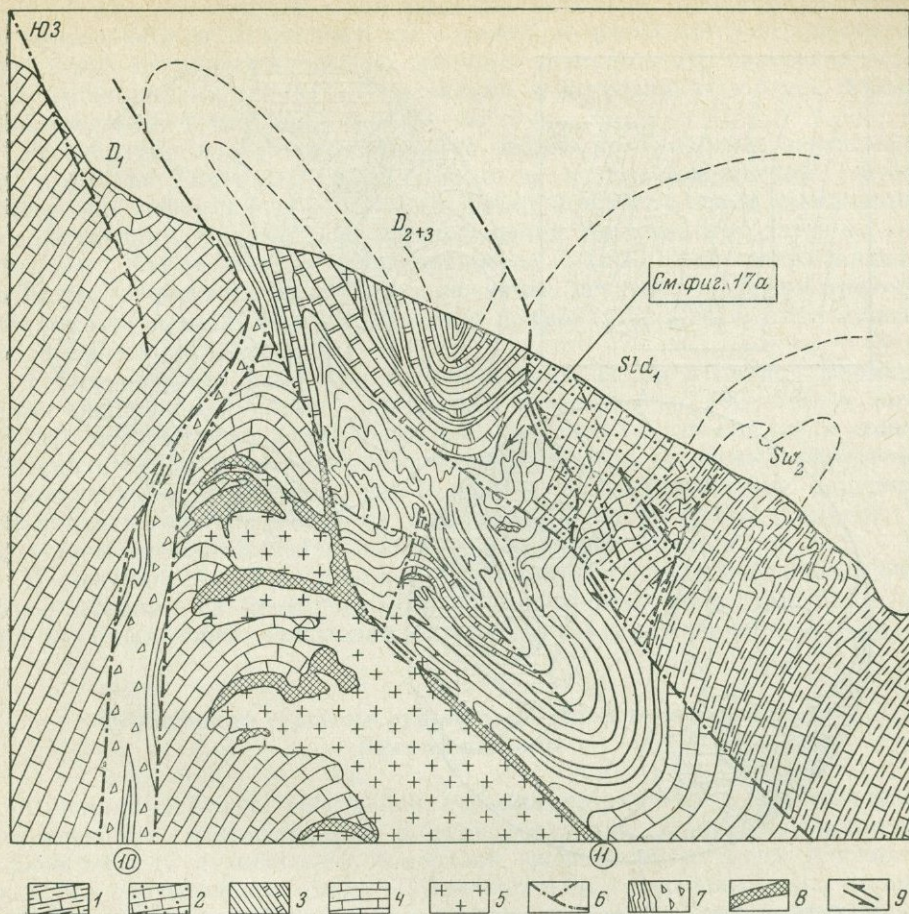
ных, главным образом кварц-карбонат-актинолит-хлоритовых метасоматитов, а также низкотемпературных кварц-карбонатных и карбонатных, существенно доломитовых анкерит-доломитовых, часто хлорит- и серпентин-содержащих пород. Метасоматиты, обогащенные актинолитом, хлоритом и серпентином, возникли за счет скарнов и богатых темноцветными минералами вмещающих пород. Существенно кварц-карбонатные, карбонатные метасоматиты образовались за счет известняков. В первично доломитовых породах кварц-карбонатные метасоматиты обогащены серпентином, иногда тальком. В породах, богатых кремнеземом — гранитоидах, кремнистых сланцах и других, метасоматиты чаще имеют существенно кварцевый состав с незначительным количеством хлорита и серицита. В тесной связи с различными метасоматитами проявляется сульфидная, гематитовая и золотая минерализация, а также многочисленные кварцевые и кварц-карбонатные жилы. Среди рудных минералов наиболее распространены арсенопирит, пирит и халькопирит. Последний чаще локализуется в связи с кварц-карбонат-актинолит-хлоритовыми метасоматитами, развитыми по скарнам. Гематит обычно связан с кварц-карбонатными и анкерит-доломитовыми метасоматитами.

Размещение различных метасоматитов и рудных скоплений контролируется межформационными, межпластовыми и секущими дизъюнктивными нарушениями. При этом вторичные доломиты, доломит-анкеритовые и кварц-карбонатные метасоматиты обычно распространены вдоль разломов на значительные расстояния. Соответственно они являются индикаторами скрытого на глубине оруденения. В пределах Тарорского рудного поля выделяется два месторождения — Тарор и Кштудак, а также несколько рудопроявлений.

Месторождение Тарор расположено в центральной части рудного поля. Оно приурочено к антиклинальной складке северо-западного простирания, ядро которой представлено массивными и слабо слоистыми известняками нижнего девона (фиг. 16). Юго-западное крыло этой антиклинали пересечено крутопадающим к юго-западу. Ведущим разломом, который представлен дроблеными и рассланцованными известняками, сланцами и тектонической глиной. В последней отмечаются складки волочения, указывающие на надвиговые перемещения по разлому. Северо-восточное крыло складки срезано Диагональным разломом, падающим к северо-востоку. По этому разлому прилегающая с северо-востока синклиналь надвинута на известняки, слагающие ядро антиклинали. Эта синклиналь сложена сланцами и песчаниками с редкими прослоями известняков среднего и верхнего девона. Песчано-сланцевая толща дисгармонично смята в сложную систему дополнительных складок северо-западного простирания, усложненных многочисленными мелкими складками волочения различной ориентировки и времени образования. Ранние из этих складок возникли в связи с проскальзыванием слоев к замкам дополнительных антиклиналей (фиг. 17, а). Поздние появились в связи с движениями блоков по секущим разрывам. Кроме того, сложно складчатый комплекс песчано-сланцевых отложений, слагающих синклиналь, смят в относительно крупные открытые складки с шарнирами, погружающимися к северо-востоку. Образование этих складок следует связывать со ступенчатыми смещениями блоков по разрывам субширотного и северо-восточного простираний.

К Диагональному разлому приурочен интрузив диоритового и кварц-диоритового состава жиллообразной формы. В юго-западном направлении от него в замковую часть антиклинальной складки, на разных горизонтах ответвляются пологие апофизы, образующие седловидные залежи, полого погружающиеся к юго-востоку, примерно параллельно шарниру антиклинали и среднему направлению шарниров мелких складок волочения и флексурных перегибов слоистости вмещающих пород.

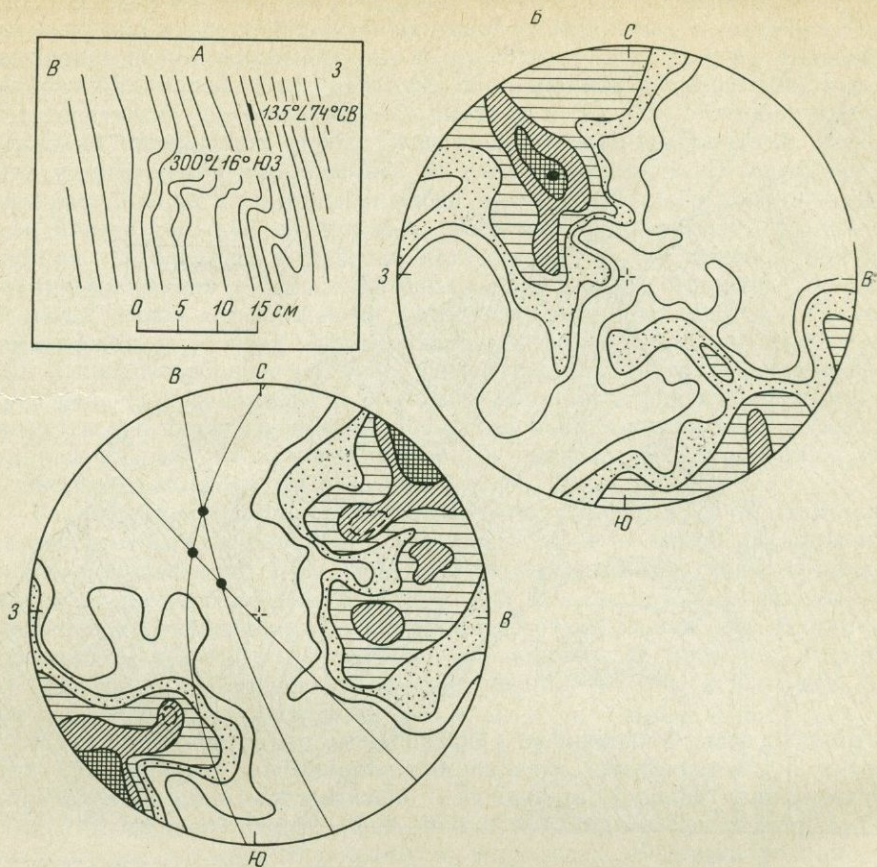
В известняках над кровлей седловидных интрузивных залежей расположены рудные залежи с арсенопирит-халькопиритовой и золотой



**Фиг. 16.** Схема геологического строения месторождения Тарор (вертикальный разрез). Составлена В. Ф. Чернышевым с использованием материалов Магианской экспедиции (Ю. А. Горноста́й, О. Г. Жукова, В. В. Подтележниковой и др.)

1 — слоистые известняки с прослоями кварцитов и сланцев ( $S_{1w_2}$ ), 2 — слоистые известняки с прослоями и линзами кремнистых сланцев ( $S_{1d}$ ), 3 — массивные и толстослоистые известняки ( $D_1$ ), 4 — глинистые сланцы, песчаники с прослоями известняков и кремнистых сланцев ( $D_{2+3}$ ), 5 — кварцевые диориты, 6 — тектонические разрывы, 7 — тектонические брекчи, глина трения и рассланцованные породы, 8 — рудовмещающие скарны, средне- и низкотемпературные метасоматиты; 9 — направление смещения по разрывам, 10 — Ведущий разлом, 11 — Диагональный разлом

минерализацией. Эти тела располагаются также многоярусно и устойчиво прослеживаются в направлении погружения шарниров главной складки и мелких дополнительных складок (см. фиг. 17). В лежащем боку рудных залежей выпуклые апикальные части интрузивных апофиз часто превращены в существенно кварцевые, кварц-серицитовые метасоматиты. Рудные залежи сложены скарнами и развившимися по ним кварц-карбонат-актинолит-хлоритовыми метасоматитами, часто с серпентином, сульфидами и золотом. Далее, вверх они сменяются кварц-карбонатными и затем карбонатными метасоматитами. Иногда в скарнах и метасоматитах слабо выражена полосчатая текстура, отражающая антиклинальное строение рудовмещающих участков. В оруденелых метасоматитах и скарнах широко распространены многочисленные секущие жилы обычно тонкие кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные с сульфидами и сульфидные прожилки различной ориентировки. Отмечаются также отдельные сплошные гнездообразные, жилообразные скопления и вкрап-



Фиг. 17. Особенности морфологии и ориентировки складок волочения на месторождении Тарор

А — складка волочения в сланцах, Б — диаграмма ориентировки шарниров складок и флексурных перегибов слоев в сланцево-песчанистых породах и слоистых известняках. Черный кружок показывает примерную ориентировку шарнира главной складки и длинной оси седловидного рудного тела, 145 замеров; В — диаграмма ориентировки слоистости вмещающих пород. Дугами большого круга показаны плоскости по ориентировке отвечающих крыльям дополнительных складок; черные кружки показывают примерную ориентировку шарниров этих складок, 121 замер; на обеих диаграммах изолинии 0,5—1,0—2,0—4,0—6,0%

ленность сульфидов. Кварцевые и кварц-карбонатные жилы имеют северо-западное, субширотное и северо-восточное простирания и падают круто либо под средними углами в различных направлениях. Иногда отмечаются и пологие жилки. Имеются также относительно поздние трещины, сопровождающиеся интенсивной карбонатизацией и серпентинизацией в зальбандах. Отдельные участки рудных тел интенсивно катаклазированы и брекчированы. В таких местах особенно широко проявлены серпентинизация и поздние карбонатные прожилки.

По оперяющим трещинам видно, что в период минерализации по нарушениям северо-восточного и субширотного направления происходило опускание юго-восточных блоков, со смещением в плане в различных направлениях. В более позднее время по этим нарушениям происходили подвижки, с которыми связаны катаклиз и дробление рудного материала.

Рудоконтролирующая Тарорская зона складок и разломов северо-западного простирания в южном фланге срезана крупным субширотным разломом альпийского возраста. По этому разлому блок, прилежащий к

нему с юга, сложенный палеозойскими породами, надвинут на север, на юрские осадки. Последние здесь лежат на размытой поверхности палеозойских известняков, слагающих ядра антиклиналей Тарорской зоны. Денудационная поверхность известняков, подстилающих юрские отложения, наклонена к югу под углом 30—45°.

Реставрация поверхности древнего доюрского пенеплена показывает, что в районе Тарорского рудного поля в связи с альпийским тектогенезом, она деформирована и имеет форму широкого свода субширотного простирания. Рудные тела месторождения Кштудак находятся на глубине 500—600 м ниже этой поверхности. Рудные тела северо-западной части месторождения Тарор, расположенные севернее и гипсометрически значительно выше Кштудака, залегают примерно на 1200 м ниже поверхности доюрского пенеплена.

Таким образом, эта часть месторождения Тарор в период формирования оруденения, видимо, находилась примерно на 600—700 м ниже рудных тел месторождения Кштудак. В какой-то степени этим можно объяснить относительно более значительную роль согласных нарушений в локализации оруденения на Тароре и большее развитие дорудного катаклаза и брекчирования на Кштудаке, а также слабое развитие на последнем высокотемпературных минеральных ассоциаций.

Изложенное также показывает, что альпийский тектогенез оказал ощутимое влияние на структуру Тарорского рудного поля, заметно изменив первоначальное положение отдельных его участков в пространстве.

### Особенности строения сурьмяно-ртутных месторождений Южной подзоны

Сурьмяно-ртутные, собственно сурьмяные, ртутные и ртутные золото-содержащие месторождения и рудопроявления Зеравшано-Гиссарской горной области размещаются в верхней части нижнего яруса геосинклинального структурного этажа. В соответствии с особенностями истории развития отдельных структурных блоков они могут быть разделены на два структурных типа, отличающихся друг от друга геологической позицией.

Тип I. Рудные поля и месторождения, приуроченные к пологим сводам горантиклиналей, осложненных брахискладками. Более значимые месторождения этого типа приурочены к брахикуполам, осложненным секущими нарушениями (Магианское рудное поле, месторождение Гурдара и др.). Почти все сурьмяно-ртутные рудопроявления Зеравшано-Гиссарской области принадлежат к этому типу, все они распространены в пределах Южной подзоны; по масштабу незначительны.

Тип II. Рудные поля и месторождения, расположены в горстантиклиналях сундучного типа, осложненных изоклиальной складчатостью, вблизи крупных разломов глубокого заложения.

Месторождения второго типа редки, но по масштабам превосходят месторождения первого типа; их распространение пока ограничивается районами, расположенными по окраинам Южной подзоны (Джиджикрут и Канчоч). Для всех этих месторождений характерна приуроченность к участкам интенсивного развития секущих разрывов и межформационных брекчий.

**Магианское рудное поле.** Магианское рудное поле (изучавшееся В. Р. Маргышевым, А. Б. Довжиковым, Н. С. Мудрогиной, Ю. Ф. Скаковым и др. включает ряд сурьмяно-ртутных месторождений и рудопроявлений, расположенных в высокогорной части отрогов северного склона Гиссарского хребта, в районе верховьев р. Магиан. Наиболее значительными из них являются: Турк-Парида, Иджем, Кара-Камар, Кавнок и Валанги-Дарос. Все эти месторождения размещаются в сводовой

части субширотной Магианской горстантиклинали (см. фиг. 9, б), ограниченной с запада крупным Иджамским разломом северо-восточного простирания, а с востока — глубоко врезанной долиной р. Дараи-Хурд, имеющей также северо-восточное простирание, поперечное к оси горстантиклинали. Они имеют одинаковый минеральный состав руд и сопровождающего оруденение околожильного гидротермального изменения; залегают в одних и тех же породах, в сходной структурной обстановке и имеют сходную историю формирования.

Магианская широтная горстантиклиналь в пределах рудного поля имеет отчетливо выраженное сундукообразное строение. Сводовая часть складки достигает ширины в 1,5—2 км. Северное крыло ее падает на север-северо-восток под углом 35—54° и ограничивается узкой субширотной межблоковой зоной грабенсинклинали дисгармонично складчатого строения. Южное крыло падает на юг под углами от 35 до 50° и ограничивается крупным субширотным разломом. Складка осложнена разрывными нарушениями. Наиболее крупные крутопадающие разломы пересекают ее в направлении с юго-запада на северо-восток. Два таких разлома — Турк-Паридинский взброс с падением на запад и параллельный ему, проходящий несколько западнее, и Встречный взброс выдвигают несколько вверх поперечный клинообразный блок свода на западном фланге рудного поля. На восточном фланге рудного поля также имеется два сближенных параллельных разлома северо-восточного простирания, объединяемых под названием Дарозского разлома. Часть горстантиклинали, заключенная между Турк-Паридинским и Дарозским разломами, образует крупный горстантиклинальный блок протяженностью по оси складки более 3 км. Он, в свою очередь, разбит нарушениями на более мелкие блоки. Наиболее часты и протяженны (до 2—3 км) субширотные или косые крутопадающие разрывные нарушения. Реже встречаются северо-западные разломы, обычно сопряженные с субширотными нарушениями. Вдоль некоторых субширотных нарушений наблюдаются небольшие вытянутые тела гранитов. Менее распространены нарушения северо-восточного простирания, их протяженность обычно не превосходит один километр.

Все отмеченные разрывные нарушения разбивают свод Магианской горстантиклинали, в меньшей степени ее крылья, на блоки, удлиненные соответственно направлению оси складки. Масштаб смещений по нарушениям сравнительно невелик, так что сундукообразное строение горстантиклинали в целом сохраняется.

Сурьяно-ртутные месторождения и рудопроявления располагаются в наиболее раздробленных участках свода и в непосредственной близости к крупным разломам, часто в зонах развития оперяющих их трещин.

Основание разреза пород, слагающих сундукообразную складку, представлено мощным (до 2 км) комплексом карбонатных осадков силура и девона ( $S_2Id$ ,  $S_2 - D_1$ ). Это преимущественно толстослоистые или монолитные известняки и доломиты. На карбонатном основании с угловым несогласием от 3 до 12°, наблюдаемом в участках с неосложненным тектоническим контактом, залегают толща терригенных пород девона — нижнего карбона ( $D_3 - C_1$ ), мощностью до нескольких сотен метров. Она сложена чередующимися пластами кремнистых, серицит-хлоритовых, хлоритовых, глинистых сланцев, песчаников с пропластками слоистых известняков. Толща терригенных пород слагает верхние части свода и крыльев складки. В своде складки она залегают в целом полого с наклоном от 3 до 15° в сторону крыльев. Однако в отдельных приразломных участках свода наклон пластов изменяется вплоть до обратного и достигает в отдельных случаях 22°, отражая наклон блоков по сместителям, секущим свод складки.

Весьма важным элементом строения складки является горизонт кремнистых брекчий, расположенный между карбонатным комплексом осно-

вания складки и терригенной толщей; он развит в ее пологой сводовой части и не распространяется в крылья. Этот горизонт не имеет сплошного распространения, отмечаются его перерывы протяженностью (в обнажениях склонов) до первых сотен метров, в пределах которых сланцы непосредственно налегают на известняки. Мощность горизонта брекчий крайне невыдержана и меняется от нуля до первых метров, участками она образует резкие раздувы, достигающие 28 м мощности. В отдельных обнажениях горизонт брекчий прослеживается непрерывно до 1,5—2 км. Нижний контакт брекчий с карбонатными породами резкий. Поверхность его неровная с выступами и впадинами; неровности этой поверхности, как правило, отвечают участкам резко меняющейся мощности брекчий, а также наличию сместителей, секущих карбонатные породы основания.

Верхняя граница брекчиевого горизонта обычно более сглажена. Сланцы налегают на раздувы брекчий, как правило, по тектоническому контакту с отчетливыми зеркалами скольжения и глиной трения; при этом видимое несогласие достигает местами 40—50° (по наблюдениям в карьерах месторождения Турк Париды). Неровности, выступы карбонатного основания брекчий и более сглаженная граница их кровли, а также тектонические несогласия залегания сланцев на карбонатных породах хорошо проявляются при картировании выхода горизонта брекчий как на Турк-Париде, так и на Валанги-Доросе. Сланцы в кровле горизонта брекчий, как правило, смяты в открытые пологие брахискладки. Обычно это небольшие брахикупола размером от нескольких метров до нескольких десятков метров по удлинению, осложняющие крылья более крупных куполов над блоками приподнятого основания. Часто, как, например, в месторождениях Валанги-Дорос и Турк-Парида эти дополнительные купола имеют асимметричную форму. Их крутые крылья наклонены в сторону оси крупного купола. Длинные оси куполов ориентированы в субширотном направлении. На крыльях мелких куполов отмечаются складочки волочения, указывающие на перемещение верхних слоев в сторону осевой части крупного купола.

В составе брекчий обломки сланцев диаметром от 0,5 см до 0,8 см тяготеют к сланцевой кровле. Наоборот, угловатые обломки известняков в сплошной массе окремненных брекчий, а местами почти неокремненные карбонатные брекчи, тяготеют к подошве брекчиевого горизонта, т. е. к подстилающим их карбонатным породам. Приведенные факты позволяют отнести горизонт брекчий к тектоническим образованиям, возникшим в процессе складчатых деформаций по контакту различных по физико-механическим свойствам пород карбонатной и терригенной толщ. При этом менее компетентные породы нижней части терригенной толщи сминались в брахискладки, основание которых «волочило» по неровной мелкоблоковой поверхности карбонатных пород.

Н. С. Мудрогина (1956) также считает взаимосвязанными и одновременно процессы формирования складок в основании терригенной толщи, развития брекчий на контакте сланцев и карбонатных пород, окремнение и окварцевание брекчий.

По данным этого автора, брекчированию подвергался горизонт тонкослоистых кремнистых яшмовидных пород, залегающих на известняках в основании песчаносланцевой терригенной толщи. Н. С. Мудрогина и Н. Н. Насыбулиным (1964) в кремнистых породах установлены многочисленные остатки радиолярий и спикулы губок. В отдельных участках эти породы имеют микробрекчиевое строение, обусловленное наличием беспорядочно расположенных остроугольных обломков. Последние также характеризуются тонкослоистым строением и содержат кремнистые скелеты радиолярий и спикулы губок.

Отмечается повторное дробление окварцованных микробрекчий, цементация их обломков и выполнение трещин кварцем и другими жильными минералами. В основании кремнистых пород (D<sub>2-3</sub>) располагают-

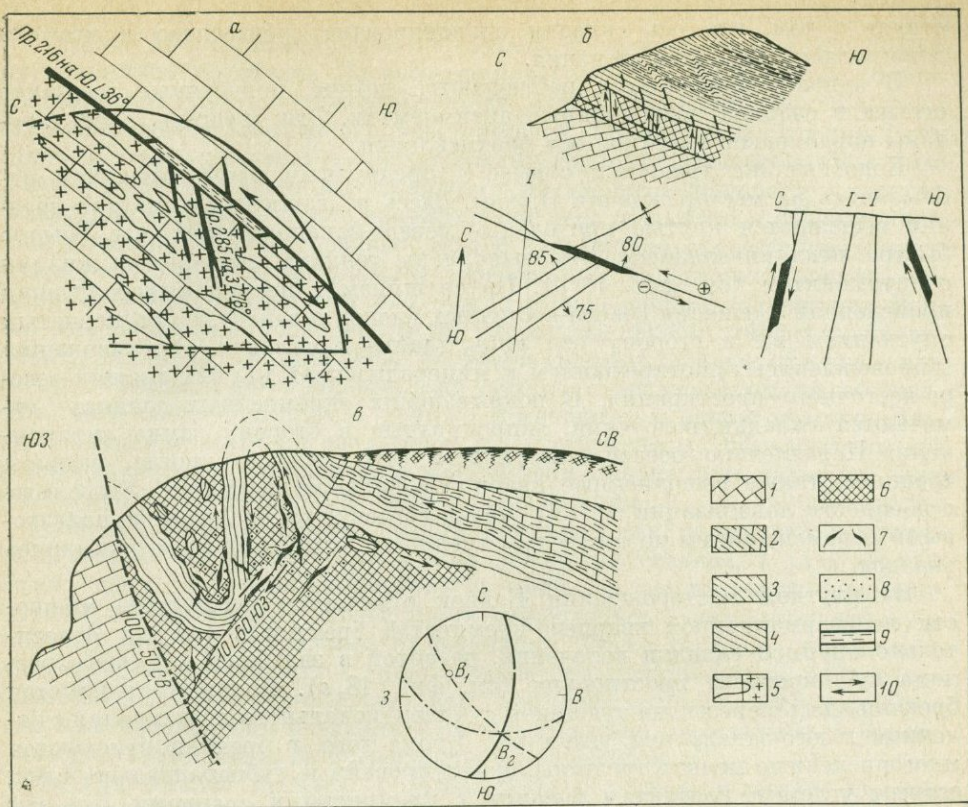
ся известняки лудловского, либо эйфельского или живетского ярусов. На отдельных участках на известняках под кремнистыми породами расположен горизонт, сложенный продуктами коры выветривания (Мудрогина, Насыбулин, 1964 и данные И. З. Корина). Это обстоятельство, а также изменчивая мощность и частое выпадение из разреза кремнистых пород, наличие в покрывающих их сланцах выклинивающихся невыдержанных прослоев карбонатных пород, грубозернистых песчаников и гравелитов показывает, что седиментация этой толщи сопровождалась неоднократными разнонаправленными восходящими и нисходящими перемещениями отдельных блоков. Эти перемещения вызвали коробление толщи, развитие складок в менее компетентных породах, возникновение согласных нарушений и частичное брекчирование пород.

В связи с этим авторам представляется, что формирование брекчий началось еще в период осадконакопления терригенной толщи. Оно, вероятно, связано с заложением и ступенчато-непрерывным развитием крупных широтных разрывов, определивших блокантиклинальное строение района. Горизонт брекчий формировался длительное время, но первое окремнение и окварцевание, приведшее к образованию темных, яшмовидных пород по микробрекчиям, произошло уже после того, как они оформились в качестве элемента межформационных разрывов. Окварцеванные микробрекчии обычно содержат сульфиды. Они представлены мелкими (0,03—0,05 мм) разобщенными зернами, редко собранными в небольшие скопления, пронизывающими всю массу породы. Помимо пирита в кремнистых и окварцованных микробрекчиях присутствуют арсенопирит и сфалерит, температура образования которых определяется в пределах 250—375°. Многими авторами (В. Э. Поярков, 1955; Н. С. Мудрогина, 1956 и др.) отмечалось, что кремнистые брекчии являются главным рудомещающим горизонтом. Однако оруденение в нем распространено повсеместно и неравномерно. В этом отношении интересны взаимоотношения рудоносных брекчий с разрывными нарушениями. Различаются следующие случаи:

1. Кровля кремнистых брекчий почти во всех месторождениях соприкасается со сланцами по тектоническому контакту. Нередко в дополнительных мелких куполах, осложняющих крупные брахискладки, с брекчиями тектонически соприкасаются расслоенные участки сланцев. В таких участках сланцы играли роль экранов, а складчатые разрывные приконтактные нарушения способствовали локализации руды.

2. В подошве брекчий, как правило, отмечаются блоковые выступы карбонатных пород. В таких участках на месторождениях Турк-Парида и Валанги-Дорос нарушения, ограничивающие подошву брекчий, в большинстве случаев подновлялись и сопровождалась развитием в кремнистых брекчиях штокверков рудоносных трещин.

3. Весьма существенное значение в локализации оруденения имели крупные секущие трещины субширотного простирания. Такие трещины обнаруживаются в районе развития брахискладок. Наблюдения в крутых бортах сая Магиан показывают, что крутые субширотные нарушения в карбонатной толще, подходя к горизонту брекчий, часто распадаются на сеть ветвящихся трещин. Продолжения этих разломов с трудом обнаруживаются в кроющих брекчии сланцах, претерпевших складчатость. В большинстве случаев в сланцах при подновлении секущих разломов возникают флексуры. Лишь местами эти разломы прослеживаются в толще сланцев, где обычно быстро затухают. Отметим, что на Валанги-Доросском месторождении (по сообщению Ю. Ф. Скакова) были установлены субширотные нарушения в виде зоны сближенных кулисообразно расположенных разрывов небольшой протяженности (300—500 м), в то время как вся зона имеет длину до 1200—1500 м. Зона ориентирована субширотной, т. е. параллельно осям главной и дополнительных складок, а секущие нарушения в ней имеют северо-восточное простирание.



Фиг. 18. Структурные условия локализации антимонит- и киноварьсодержащих жилков

Зарисовки обнажений на месторождениях: А — Валанги-Дарос, Б — Иджем (внизу дана схема движения смещений по минерализованным трещинам в плане и разрезе). В — Кавнок; 1 — известняки; 2 — известковистые сланцы, 3 — сланцы глинистые и кварц-хлорит-серицитовые, 4 — сланцы кремнистые, 5 — окварцованные известняки, 6 — кварцево-кремнистая брекчия, 7 — трещины с кварцем, антимонитом и киноварью, 8 — вкрапленность киновари, 9 — тектоническая глина с трещинами отрыва, выполненными кварцем и антимонитом, 10 — направление смещения по трещинам

4. Не менее существенно общее подновление старых и развитие новых систем мелких трещин в горизонте брекчий и прилегающих к ним сланцах кровли, что связано с предрудным и одновременным оруденению «дожиманием» мелких блоковых складок. Об этом свидетельствуют такие факты.

В карьере месторождения Валанги-Дарос наблюдается опущенная между двумя широтными сбросами дорудного заложения сводовая часть рудонесной брахискладки, сложенная сланцами с пропластками окремненного и слоистого известняка. В южном крыле этой складки, падающем на юг под углом  $36^\circ$ , имеется соскладчатое межслоевое нарушение с сопряженной короткой поперечной трещиной отрыва в прослое известняка. Эта трещина указывает на движение верхних слоев в сторону замка свода купола (фиг. 18, а). Она выполнена агрегатом зерен кварца и антимонита.

Такие же трещины отрыва были задокументированы в северном крыле брахискладки в сланцах, вскрытых карьером на Турк-Паридинском месторождении. Они заполнены агрегатом кварца и флюорита, а в кавернах содержат кристаллы валентинита. По положению этих трещин устанавливается движение верхних слоев на юг к замку складки. Это свидетель-

ствует о том, что ось складки ориентирована субширотно и что она дожималась в период оруденения.

В куполе брахискладки наблюдаются четкие, поперечные трещинки отрыва в сланцах, выполненные антимонитом. Эти трещины ориентированы параллельно короткой оси брахискладки.

Подобные же трещинки отрыва с предрудным приоткрыванием наблюдались на месторождении Иджам. Здесь в кварцево-кремнистой брекчии выделяются крутые продольные северо-западные трещины, обычно быстро выклинивающиеся. Они выполнены тонкими кварцевыми жилами с антимонитом (см. фиг. 18, б). По трещинам в период минерализации происходили смещения северо-восточных блоков к западу, со ступенчатым опусканием их в сторону оси синклинальной складки. Эти движения сопровождалось приоткрыванием и минерализацией крутых трещин северо-восточного простирания. В покрывающих окремненных сланцах отмечаются складки волочения, запрокинутые в сторону замка антиклинали. Параллельно осевой поверхности этих складок иногда развиты трещины, также выполненные кварц-сульфидными жилками. Указанные особенности локализации мелких жилок согласуются со сдвигово-надвиговыми перемещениями по согласным трещинам, отражающим «дожимание» складок.

На ртутном месторождении Кавнок отмечается увеличение мощности межформационной кварцево-кремнистой брекчии в участке относительно крупной складки волочения, развитой в зальбанде секущего разлома субширотного простирания (см. фиг. 18, в). Кварцево-кремнистая брекчия здесь пересечена трещиной субмеридионального простирания с падением к юго-западу под углом  $60^\circ$ . Кроме того, в брекчии отмечаются многочисленные мелкие трещины, ориентированные субпараллельно и под острым углом к контактам брекчии с кремнистыми сланцами. Все эти трещины вмещают карбонатные жилки с мелкокристаллической или порошковой киноварью. В зальбандах жилок кварцево-кремнистая брекчия несет тонкую вкрапленность киновари. По морфологии жилок устанавливается, что в период их образования по трещинам происходили надвиговые и сдвиго-надвиговые перемещения, согласующиеся с послойными соскладчатыми движениями.

Таким образом, устанавливается, что размещение оруденения в кварцевых брекчиях зависит от их тектонической проработки и положения в структуре каждого месторождения.

Можно полагать, что: а) заложение основной Магианской горстантиклинальной структуры относится к ранней фазе герцинской складчатости; б) оформление главной складчатой структуры горстантиклинория, возможно, связано с наиболее поздней фазой герцинской складчатости; в) с этой фазой связано также и окончательное оформление межформационных тектонических брекчий.

Месторождения Магианского рудного поля возникли в поздние стадии гидротермального процесса герцинского цикла, более полно проявленного на месторождениях Северной подзоны. Начало развития сурьмяно-ртутной минерализации на Магианском рудном поле отличается подновлением разрывов и смещением пластообразного горизонта кремнисто-кварцевых брекчий по крутым, преимущественно субширотным, нарушениям. Известняки в зоне нарушений ниже брекчий часто окварцованы и флюоритизированы. Кварц более крупнозернистый, чем в кремнисто-кварцевых брекчиях. В брекчиях, вдоль этих нарушений отмечается дробление или развитие сети трещин. Эти новые брекчии имеют кварцфлюоритовый цемент выполнения.

Н. С. Мудрогина отмечает, что под микроскопом в кварцево-флюоритовой брекчии наблюдается катаклазированный кварц с трещинами, залеченными флюоритом. Таким образом, первая безрудная стадия сопровождалась развитием флюоритовой минерализации.

Рудная минерализация четко отделена от флюоритовой проявлением тектонических подвижек. Из выделяемых (по Н. С. Мудрогиной) 16 морфологических типов сурьмяно-ртутных руд Магианского рудного поля 11 имеют форму жил, прожилков, просечек, штокверка и брекчий. Пять типов руд представлены изометрическими рудными выделениями в виде гнезд, густой и редкой вкрапленности антимонита, киновари и других сульфидов. Жильные тела в значительной мере относятся к образованиям типа выполнения. Гнездовидные тела и сульфидная вкрапленность представляют собой метасоматические образования. Характерно развитие метасоматического оруденения около жил и сульфидных прожилков. Рудная минерализация проявлена в две стадии. К первой относятся: буланжерит, антимонит и киноварь. Киноварь распространена отдельно или вместе с антимонитом. Буланжерит обычно с антимонитом не встречается, хотя скопления того и другого отмечаются в одном участке. Вторая стадия представлена реальгаром и аурипигментом. Эти минералы образуют прожилки с небольшим количеством кварца или кальцита. Они пересекают все другие проявления минерализации.

Как уже было отмечено, начало формирования рудоносной структуры относится ко времени отложения девонских осадков, а само оруденение, видимо, к позднегерцинскому времени. На сопредельном сурьмяно-ртутном месторождении Зархок нами наблюдались взаимоотношения рудоносных брекчий с юрскими отложениями. Здесь горизонт рудоносных брекчий образует открытую, субширотную брахиантиклиналь, в ядре которой залегают девонские известняки. Оруденение приурочено к дробленным, ороговикованным брекчиям. Оно представлено прожилками и вкрапленностью антимонита, киновари и других сульфидов.

На рудоносную брекчию с угловым несогласием налегают юрские отложения: в их основании имеются базальные конгломераты, с галькой рудоносной брекчий. В них еле различимы остатки вкрапленников и прожилков антимонита и реже киновари. Спектральный и химический анализы гальки юрского конгломерата с плохо различимыми остатками сульфидов, проведенные в лабораториях ИГЕМ АН СССР, показали наличие тысячных долей ртути и сурьмы и первых десятых и сотых долей процента меди, цинка и свинца. По-видимому, эти содержания обусловлены не только присутствием сульфидов в обломках рудоносных брекчий, но и наличием окислов металлов в цементе юрского конгломерата за счет выноса их из рудоносных брекчий, залегающих гипсометрически (по склону) выше. Соотношение юрских отложений с горизонтом рудоносных брекчий, отмеченное на месторождении Зархок, весьма сходно с соотношением аналогичных пород на Сохском перевале, описанном В. Э. Поярковым (1955). По данным В. П. Федорчука и П. Т. Шишкина (1969) подавляющее большинство ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии, в том числе развитых в Зеравшано-Гиссарской горной области, имеют абсолютный возраст в пределах 180—200 млн. лет.

Приведенные данные показывают, что формирование структуры и оруденения сурьмяно-ртутных месторождений этой области завершилось, видимо, в заключительный поздний этап герцинского тектогенеза.

**Гурдаринское рудное поле.** Гурдаринское рудное поле находится в Южной подзоне Зеравшано-Гиссарской горной области и располагается на водоразделе небольших левых притоков рек Шинг, Рашна-Паен и Гур-Дара. Это поле занимает отрезок сводовой части Нофинской горстатиклинали, имеющей северо-западное ( $320^\circ$ ) простирание. С запада рудное поле ограничено крупным Гур-Даринским разломом типа взброса с субмеридиональным ( $340^\circ$ ) простиранием и крутым падением на запад-юго-запад. Восточной его границей служит также крутой субмеридиональный разлом, по которому развилась глубоковрезанная долина р. Шинг.

В поперечном субмеридиональном разрезе Нофинская горстантиклиналь имеет сундукообразное строение (см. фиг. 9, *в*). Ядро складки образовано толстослоистыми известняками верхнего силура, нижнего девона ( $S_2ld$  и  $S_2 + D_1$ ). Верхняя часть складки — пологий свод сложен слоистыми терригенными породами верхнего девона — нижнего карбона ( $D_3—S_1$ ). Между толщей карбонатных пород и терригенными отложениями с небольшими перерывами распространены кремнистые породы типа брекчированных кремнистых сланцев, окремненных известняков и кремнистых брекчий. Мощность этих пород крайне невыдержана, раздувы сменяются пережимами и полным выклиниванием. Сланцы с прослоями известняков, залегающими в верхней части свода, отражают его пологое строение с небольшим прогибом в средней осевой части, осложненной секущим субширотным нарушением. Здесь падение сланцев достигает  $12^\circ$  с наклоном к оси свода. В участке перехода свода в крылья, т. е. в перегибах слоев терригенной толщи, отмечаются пологие брахискладки с более крутыми крыльями. Эти брахискладки в их основании сочленяются с горизонтом брекчий по неровной бугристой поверхности контакта. Сланцы над горизонтом окварцованных пород образуют более мелкие брахискладки, падение слоев в их крыльях несогласное относительно поверхности нижнего контакта.

Свод Нофинской горстантиклинали рассечен продольными северо-западными, реже поперечными северо-восточными нарушениями. Продольные крутопадающие нарушения обычно являются сбросами с вертикальной амплитудой смещения в пределах первых метров или десятков метров. Они обычно имеют простирание, соответствующее направлению осей брахискладок, часто параллельны их осевым поверхностям. Северо-восточные нарушения, как правило, безамплитудные. Крутопадающие разрывные нарушения пересекают и часто смещают известняки в ядре сундукообразной складки, а иногда и окварцованные брекчии. При переходе этих нарушений в сланцы в последних наблюдается подворот слоев. Выше разломы сменяются флексурами и, как правило, затухают. На участках перехода крутопадающих секущих нарушений в окварцованные породы последние образуют раздувы и брекчированы. Местами наблюдается смещение секущих нарушений послойными, развитыми по контактам с окварцованными породами. С зонами дробления и трещиноватости, сопровождающими крутопадающие нарушения, связаны окварцевание и кальцитизация известняков и кремнистых пород. Оруденение приурочено к горизонту окварцованных пород и межформационных брекчий. По составу и структуре руд, а также стадийности минерализации и изменению вмещающих пород Гурдаринское поле близко к Магианскому.

Особый интерес на Гурдаринском рудном поле представляют элементы строения сундукообразной складки. В ее юго-западном крыле, в тонкослоистых известняках распространены небольшие, асимметричные складки волочения (см. фиг. 10, *б, в*). Шарниры эти складок простираются в пределах от  $275^\circ$  до  $290^\circ$ , осевые поверхности наклонены круто на юг. Это свидетельствует о скольжении верхних слоев в сторону свода горстантиклинали. Такие же складки волочения, но с обратным падением осевых поверхностей с простиранием шарниров  $290—315^\circ$  наблюдаются на северо-восточном крыле горстантиклинали. Эти складки видны в обнажениях тонкослоистых известняков и сланцев в бортах оз. Гушор и сая Рашна-Поен (см. фиг. 10, *б, в*). В слоистых породах сводовой части горстантиклинали также наблюдаются элементы складчатой деформации. В толще подстилающих карбонатных пород основания складки они незаметны. В штольнях Гурдаринского месторождения, вскрывающих дополнительную брахискладку юго-западной части свода горстантиклинали, наблюдаются очень пологие складки с размахом крыльев  $35—40$  м. Эти складки осложняют купольную часть дополнительной брахискладки. В крыльях этих складок наблюдаются мелкие складки волочения, измеряемые де-

сятками сантиметров и менее. Шарниры этих складок ориентированы в северо-западном ( $310-320^\circ$ ) направлении и везде указывают на движение слоев к оси крупной брахискладки. На этом же месторождении в тонкослоистых кремнистых сланцах в складках волочения, развитых в юго-западном крыле брахискладки, наблюдаются будины известняка. Размер этих будин колеблется в пределах от 25 см до 1 м. Во всех случаях они почти изометричны, т. е. представляют собой утолщенные линзы. Известняк в будинах разбит сетью диагональных трещин, залеченных кварцем.

Указанные наблюдения свидетельствуют, что в сводовой части горстанклинали тонкослоистые сравнительно малокомпетентные породы сжимались в брахискладки, при этом происходили межпластовые срывы и проскальзывание их по контакту с более плотными известняками. Прослой более компетентных известняков в сланцах будинировались. Эти же наблюдения показывают, что после первого этапа складкообразования и после окварцевания межформационного горизонта брекчий в рудном поле вновь проявились тангенциальные напряжения. Синхронно с вертикальными подвижками по сколовым крутопадающим нарушениям эти напряжения вызвали «дожимание» складок внутри отдельных тектонических блоков.

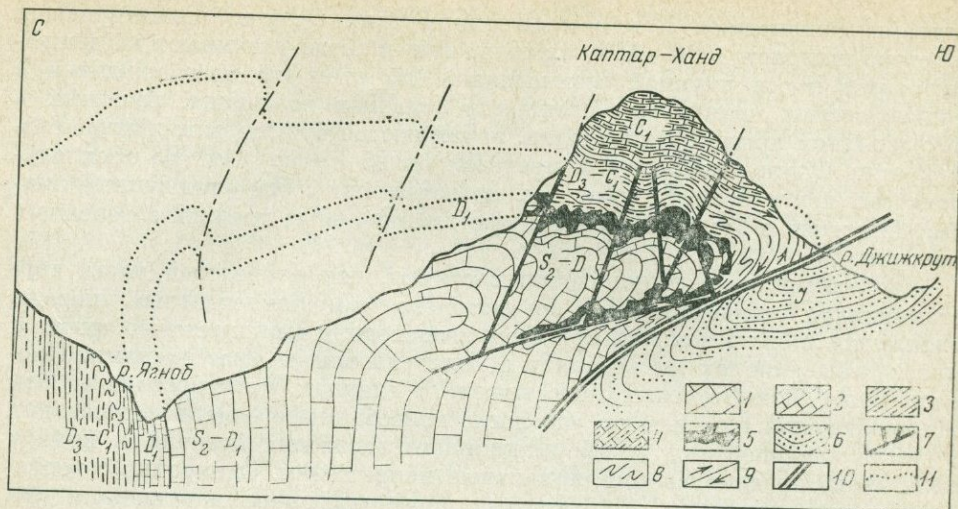
**Джижикрутское сурьмяно-ртутное рудное поле.** Джижикрутское рудное поле сурьмяно-ртутной минерализации находится в переходной области между Северной и Южной подзонами. Оно представляет особый интерес, так как по геологической позиции и строению несколько отличается от описанных сурьмяно-ртутных полей Южной подзоны. Вместе с тем по рудовмещающим породам, минеральному составу руд, стадийности минерализации и возрасту оруденения оно казалось бы аналогично месторождениям Магианского и Гур-Даринского рудных полей.

Джижикрутское сурьмяно-ртутное рудное поле расположено на северном склоне Гиссарского хребта, в высокогорном массиве вершины Каптар-Хана. Северная граница рудного поля определяется врезанной долиной р. Ягноб, текущей в широтном направлении. С запада и востока оно ограничено крупными субмеридиональными разломами, а по его южной границе проходит региональный взброс северо-восточного простирания, по которому комплекс палеозойских пород надвинут с севера на юг на юрские отложения.

Основанием стратиграфического разреза пород Джижикрутского рудного поля служит мощный комплекс монолитных доломитов и толсто-слоистых мраморизованных известняков лудлоу — нижнего девона. На них с угловым несогласием залегают слоистые породы терригенной толщи верхнего девона — нижнего карбона, верхи которой представлены слоистыми известняками виле.

Отмеченные породы относятся к среднему и верхнему подъярусам нижнего яруса геосинклинального этажа. Между карбонатным комплексом и терригенной толщей в зоне углового несогласия, осложненного складчатым нарушением, залегают горизонт окварцованных межформационных брекчий. Эти брекчии в основном сформированы за счет карбонатных пород. Брекчии отличаются крайне невыдержанной мощностью, резко меняющейся от десятков метров до первых десятков сантиметров и полного выклинивания. Брекчии являются основным рудовмещающим горизонтом. В зависимости от нарушенности, в связи с проявлением крутопадающих нарушений и интенсивностью минерализации, они могут быть безрудными, рудоносными или слабо рудоносными. По этим признакам Джижикрутское сурьмяно-ртутное поле сходно с сурьмяно-ртутными полями Южной подзоны.

Основное отличие Джижикрутского рудного поля от последних заключается в его геологическом строении. Геологическая позиция Джижикрутского рудного поля хорошо передается схематическим разрезом с



Фиг. 19. Схема строения месторождения Джижикрут. Составили И. З. Корин, В. Ф. Чернышев и К. А. Харкевич (с использованием материалов А. К. Суклета, А. А. Кашина и др.)

1 — известняки и доломиты толстослоистые ( $S_2 + D_1$ ), 2 — известняки слоистые ( $D_1$ ), 3 — сланцы с прослоями известняков ( $D_3 + C_1$ ), 4 — известняки слоистые ( $C_1$ ), 5 — кварцево-кремнистая брекчия межформационная, 6 — сланцы и песчаники ( $J$ ), 7 — разрывные нарушения, 8 — складки волочения, 9 — направление движения пластов, 10 — альпийский надвиг, 11 — контакты слоев в эродированной части складки

севера на юг (фиг. 19). На разрезе видно, что породы, слагающие рудное поле, смяты в крупную сундучную складку, южное крыло которой сильно запрокинуто с севера на юг. Ядро складки представлено породами карбонатного комплекса, а крылья — терригенной толщей. Общее простирание палеозойских пород субширотное ( $280^\circ$ ). На северном борту р. Ягноб обнажаются кварц-хлоритовые сланцы терригенной толщи ( $D_3 - C_1$ ), имеющие почти вертикальное падение. На южном борту известняки ( $S_2ld - D_1$ ) и выше по склону Каптар-Ханы сланцы ( $D_3 - C_1$ ) имеют северное, менее крутое падение при субширотном простирании. Далее, по северному и южному склонам горы Каптар-Хана отмечается слабонаклонное, почти горизонтальное залегание слоистых известняков ( $C_1^V$ ). На южном склоне они падают в сторону долины р. Джижикрут. В нижней части склона над известняками появляются сланцы терригенной толщи с крутым падением на юг. Представление об опрокинутом почти лежащем южном крыле сложилось в результате детального изучения пород на поверхности и в горных выработках.

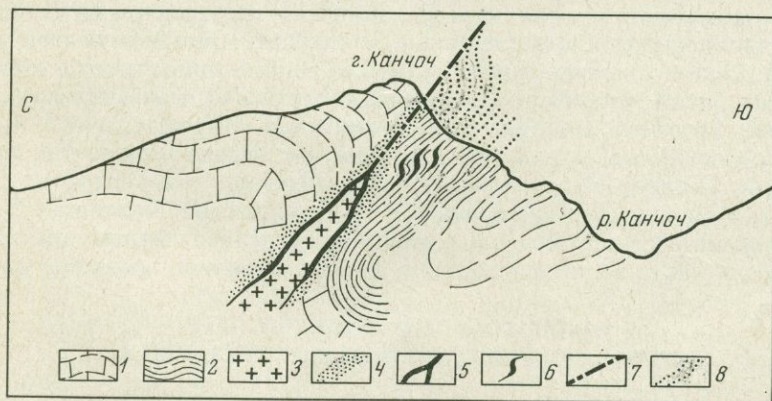
Центральная часть складки (ядро) построена на основании наблюдений и замеров в штольнях, а также буровых данных. Ядро складки сложено плотными доломитами и мраморизованными известняками, образующими (в разрезе) удлиненное тело, пологонаклонное к северу, где оно приобретает крутое падение. Замок складки и прилегающая ее часть всяческого бока облегают рудовмещающие брекчии, причем здесь они достигают обычно наибольшей мощности. В рудном поле скважинами в ряде мест подсечен горизонт брекчии и в лежащем боку южного крыла складки, где эти брекчии также рудоносны. Существенно, что в подвернутом крыле складки в выработках наблюдается «выклинивание» толстослоистых известняков и местами породы ядра ( $S_2ld$ ) налегают непосредственно на сланцы терригенной толщи. Здесь наблюдается развитие многочисленных плоскостей скольжения и рассланцевание сланцев. Складки волочения в сланцах около контакта с карбонатными породами всяческого бока и замка складки свидетельствуют о движении слоев в на-

правлении к последнему. Замеры складок волочения в зоне интенсивного рассланцевания сланцев в их непосредственном контакте с залегающими выше мраморизованными известняками ( $S_2ld$ ) указывают на общее движение ядра с севера на юг, что объясняет разрыв и растаскивание известняков ( $D_1$ ) в подвернутом крыле складки. Вся складка и особенно ее южная «лобовая» часть нарушена многочисленными крутопадающими разрывами. Наиболее крупными и распространенными нарушениями являются разломы субширотного простирания типа взбросов (например, Северный взброс), имеются также сдвиговые нарушения северо-восточного простирания (например, Шарнирный и Диагональный сбросы). Большинство этих нарушений дорудные и неоднократно подновлявшиеся. В участках сочленения этих нарушений с межформационными складчатыми зонами скольжения окварцованные рудоносные брекчии и приуроченные к ним рудные тела имеют наибольшую мощность.

**Канчочское рудное поле.** Канчочское ртутное золотосодержащее рудное поле размещается близ Главного Гиссарского разлома, ограничивающего территорию Южной подзоны с юга. Оно расположено на северном склоне Гиссарского хребта, в его приводораздельной части, на правобережье верховьев р. Канчоч. На этом рудном поле в разное время работали А. Б. Коровкина, Н. С. Мудрогина, А. К. Суклета, Г. К. Коротков и другие. Наши исследования касались выявления основной структуры рудного поля.

Район рудного поля сложен слоистыми известняками и терригенными отложениями предположительно среднекарбового возраста. Месторождение приурочено к крупному надвигу, развившемуся в опрокинутом крыле широкой сундукоподобной антиклинальной складки (фиг. 20).

Ядро складки представлено карбонатными породами; по разлому оно надвинуто на расположенную юго-западнее синклиналь, сложенную песчано-сланцевыми отложениями. Разлом имеет северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток ( $50-75^\circ$ ). Он контролирует локализацию жильобразного клиновидного по форме тела гранит-порфиров предположительно пермского возраста. Рудные тела приурочены к мощным зонам рассланцевания и брекчирования, развитым в экзоконтактах тела гранит-порфиров по разлому, унаследующему направление старого надвига. В зоне этих нарушений широко распространены милониты и брекчии по гранит-порфирам, известнякам и песчаникам. Брекчии известнякам имеют известняково-кальцитовый состав: в отдельных ме-



**Фиг. 20.** Схема строения месторождения Канчоч. Составлена с использованием материалов А. К. Суклета, Г. Е. Коротковой и др.

1 — известняки, 2 — песчано-сланцевая толща, 3 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры, 4 — тектонические брекчии, 5 — зоны приконтактового изменения (аргиллизации и окварцевания) пород, 6 — складки волочения, 7 — разрывные нарушения, 8 — контакты пластов эродированной части складки

стах они перекристаллизованы и обогащены слюдой. Приконтактовые брекчии в участках, прилегающих к известнякам, вмещающим гранит-порфиры, аргиллитизированы с образованием диккита. Ближе к гранит-порфирам залегают, как правило, окремненные брекчии гранит-порфира. В зоне контакта гранит-порфира с терригенными породами брекчии на всю мощность имеют кремнисто-кварцевый состав. Они являются главной рудовмещающей породой сульфидного оруденения.

По сообщению А. К. Суклета рудная минерализация развивалась на Канчочском рудном поле в несколько стадий, которые устанавливаются прямыми пересечениями прожилков, минеральный состав которых меняется в такой последовательности: окварцевание (и, возможно, гранатизация), образование сульфидов — пирита, сфалерита, вероятно, также выделение золота, аргиллитизация, выделение антимонита, киновари и реальгара. Заключают процесс минерализации прожилки безрудного карбоната.

Проведенные нами структурные исследования позволили выявить в ранее считавшихся бесструктурными терригенных отложениях полосчатое строение — слоистость и определить направление смещения пород по редким складочкам волочения и ориентировке трещин отрыва. Эти данные послужили основанием для представления о приуроченности месторождения Канчоч к сопряженному со складчатостью надвигом, развившемуся в лежащем опрокинутом к юго-западу крыле складки.

---

## СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ С РАЗЛИЧНОЙ ИСТОРИЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

---

В обобщающих работах И. С. Рожкова, Г. П. Воларовича, Н. В. Петровской, С. Д. Шера, Н. А. Фогельман и других исследователей показано, что золоторудные месторождения формируются в весьма разнообразных геологических условиях. В зависимости от геологической позиции месторождения находятся вещественный состав руд, морфология рудных тел и структура месторождений.

Прямая зависимость структурных условий формирования золоторудных месторождений от общего геотектонического развития того или иного района отчетливо выступает при сравнительной характеристике структурных факторов локализации оруденения в золоторудных районах с различной историей развития. Такое сравнение выполнено нами на основе обобщения имеющихся материалов и специальных исследований по золоторудным районам, относящимся к разновозрастным геосинклинальным зонам и областям тектоно-магматической активизации. Степень изученности описываемых районов неодинакова. Не в одинаковой мере они исследовались и автором. Относительно более детальные исследования выполнены нами на золоторудных полях Северного Казахстана, Карамазара, Балейского и Центрально-Алданского районов. На Мурунтауском рудном поле и золоторудных районах Трансильвании (СРР) собраны только отдельные данные во время посещения этих районов; основная их характеристика выполнена на основе опубликованных материалов. Для более полного учета разнообразия геологических условий формирования золотого оруденения изучены литературные материалы по району Блэк Хилс (США).

В связи со сказанным проведенный анализ не претендует на полное и равноценное освещение всех затрагиваемых вопросов. Предпринята попытка проследить главным образом связь структурных особенностей месторождений с условиями их залегания, с нахождением в том или ином структурном этаже и ярусе, отражающих в общем виде историю геологического развития рудоносных территорий. Автор пользуется случаем, чтобы выразить искреннюю благодарность геологам различных организаций и комбинатов Каззолото, Узбекзолото, Балейзолото, Алданзолото, геологических экспедиций — Балейской, Восточно-Кураминской, Алтын-Топканской, Кызылкумской, Зеравшанской, Тимптоно-Учурской и других. Мы признательны румынским коллегам, способствовавшим достаточно полному ознакомлению с месторождениями Трансильвании.

### ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

#### Мурунтауский золоторудный район

Геология и металлогения района изучены весьма детально и освещены в работах В. Г. Гарьковца, Ю. А. Лихачева, Л. З. Палея, И. Х. Хамрабаева, К. К. Пяткова и других исследователей. Мурунтауское рудное поле описано А. Т. Бендиком, Г. В. Касавченко, А. А. Кустарниковой, Х. Р. Рахматуллаевым, С. Д. Шером и другими авторами.

В Мурунтауском районе отчетливо различаются образования двух структурных этажей — геосинклинального и платформенного. Геосинклинальный этаж представлен двумя структурными ярусами. Нижний ярус сложен мощной толщей кварцитов, слюдистых, углисто-слюдистых сланцев, алевролитов, филлитов, песчаников. Ранними исследователями района эта толща подразделяется (снизу вверх) на зимбылтаускую, мурунтаускую и бесапанскую. Выделение свит основывается на их литологическом различии и неодинаковой степени метаморфизма. В целом метаморфические преобразования могут быть отнесены к биотитовой ступени; более значительно метаморфизованы породы нижней свиты.

Возраст описываемых пород большинством исследователей принимается нижнесилурийский; ряд авторов полагает, что возраст пород более древний, возможно даже докембрийский.

Для нижнего яруса характерны крупные открытые складки субширотного простирания, мелкая складчатость и разнообразные разрывные нарушения. Углы падения пластов на крыльях складок достигают  $60-70^\circ$ ; нередко фиксируются ундуляция осей складок под углами до  $30^\circ$ , изгибы их в плане. Крупные разрывные нарушения очевидно имеют глубокое заложение. Они проходят параллельно общему простиранию складок, либо пересекают их под острым углом и имеют крутое падение. Широко распространены также секущие и согласные разрывные нарушения более высоких порядков, как соскладчатые, так и наложенные. Породы нижнего яруса прорываются дайками кислого состава. Крупных интрузивов в пределах района не известно; наличие их на глубине предполагается по геофизическим данным.

Образования верхнего яруса включают осадочные и вулканогенные породы от верхнего силура до верхов карбона. Они залегают на породах осадочно-метаморфической толщи с угловым и стратиграфическим несогласием. Низы яруса представлены андезитами, базальтами, порфиритами, которые вверх по разрезу сменяются известняками и доломитами с подчиненными песчано-сланцевыми отложениями. Эти породы дислоцированы слабее, чем подстилающие толщи. Углы наклона пластов здесь обычно изменяются в пределах  $40-60^\circ$ , строение складок более простое; мелкая складчатость не характерна. Простирание складок субширотное, северо-западное и субмеридиональное; те же направления имеют и крупные разрывные нарушения.

В образованиях верхнего яруса геосинклинального этажа имеются верхнепалеозойские интрузивы гранитоидов, габброидов и дайковые тела.

Золотое оруденение в Мурунтауском районе локализовано в породах нижнего яруса геосинклинального структурного этажа и представлено кварцевыми малосульфидными рудами.

Большинством исследователей формирования этих руд связывается с двумя металлогеническими циклами — каледонским (золото-кварцевые ассоциации) и герцинским (золото-сульфидные ассоциации) (Бендик и др., 1969). Основное значение придается постмагматическим процессам, завершающим герцинский геосинклинальный цикл развития района.

О появлении ранней догерцинской золото-кварцевой минерализации свидетельствуют факты нахождения золотосодержащего кварца в нижнедевонских гравелитах, а также данные о пересечении нижнепермскими дайками кварцевых золотоносных тел. Вместе с тем исследователями Мурунтауского рудного поля убедительно показано развитие молодой кварц-сульфидной минерализации, с золотом более поздним по отношению к дайкам. Соотношения разновозрастной минерализации мурунтауских руд до конца неясны.

По данным Н. П. Нестеровой, Г. М. Чеботарева (1969) и других исследователей рудные тела месторождения Мурунтау формировались стадийно. С начальными стадиями процесса минерализации связывается микроклинизация, биотитизация вмещающих пород, а также последую-

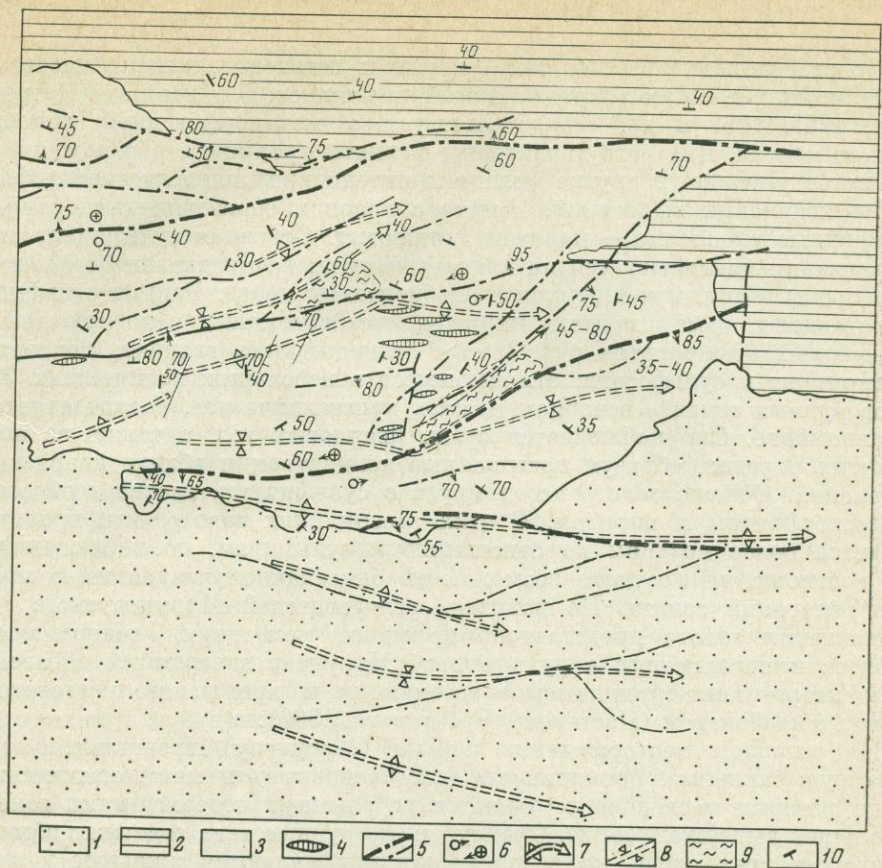
щее образование кварцевых тел — крупных согласных и менее мощных секущих жил, а также многочисленных прожилков. Ряд данных (Петровская, 1965, 1967 и др.) свидетельствует о метаморфогенной природе раннего кварца. Для него характерны сложные границы зерен, мозаично-волнистое угасание и другие признаки интенсивной пластической деформации кварцевых выделений. Вместе с кварцем образовывались ранние сульфидные скопления — марказит, пирротин. Основная сульфидная минерализация накладывается на кварцевые тела; ее проявление относится ко второму этапу, начавшемуся с альбитизации пород. Ранние сульфиды представлены арсенопиритом, пиритом, составляющими основную массу сульфидных компонентов руд. Позже откладывались галенит, сфалерит, халькопирит и сульфосоли, отмечающиеся в небольших количествах. Золотом рудных телах в основном мелкое, кристаллическое, распределяется неравномерно. Оно наблюдается среди кварцевых тел, а также во вмещающих породах, образуя повышенные концентрации вблизи кварцевых выделений. Обычно золото ассоциирует с сульфидами, главным образом с арсенопиритом и пиритом. В этих ассоциациях золото, как правило, является более поздним по отношению к сульфидам, но наблюдающиеся соотношения не дают возможность однозначно установить количество генераций золота. По данным исследователей Мурунтауского месторождения золото представлено не менее чем двумя генерациями. Процесс минерализации в рудном поле Мурунтау завершился образованием кварц-пирит-турмалиновой ассоциации и прожилков шестоватого кварца с карбонатом (Нестерова, Чеботарева, 1969).

На основном месторождении района (Мурунтау) представлено три типа руд: жильные, прожилковые (штокверковые) и метасоматические, среди которых последние отличаются небольшими содержаниями золота и большей выдержанностью. Оконтуренные рудные тела содержат обычно руды всех трех типов, но основными в них являются жильные и прожилковые.

Характерна избирательная приуроченность оруденения к нижней бесапанской свите, весьма неоднородной по сложению и содержащей значительное количество углисто-слюдястых сланцев. Этой толще свойственно частое переслаивание сланцев, алевролитов, песчаников, что в целом показывает ее большую пластичность по сравнению с вышележающей и в меньшей степени с подстилающей мурунтауской свитам.

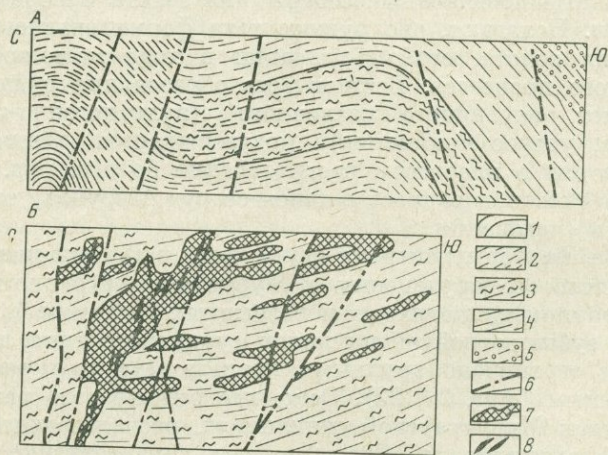
С наличием органического материала рядом исследователей связываются аномальные повышенные содержания золота в породах рудовмещающей толщи. Полагают, что рудные тела формировались за счет перераспределения золота, его мобилизации в ходе метаморфического и гидротермального процессов. Возможность образования рудных концентраций за счет первичного осадочного (вулканогенно-осадочного — Ю. Н. Петров, устное сообщение) подтверждается данными указанного исследователя о пластовом распределении бедных руд. Однако для окончательного решения вопроса о генезисе руд Мурунтау требуются дополнительные исследования.

**Структурные факторы контроля оруденения в рудном поле Мурунтау.** Локализация золотого оруденения в Мурунтауском рудном поле определялась сочетанием пликативных и разрывных дислокаций. Рудное поле приурочено к субширотной антиклинали сундучного типа, к участку ее погружения, и ограничено крупными продольными разломами — Структурным и Южным (фиг. 21, 22). Основные рудные тела размещаются в целом в пределах Мурунтауской синклинали, располагающейся в осевой части главной антиклинали. Здесь породы характеризуются пологонаклонным, нередко субгоризонтальным залеганием, на фоне которого резко выделяются зоны мелкой осложняющей складчатости, согласные и секущие нарушения.



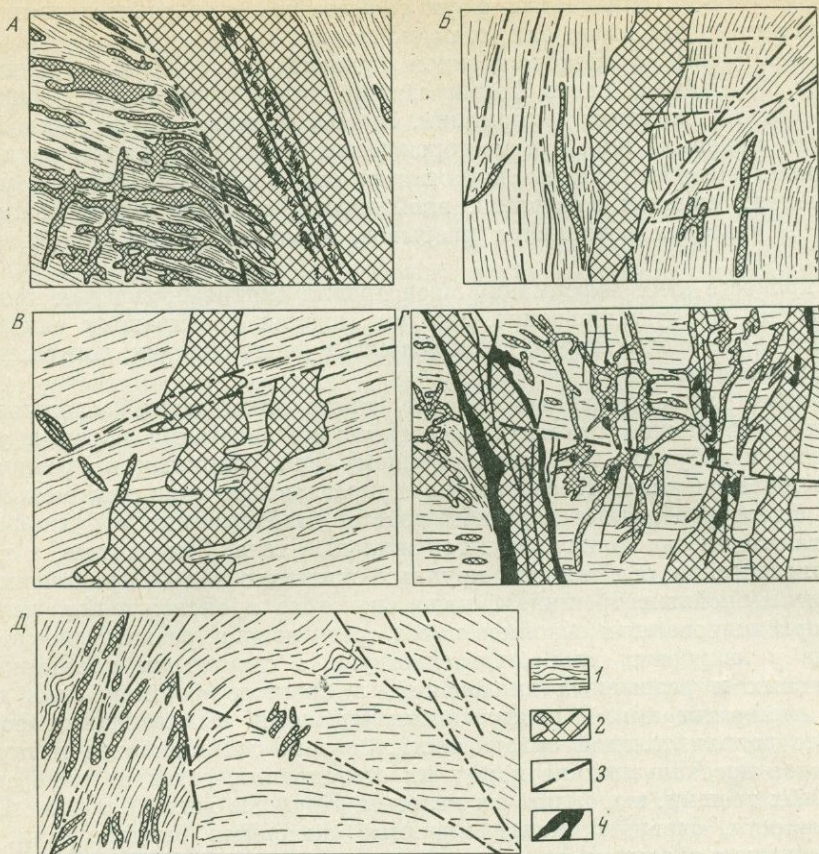
Фиг. 21. Схема геологического строения Мурунтауского рудного поля (по А. Т. Бендику и др.)

1 — красноцветные отложения (Сг — Рг) платформенного этажа; 2 — карбонатные породы (D<sub>1</sub> — С<sub>2</sub>) верхнего яруса геосинклинального этажа; 3 — песчано-сланцевые отложения нижнего яруса геосинклинального этажа, 4 — основные кварц-золоторудные тела («стержневые жилы»), 5 — разрывные нарушения, 6 — приподнятые (кружочек с точкой) и опущенные (кружочек с крестиком) блоки, 7 — направление осей синклинальных складок, 8 — направление осей антиклинальных складок, 9 — зоны интенсивной мелкой складчатости, 10 — элементы залегания пород



Фиг. 22. Характер залегания рудовмещающей толщи (А) и строения рудных тел месторождения Мурунтау (В). Разрезы по данным А. Т. Бендика и др.

1 — преимущественно слюдястые сланцы, 2 — преимущественно кварц-сланцевые сланцы, средний горизонт, 3 — песчаники и сланцы, основной рудоносный горизонт, 4 — алевриты, филлиговидные сланцы, песчаники, 5 — песчаники, алевриты, 6 — разломы и трещины, 7 — рудные тела, 8 — стержневые кварцевые жилы



Фиг. 23. Особенности залегания и строения кварц-золоторудных жил (зарисовки стенок подземных выработок, А и Г — по Д. А. Дорфееву)

1 — песчано-сланцевые породы, 2 — кварц-золоторудные жилы и прожилки, 3 — разрывные нарушения — трещины, 4 — пирит-арсенопиритовые жилы и прожилки

Среди мелких складок представлены брахиформные складки с размахом крыльев в десятки и сотни метров и пологим падением крыльев, а также узкие, нередко сложные складки с падением пластов до  $70^\circ$  и более. Брахиформные складки ориентированы согласно с общей складчатой структурой, а иногда занимают поперечное направление.

Узкие мелкие складки весьма разнообразны. Среди них представлены симметричные, асимметричные, иногда запрокинутые синклинальные и антиклинальные складки, а также складки приразломного типа или флексурные изгибы пластов. Эти складки фиксируются главным образом в линейновытянутых зонах, согласных с простиранием главных складок. В целом линейные зоны мелкой складчатости образуют полосу субмеридионального направления, опирающуюся на изгиб Южного разлома.

В этой полосе размещается основная масса золотого оруденения месторождения Мурунтау. В ее пределах главные жильные тела (стержневые жилы) приурочиваются к указанным линейным зонам складчатости субширотного направления. Крупные жилы размещаются кулисообразно (как по простиранию, так и по падению зон) и приурочиваются главным образом к осевым зонам мелких складок (фиг. 23, а). Образование жил связывается с выполнением трещин отрыва, развивающихся в этих участках и метасоматическим замещением околотрещинных пород (Бендик и др., 1969). При этом формирование самих рудо-

контролирующих складчатых форм связывается с тектоническими перемещениями по разрывам, при их подновлении.

Ознакомление с месторождением привело нас с Л. И. Лукиным к выводу об обратной связи формирования жил и мелкой складчатости и о проявлении сложных деформаций, способствующих образованию крупных (стержневых) жил. На месторождении безусловно проявлена и приразломная складчатость, но выражается она преимущественно в развитии мелких складок волочения, плейчатости, сложной гофрированности пород в участках сочленения разрывов, вдоль из зальбандов и т. д. (фиг. 23, б).

В процессе этих деформаций происходило смятие послойных прожилков кварца, их будинирование. Мелкие складки развиваются как среди спокойно залегающих пород, так и усложняя узкие складки, контролирующие жильные тела.

Помимо этих признаков неодновременного проявления осложняющей складчатости можно отметить несоответствие залегания пород в узких складках изгибу пластов, происходящему при типичных приразломных складкообразованиях. К собственно приразломным складкам можно отнести флексуобразные перегибы пластов, наблюдаемые в рудной зоне. Ими также иногда контролируются жильные тела. Эти данные, а также морфологические особенности крупных жильных тел — ограничение их по прямолинейным трещинам, явно сколового происхождения, наличие разноориентированных обломков пород среди кварца, развитие послойных апофиз у кварцевых жил свидетельствуют о совместном проявлении и складчатых и разрывных дислокаций, в процессе формирования кварцевой минерализации. С сжимающими усилиями, вызывающими формирование дополнительной складчатости, связано межпластовое и внутрипластовое проскальзывание пород, их отслаивание, развитие поперечных отрывных трещин, выполняемых кварцем. Крупные жилы в зонах мелкой складчатости, очевидно, контролируются сколовыми нарушениями, развивающимися в замках складок. Характерно, что прожилковая минерализация в различных породах проявляется неодинаково. В сланцах — это преимущественно послойные прожилки, в алевролитах, песчаниках, т. е. менее пластичных породах — сложносочетающиеся крутопадающие прожилки, в основной своей части не выходящие за пределы пластов указанных пород. Комбинации прожилковой минерализации с жильными телами и создают золоторудные тела.

Продуктивность этих тел определяется главным образом наложением арсенопирит-пиритовой и более поздней минерализации, происшедшей на фоне экстенсивных разрывных дислокаций. Сульфидные жилы в основном приурочиваются к крутопадающим субширотным разрывам. По ним фиксируются сбросовые и сбросо-сдвиговые малоамплитудные смещения. Помимо субширотных нарушений на месторождении распространены трещины субмеридионального и северо-восточного простирания. Они представлены, как правило, тонкими тектоническими швами и не сопровождаются зонами дробления. Эти нарушения относятся главным образом к взбросо-сдвигам (Бендик и др., 1969). Значительных нарушений на месторождении, за исключением ограничивающих разломов, не выявлено. Распределение сульфидной наложенной минерализации осуществляется мелкими разрывами и тонкой трещиноватостью в кварцевых телах — локализаторов продуктивной минерализации. Согласные жилы и прожилки, очевидно, дробились в меньшей степени, в связи с разрядкой напряжений в основном за счет межпластового проскальзывания пород. Золото с сульфидами размещается на контактах этих жил, среди вмещающих пород. В целом участки согласных прожилков характеризуются значительно меньшими содержаниями золота, но прослеживаются на значительные расстояния, иногда соединяя жильные тела различных рудных зон.

Очевидно, зоны мелкой складчатости отличались повышенной проницаемостью, усиливающейся при раннем гидротермальном изменении пород (данные СНИИГМС, ЦНИГРИ). Четкая связь размещения зон мелкой складчатости — рудоносных зон с изгибом Южного разлома, указывает на связь этих рудоконтролирующих элементов структуры.

Таким образом, в локализации руд Мурунтау сыграли важную роль как пликативные, так и разрывные деформации. Комбинированный тип структуры месторождения определяется унаследованием и усложнением структуры, свойственной нижнему ярусу геосинклинального структурного этажа. Рудные тела формировались на фоне развития дополнительной складчатости и сопряженных с ней разрывных нарушений. Определенно проявляется избирательная приуроченность оруденения к благоприятной толще пород, а в ее пределах влияние частных особенностей литологического состава на распределение минерализации и ее интенсивность.

### СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ ОБЛАСТЬ

Геология Северо-Казахстанской золоторудной области и ее месторождений детально охарактеризована в работах Ю. А. Билибина, Н. А. Фогельман, Г. А. Шавкина, В. А. Богданова, В. С. Коптева-Дворникова и других исследователей.

В пределах области развиты образования трех структурных этажей. Нижний структурный этаж (фундамент) представлен докембрийскими кристаллическими породами. Они выходят на поверхность в крупных поднятиях — антиклинориях: Кокчетавском, Шатском и Ерементауском, которые ограничивают рассматриваемую область с северо-запада — северо-востока и юго-востока. Относительно менее крупный субмеридиональный Ишкельомесский антиклинорий разделяет ее территорию на две части, представленные крупными синклинориями: Степнянским (западная часть) и Селетинским (восточная часть). Оба эти синклинория сложены вулканогенными, терригенными и интрузивными образованиями геосинклинального структурного этажа. В геосинклинальном этаже отчетливо выделяются три структурных яруса — нижний, средний и верхний. Нижний ярус представлен синийско-кембрийскими метаморфизованными вулканогенными и терригенными отложениями (яшмо-кварцитами, кератофирами, алевролитами, сланцами и т. д.). Эти образования слагают крылья Ерементауского и Ишкельомесского антиклинориев и, очевидно, нижнюю часть разреза синклинориев. В основном же синклинории сложены образованиями среднего структурного яруса. В него входят вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы ордовика. Это в значительной степени метаморфизованные порфириды, их туфы, туфогенные и полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы, известняки<sup>1</sup>. Они смяты в линейные, нередко сложные изоклинальные, опрокинутые складки, главным образом субмеридионального — северо-восточного простирания и прорваны интрузиями гранитоидов. Среди последних выделяются породы трех интрузивных комплексов — крыкудукского, степнякского и боровского. Как показывают недавние исследования, два первых имеют один возраст и могут быть объединены в один комплекс, а боровский комплекс также является силурийским, но относительно более молодым (Хорошилов и др., 1969). Размещение интрузивов, очевидно, определялось особенностями проявления основной и дополнительной фаз тектогенеза (Коптев-Дворников и др., 1969), в процессе которых формиро-

<sup>1</sup> Проявления наземного и подводного вулканизма сопровождалось формированием субвулканических интрузивов преимущественно основного состава.

вались структуры среднего геосинклинального структурного яруса и усложнялись структуры более древних образований. Крупные массивы крыккудукского типа приурочены к крупным межформационным тектоническим зонам; более мелкие интрузивы степняцкого типа — к зонам долговживущих тектонических нарушений, которые наиболее сильно проявились в конечные периоды становления среднего яруса. Они выражены крупными разрывными нарушениями и зонами интенсивного проявления дополнительной складчатости. Интрузии боровского комплекса в районе, очевидно, имеют небольшое развитие. Преимущественно разрывными нарушениями контролируется размещение дайковых тел, прорывающих интрузивы как крыккудукского, так и степняцкого типа и имеющих верхнесилурийский и девонский возраст. Структурные формы среднего яруса в основном характеризуются субмеридиональной — северо-восточной ориентировкой.

Верхний ярус геосинклинального этажа сложен эффузивами основного состава и терригенными породами нижнего-среднего девона, залегающими в отдельных мульдах, грабенах. Для них характерны пологие складки, ориентированные в основном в северо-западном направлении. В районе отмечаются и проявления позднего девонского магматизма (Абдулкабиров, 1969; Хорошилов и др., 1969). Образования верхнего структурного этажа характеризуют платформенный период развития области. В верхнем девоне — карбоне, а за ее пределами и позже (Р—Т), отлагались карбонатные и красноцветные терригенные осадки, в том числе угленосные. Они выполняют изолированные мульды в основном северо-западного простирания. Эти породы не претерпели значительного динамометаморфизма. В триасовый период происходили излияния покровных базальтов.

В пределах области представлены золоторудные месторождения различных типов:

- 1) кварцевые и сульфидно-кварцевые жильные — Степняк, Аксу, Бестюбе, Жолымбет, Жан-Тюбе, Байлюсты и другие;
- 2) сульфидно-кварцевые с прожилково-метасоматическими телами — Кварцитовые горы (Аксу), Жолымбет и другие;
- 3) зоны березитизации-окварцевания с вкрапленной сульфидной, а на ряде месторождений — с кварц-баритовой минерализацией.

Кроме того, в районе известно золотое оруденение, палочное на скарново-халькопиритовые рудные тела (Ишкельмес).

Основное значение имеют месторождения первых двух типов, пространственно связанные с интрузивами степняцкого типа и дайками. Большинство исследователей внедрение интрузивов степняцкого типа относится к концу второй фазы основного периода складкообразования, а, следовательно, и связанное с ними золотое оруденение относится к силурийскому времени. Некоторые же авторы образование основных золоторудных месторождений Северного Казахстана связывают с орогенным этапом развития района (Абдулкабиров, 1969). Однако пространственная связь основной рудной минерализации с интрузивами и дайками диоритового состава, возраст которых определяется соответственно как силурийский и послеверхнесилурийский — доверхнесреднедевонский (Хорошилов и др., 1969), свидетельствуют об образовании месторождений в завершающие стадии формирования среднего яруса геосинклинального этажа. При этом устанавливается внутриминерализационный характер части даек диоритовых порфиритов.

Общая схема процесса минерализации, проявившегося в золоторудных полях характеризуемой области, по данным геологов МГУ (Коптев-Дворников и др., 1969) с учетом новых наблюдений, представляется в следующем виде: 1) скарнообразование; 2) пропилитизация, — дайки диоритов и, возможно, других пород; 3) березитизация — альбитизация; 4) шеелит-кварцевая стадия; 5) пирит-кварцевая стадия

(с золотом I), — дайки диоритового состава; 6) стадия формирования сульфидов мышьяка, меди, свинца, цинка, серебра и теллуридов с золотом II; 7) кварц-хлорит-карбонатная послерудная стадия.

Эта схема только в первом приближении отражает сложный процесс гидротермального минералообразования, который, по-видимому, был длительным и несинхронным в разных частях области. Примечательно, что золото основной (второй) продуктивной ассоциации на разных месторождениях отличается по цвету (пробности), размером выделений, большей или меньшей связью с различными сульфидами и т. д. Это может быть обусловлено как особенностями геологической позиции и строения разных месторождений, так и спецификой локальных рудоносных источников, с которыми связаны определенные рудные поля.

В рудном поле Аксу, как известно, развиты сульфидно-кварцевые прожилково-метасоматические и жильные руды. В составе прожилково-метасоматических руд основное значение имеют пирит, арсенопирит, кварц, местами антимонит; ими сложены крупные линзовидные тела среди интенсивно деформированных силурийских отложений. Золото в этих телах в основном связано с пиритом, крайне редко образует видимые выделения и распределяется неравномерно. Жильные рудные тела распространены широко, но обычно ограничены по размерам и приурочены в основном к интрузивам степнякского типа. В жилах среди сульфидов развиты кристаллический пирит и халькопирит; золото здесь в основном свободное; оно проявляется в ассоциации с халькопиритом и другими рудными минералами и наложено на ранний кварц. Рудные жилы сопровождаются сравнительно слабо проявленными зонами березитизации.

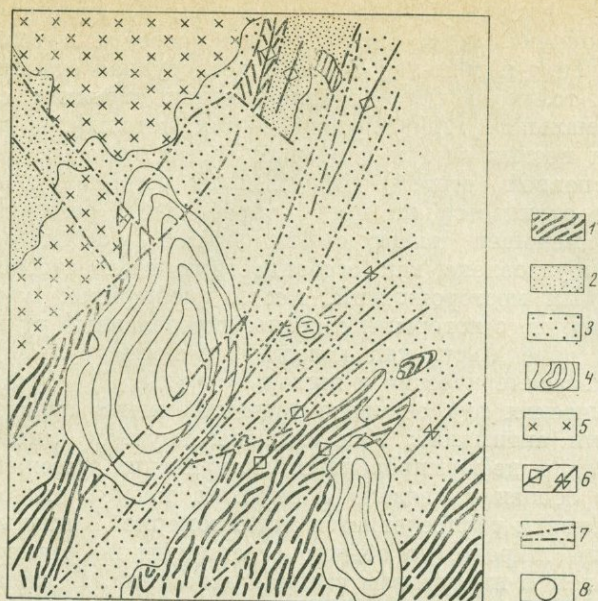
На месторождении Бестюбе, залегающем в дислоцированной сланцевой толще ордовика, основное значение имеют малосульфидные протяженные кварцевые жилы с наложенными прожилками золото-полиметаллических ассоциаций. Для этого месторождения характерно развитие арсенопирита и крупного видимого золота. Золотоносные жилы сопровождаются зонами березитизации, в составе которых основное значение имеют анкерит, серицит, кварц и хлорит.

На месторождении Жолымбет интенсивно проявлены дорудная прожилитизация и дорудная березитизация — альбитизация. Здесь, по последним данным рудничных геологов, более отчетливо выражена ранняя шеелит-кварцевая стадия. Золотоносны как зоны метасоматитов, так и пирит-кварцевые жилы. Золото преимущественно тонкорассеянное, связанное с пиритом, а также свободное, в ассоциации с выделившимися позднее халькопиритом, галенитом, блеклыми рудами и теллуридами, представленными в небольших количествах.

Глубинность формирования североказахстанских золоторудных месторождений оцениваются по-разному. Одни авторы на основании положения в общем разрезе пород считают, что глубины развития месторождений могли превышать первые километры и достигать 5—6 км. Другие исследователи относят эти месторождения к образованиям средних глубин — порядка 2 км. Это, очевидно, близко к истине, если судить по текстурам руд, характеру рудоконтролирующих деформаций и геологоструктурному положению месторождений.

**Структурные факторы локализации оруденения в Северо-Казахстанском золоторудном районе.** Практически все основные рудные поля района приурочиваются к крыльям и осевым частям крупных северо-восточных субмеридиональных синклинальных складок, к местам их сочленения с жесткими массивами, либо к участкам погружения.

Синклинальные складки характеризуются крутым наклоном крыльев, развитием дополнительной складчатости. Большинство исследователей района подчеркивают особенно интенсивное проявление складчатых деформаций вблизи поднятий, сложенных более древними породами. От-



Фиг. 24. Геолого-структурная схема Бестюбинского района (по данным П. И. Шумихина и др.)

1 — образования нижнего яруса геосинклинального этажа, 2—3 — образования среднего яруса того же этажа: 2 — песчано-сланцевые, 3 — вулканогенно-осадочные, 4 — отложения верхнего яруса геосинклинального этажа, 5 — интрузивные породы верхнесилурийского возраста, 6 — оси антиклиналей и синклиналей, 7 — разрывные нарушения, 8 — месторождение Бестюбе

мечается ундуляция осей складок, их изгибы, сочетающиеся с интенсивным развитием разрывных нарушений. В таких участках — на пересечении (или причленении) каледонских субмеридиональных складчатых структур с более древними, ориентированными в субширотном направлении, обычно располагаются интрузивы степняцкого типа и связанные с ними месторождения. В более крупном масштабе месторождения приурочиваются к местам S и Г-образных перегибов складок (Гришин, 1969), к участкам осложнения складчатых структур блоковыми. Так, указывается, что Аксуйское рудное поле приурочено к пересечению Аксу-Байлюстинской ордовикской синклинальной зоны с расчлененными разломами Ишкельомесским антиклинорием. Жолымбетское рудное поле располагается на продолжении указанной синклинальной зоны, в области погружения частной антиклинали. Бестюбинское рудное поле расположено в Селетинском прогибе, в участке сближения ограничивающих его поднятий (фиг. 24). Оно приурочено к синклинали линейного типа, осложненной несколькими сжатыми синклинальными и антиклинальными складками северо-восточного простирания.

Проявление более мелких складок, непосредственно влияющих на локализацию рудных тел и месторождений, в разных зонах неодинаково. На Бестюбинском месторождении наряду с простыми линейными складками развиты также тесножатые складки скалывания. Почти моноклинальное залегание характерно для ордовикских пород на отдельных участках Жолымбетского месторождения.

Золоторудные жилы, залегающие среди осадочных пород, имеют секущее положение относительно слоистости; они приурочены в основном к продольным надвигам, заложеным, очевидно, в заключительные стадии складкообразования. На месторождении Кварцитовые горки (Аксуйское рудное поле) крупные линзообразные тела метасоматического кварца с сульфидами располагаются в приосевых частях узких антиклина-

**Фиг. 25.** Схематический разрез шахтного участка месторождения Кварцитовые горы (по данным геологов рудника)

1 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы, 2 — кремнисто-углистые сланцы, 3 — песчаники, 4 — известняки, 5 — порфириды, 6 — диоритовые порфириды, 7 — золотоносные кварциты

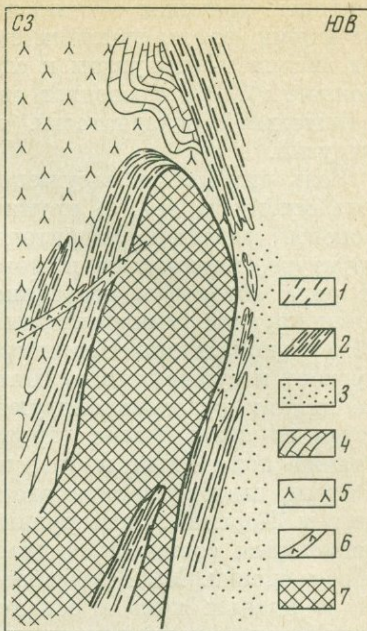
лей, осложненных в призмковых участках мелкими дополнительными складками (фиг. 25). Некоторые рудные тела ограничиваются и по восставию и по простиранию резкими изгибами слоев.

На месторождении Кварцитовые горы наблюдаются мелкие согласные кварцевые линзообразные прожилки, подвергшиеся смятию вместе с вмещающими сланцами. Они сопровождают основные рудные линзы и развиваются совместно с многочисленными секущими прожилками, что, очевидно, отражает непосредственную связь формирования золотоносных кварцевых линз с периодом складчатости. Месторождение Кварцитовые горы отличается от других месторождений района более высокой степенью метаморфизма вмещающих осадочных и вулканогенных пород, представленных главным образом слюдястыми сланцами, и широким развитием выдержанной наложенной сланцеватости субмеридионального направления. В целом она согласна по простиранию с осями основных складчатых структур рудного поля. Наличие даек спессартитов, секущих сланцеватость, а также слабое рассланцевание золоторудных тел, позволяют судить об относительном времени ее развития.

Складчатыми деформациями в значительной мере определяется и размещение интрузивных тел. В отличие от крупных батолитовых массивов крыккудукского комплекса, контролируемых крупными межформационными зонами, положение интрузивов степняцкого типа тесно связано с развитием складок второго и более высоких порядков. Интрузивные тела приурочиваются главным образом к участкам погружения складок, к перегибам. Морфология их зависит от типа стратиграфического разреза и особенностей залегания пород. На крыльях складок обычно наблюдаются несколько вытянутые интрузивные тела, в общем согласные с залеганием вмещающих пород (Бестюбе, Жолымбет). Интрузивные тела, развитые в местах изгиба складок и участках их погружения в горизонтальном сечении имеют очертания, близкие к изометричным, а общая их форма, очевидно, — трубообразная (Жолымбет). Вытянутую форму имеют интрузивы, приуроченные к внутриформационным зонам нарушений, к контактам пластов пород, различающихся физико-механическими свойствами и составом. Наиболее четко эта зависимость проявлена на Центральном участке Жолымбетского рудного поля, где интрузивное тело залегает в зоне контакта вулканогенно-осадочной и осадочной толщ.

Помимо складчатых структур размещение интрузивных тел степняцкого типа контролируется и разрывными нарушениями, интенсивно проявляющимися в участках усложнения складчатых структур.

Примечателен характер внутренней трещиноватости интрузивных тел. В них представлены и контракционные трещины (Филипенко, 1969) и наложенные системы трещиноватости, аналогичные проявленным во вмещающих осадочных породах (Данилов, 1969). По ориентировке на-



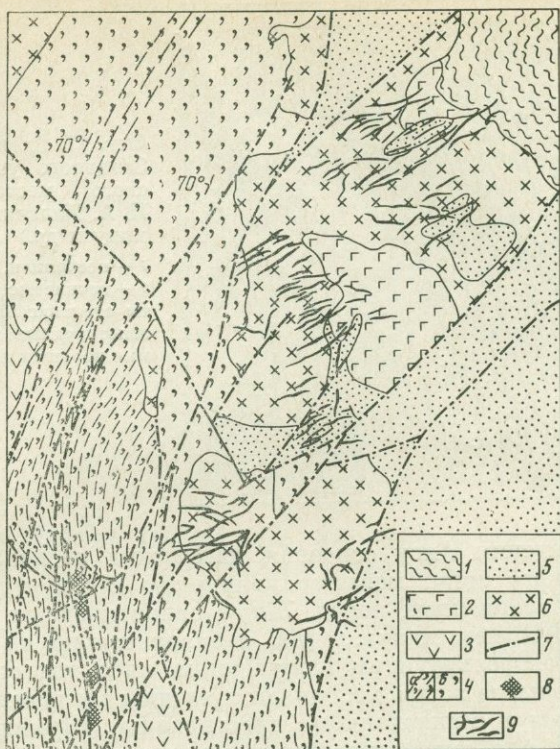
ложенные трещины обычно либо совпадают с согласными нарушениями, развитыми во вмещающих породах (Жолымбет), либо располагаются под значительным углом к слоистости и контактам интрузива (Бестюбе, Жолымбет). Это позволяет связывать их возникновение с периодом дополнительной складчатости, в ходе которого происходило и внедрение интрузий.

Роль разрывных нарушений в локализации оруденения степнякского типа многообразна. С крупными (региональными) разломами связано блоковое развитие территории, различия в характере складчатости, структуре, магматизме и металлоносности разных ее участков. Работами ряда авторов в последние годы определена важная роль в размещении рудной минерализации крупных разрывов, входящих в зоны субмеридионального Целиноградского, северо-западного Атансор-Ерементауского и субширотного Шатского глубинных разломов. Положение более мелких рудоконтролирующих разрывных нарушений обычно увязывается со складчатыми структурами, выделяются продольные разломы, а также поперечные и диагональные по отношению к ним. Продольные разломы имеют главное значение в структуре Бестюбинского, Аксуйского и Жолымбетского рудных полей. В Бестюбинском рудном поле они развиваются совместно с диагональными и проявляются как взбросы и взбросо-сдвиги. На Жолымбетском рудном поле положение интрузивных тел и рудных жил в основном контролируется продольными взбросо-сдвигами и подчиненными им субширотными поперечными разрывными нарушениями. Аксуйское рудное поле отличается контрастным блоковым строением, обусловленным развитием разрывов трех систем, при основной роли продольных нарушений (фиг. 26). В Степнякском рудном поле, судя по данным Н. А. Фогельман и Г. Н. Шавкина, проявлена сложная сеть разрывов, не увязывающаяся со складчатыми структурами, но формировавшаяся, очевидно, при косвенном влиянии последних; это отразилось и на особенностях внутреннего строения рудовмещающего интрузива.

Разрывные нарушения выражены в различных рудных полях неодинаково. Для Степнякского рудного поля характерны зоны дробления интрузивных пород, а на участке Кварцитовых горок Аксуйского рудного поля ведущие продольные нарушения представлены зонами интенсивного расщепления пород. В более хрупких осадочных породах эти нарушения представлены зонами дробления или выдержанными тектоническими швами (с глиной трения или без нее), в сланцевых толщах — зонами расщепления и дробления пород; последнее более свойственно поперечным разрывам.

На месторождении Бестюбе представлены главным образом жилы двух типов. Основные жилы контролируются складчатыми продольными надвигами; они выдержаны по простиранию и прослеживаются на значительную глубину (фиг. 27). Ко второму типу относятся значительно менее выдержанные и более мелкие жилы, концентрирующиеся в участках сочленения диагональных и продольных разломов, вблизи штоков диоритов. Их морфология и интенсивность развития непосредственно зависит от особенностей залегания разрывов и интрузивных тел. Наблюдаются дугообразные жилы, системы сближенных малоомощных жил, штокверковые зоны.

На месторождении Жолымбет рудные жилы также размещаются как в осадочных, так и интрузивных породах. Однако здесь закономерности их расположения иные. Исследования Н. А. Фогельман, Г. И. Шавкина, В. И. Данилова, Н. А. Малечкина, П. Ф. Емельяненко, М. И. Вершинина, Ш. Х. Сулеймашина и других показали, что рудовмещающие разрывы в основном возникли в связи с тектоническими подвижками по зонам продольных (северо-восточных) и диагональных (субмеридиональных) рудоконтролирующих разломов, а также под влиянием ограничивающих рудоносные блоки поперечных (северо-западных) разломов.



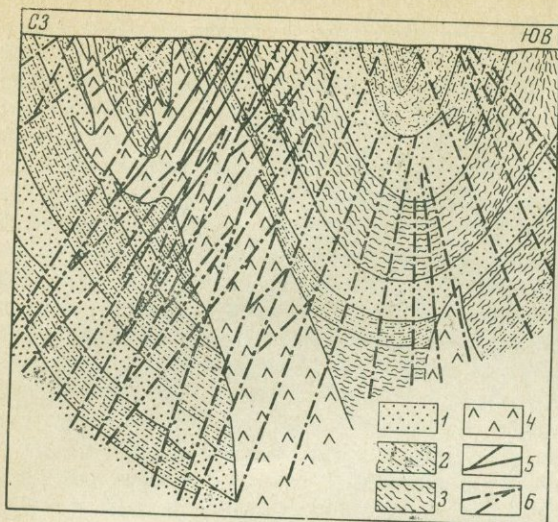
Фиг. 26. Схема структуры Аксуйского рудного поля (по материалам геолого-разведочной партии и рудника)

1 — эффузивно-осадочные породы синийского возраста, 2 — габбро, 3 — эффузивно-осадочные породы верхнекембрийского возраста, 4 — туфогенно-осадочные (а) и осадочные породы нижнего-верхнего ордовика (б), 5 — туфогенно-осадочные породы верхнего ордовика, 6 — диориты, гранодиориты, габбро, 7 — разломы, 8 — золотоносные кварцевые метасоматиты, 9 — золоторудные жилы

На Северном участке этого месторождения в основном развиты мелкие жилы и метасоматические пирит-кварцевые тела в массиве диоритов, а также согласные жилы в трещинах отслоения среди осадочных пород. На Центральном участке положение жил контролируется диагональными надвигами, а рудовмещающие разрывы являются оперяющими их трещинами отрывного типа и развиваются как в висячем, так и лежащем боках основного разлома. Морфология жил здесь достаточно сложная; протяженность их значительно превышает распространение на глубину. Для Южного участка, напротив, характерны сложные жилы с ограниченными размерами по простиранию, но значительным распространением на глубину. Их развитие увязывается со сдвиговыми смещениями по зонам рудоконтролирующих нарушений.

Помимо жильных рудных тел в центральной части месторождения Жолымбет имеются штокверковые руды, приуроченные к интенсивно трещиноватым дробленным диоритам. Прожилковая минерализация сопровождается зонами окварцевания, которые ограничиваются поперечными разрывами.

На рудном поле Аксу разрывными нарушениями контролируются жильные рудные тела, а также распределение золотоносной сульфидной минерализации в линзах кварцевых метасоматитов (Кварцитовые Горки, фиг. 25).



Фиг. 27. Схематический разрез Западного участка Бестюбинского месторождения (по Н. А. Малечкину, П. И. Шумихину и др.)

1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — глинистые сланцы, 4 — диориты степняцкого типа, 5 — кварц-золоторудные жилы, 6 — разрывные нарушения

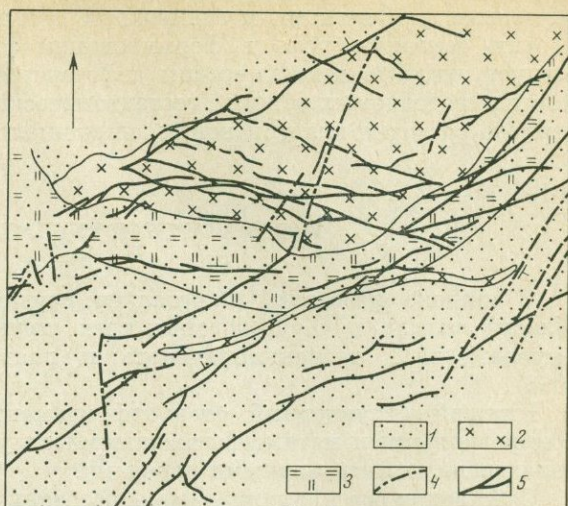
На месторождении Аксу основная масса жил располагается в диоритах степняцкого типа, меньшее количество среди вулканических и осадочных ороговикованных пород. Жилы ориентированы главным образом в северо-восточном направлении, субпараллельно по отношению к основным рудоконтролирующим нарушениям либо под острым углом к ним. Субпараллельные жилы выполняют трещины скалывания — они наиболее протяженны и выдержаны по простиранию (Шумихин, 1969). Более мелкие различно ориентированные жилы выполняют как сколовые, так и отрывные трещины. Примечательно наличие сопряженных систем рудоносных жил, когда совместно с преобладающими северо-восточными развиты субмеридиональные либо субширотные жилы. Формирование таких сопряженных систем жил происходило одновременно; минеральный состав их в общем весьма сходен. В крупных жилах более полно проявлены различные стадии минерализации, что указывает на длительное развитие контролирующих их разрывов. Помимо указанных относительно крутопадающих жил на месторождении развиты своеобразные пологие жилы с углами падения в пределах 10—20°, реже до 40°. Для одной из таких жил установлена дугообразная форма как по простиранию, так и падению, напоминающая поверхность своеобразного купола. Эта жила размещается в блоке между более крутопадающими жилами и представляет собой зону сближенных мелких сколовых нарушений, субпараллельных или сочленяющихся под острым углом. Положение раздувов, апофиз позволяет связывать выполнение трещин сбросовыми перемещениями по зоне. В пределах вскрытой части жила не причленяется к более крутым разрывным нарушениям; она выклинивается путем разветвления на мелкие прожилки.

Факты пересечения пологой жильной зоны крутопадающими дайками диоритового состава, а также непосредственная приуроченность к ней даек и пегматоидных образований подтверждают представление о значительной роли контракционных трещин в локализации рудоносных жил (Филипенко, 1969 и др.).

На участке Кварцитовые Горки с разрывными деформациями связано наложение сульфидных минеральных ассоциаций на кварцевые метасоматиты. Тела метасоматитов подвергались дроблению, а деформация вмещающих пород в основном проявилась проскальзыванием по плоскостям сланцеватости. Однако на этом участке представлены и зоны крутопадающих и пологих разрывных нарушений, секущих сланцеватость. Ими ограничиваются и смещаются тела золотоносных метасоматических кварцитов, контролируется размещение даек диорита и спессартита.

Фиг. 28. Структурный план Западного участка месторождения Бестюбе (по данным Н. А. Малечкина, М. Мендыбаева, Т. Тлеубергенова и др.)

1 — песчаники, алевролиты, сланцы, 2 — диориты, 3 — зона ороговикования, 4 — разрывные нарушения, 5 — золоторудные жилы



Приведенные данные показывают, что локализация золотого оруденения в Северо-Казахстанской золоторудной области определялась сочетанием складчатых и разрывных нарушений. Собственно рудовмещающими являются: а) складки высоких порядков (Кварцитовые Горки); б) выдержанные внутри- и межформационные зоны скопления — отслоения (Жолымбет); в) относительно крупные соскладчатые продольные и наложенные секущие сколовые нарушения; г) мелкие разрывные нарушения сколового и отрывного происхождения, возникающие в связи со смещениями по рудоконтролирующим разломам. Мелкие рудовмещающие разрывы ориентируются преимущественно грубо согласно или нормально по отношению к слоистости осадочных пород и вытянутости интрузивных тел; в последних они используют контракционную трещиноватость. Значительная роль контрастности физико-механических свойств пород в локализации жил выражается в преимущественном развитии жил в диоритовых интрузивах и прилегающих к ним зонам ороговикования, а не в сланцевых толщах (Аксуйское рудное поле). Более частные зависимости такого рода проявляются и на других рудных полях. На наш взгляд, влияние физико-механических свойств пород неодинаково проявлялось на различных уровнях глубинности. Так, на Западном участке месторождения Бестюбе золоторудные жилы, приуроченные к сколовым нарушениям, широко развиты как в штоке диоритов, так и во вмещающих песчаниках и алевролитах (фиг. 28). С глубиной общее число жил уменьшается и они чаще приурочены к штоку диоритов и его экзоконтактам. Вероятно, на более глубоких горизонтах эти зависимости будут выражены более отчетливо. Не исключено обнаружение и согласных жил. Пока они известны лишь среди существенно сланцевых толщ на Жолымбетском, а также на Аксуйском рудных полях. В том и в другом случае они представляют собой по существу переходную разность к залежам золотоносных кварцитов и характерны для относительно более глубоко эродированных блоков.

Литологическим составом пород обуславливались частные особенности размещения золота в рудах — его относительно большая концентрация в жилах осадочных пород, по сравнению с интрузивами, значительное рассеяние минерализации в измененных эффузивных породах и др.

Какие-либо признаки зависимости локализации оруденения от экранирующих горизонтов пород или магматических тел в районе не установлены. Тесная пространственная связь золотого оруденения с интрузивами степнякского типа отражает их общую связь с одними магма-

тическими источниками и элементами региональной структуры. В связи с этим основную роль в формировании золоторудных месторождений следует отводить тектоническим деформациям, в целом и во многих деталях определяемых общим геотектоническим режимом завершающего периода развития каледонской геосинклинали.

### КАРАМАЗАРСКАЯ РУДНАЯ ОБЛАСТЬ

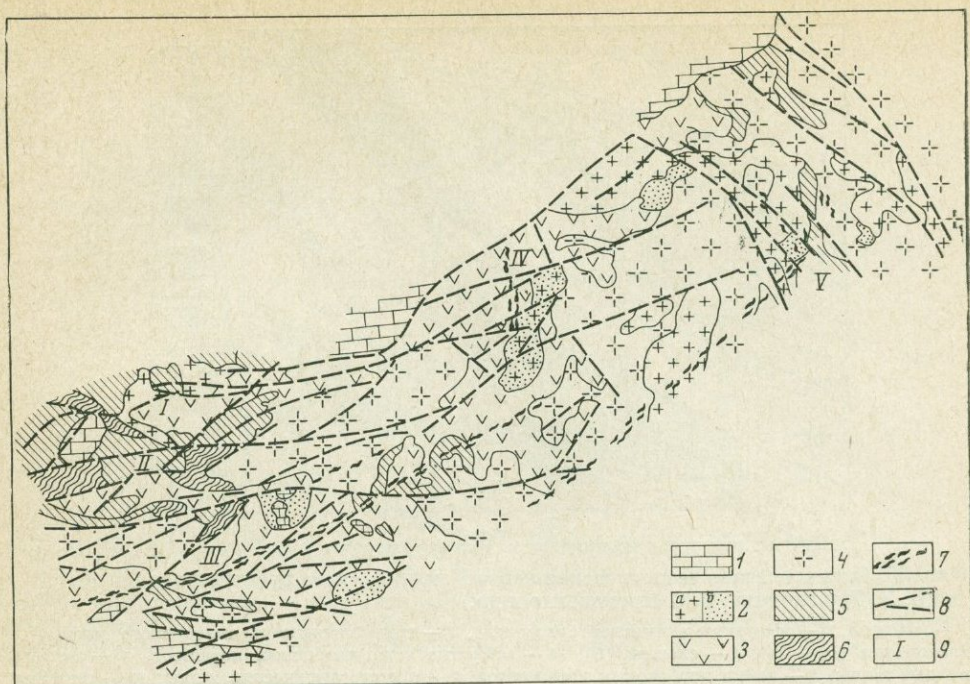
В широко известной и детально изученной Кармазарской рудной области выделяются образования трех структурных этажей — основания (фундамента), геосинклиального и платформенного (Лукин и др., 1968).

Нижний структурный этаж (фундамент) сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными силурийскими сланцами, а также каледонскими интрузивными породами.

Собственно геосинклиальные образования достаточно четко делятся на два яруса — нижний и верхний. В нижнем ярусе основную роль играют смятые в линейные складки, заметно метаморфизованные вулканогенно-осадочные и карбонатные породы девона — нижнего карбона и крупные батолитоподобные интрузивы гранитоидов (кармазарского типа), внедрившиеся в связи с основным этапом складчатости в среднем карбоне. Существенные проявления блоковой тектоники, связанные с развитием долгоживущих разломов северо-западного и северо-восточного направлений, обусловили особенности осадконакопления, дислокаций и магматизма в различных частях области уже в течение собственно геосинклиального этапа развития. Но особенно резко эти особенности проявились в поздний период развития территории, когда Кураминский антиклинорий был разбит на многочисленные блоки. Эти блоки развивались неодинаково, что в конечном итоге привело к существенным различиям в распространении и характере оруденения различных частей области (фиг. 29).

В западных и крайних восточных относительно приподнятых блоках верхнекарбонный — пермский вулканизм проявился слабее, чем в более погруженных центральных блоках. В связи с этим в западных и восточных блоках верхний ярус геосинклиального этажа представлен главным образом верхнекарбонными эффузивами преимущественно среднего состава (акчинская и оясайская свиты), а в центральных — более полным комплексом вулканитов от верхнекарбонного до нижнетриасового возраста (покровы, субвулканические тела), составляющими в ряде блоков толщи значительной мощности; здесь широко проявлены и мелкие интрузии гранитоидов. Для этой части района характерны и типичные вулканогенные структуры — мульды проседания, кальдеры, некки и т. д. Неодинаковы восточные и западные блоки также и по проявлениям разрывной тектоники. В западной части основное значение имеют крупные разломы северо-восточного и субширотного простирания, в восточной развиты разломы северо-северо-западного простирания. Более мелкие разрывные нарушения в разных блоках имеют различное простирание, но большинство их по заложению и развитию подчиняется крупным разломам. Крупными разломами контролируется и размещение древних вулканических аппаратов и дайковых поясов в образованиях верхнего яруса.

По периферии области и в ее центральной части сохранились платформенные отложения, представленные мелководными карбонатными и красноцветными отложениями мелового-палеогенового возраста. Местами в связи с проявлениями альпийского тектогенеза они слабо дислоцированы.



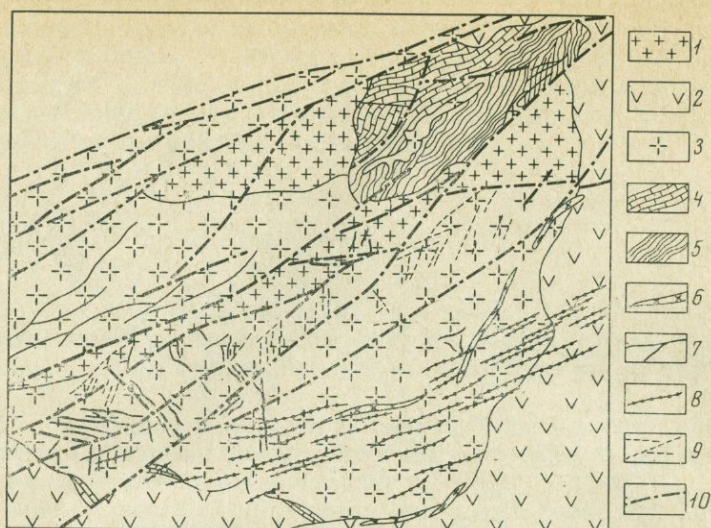
**Фиг. 29.** Схема размещения золоторудных полей Кармазарской рудной области (геологическая основа составлена по материалам В. Н. Левина, В. Б. Мещеряковой и других исследователей)

1 — осадочные породы платформенного этажа, 2 — пермские субвулканические (а) и вулканогенно-осадочные (б) породы верхнего яруса геосинклинального этажа, 3 — верхнекарбонные эффузивные породы верхнего яруса того же этажа, 4 — гранитоиды кармазарского комплекса, 5 — вулканогенно-осадочные и карбонатные породы нижнего яруса геосинклинального этажа, 6 — сланцы нижнего этажа, 7 — дайковые пояса, 8 — разломы, 9 — золоторудные поля: I — Алматъское, II — Бургундинское, III — Канджольское, IV — Кочбулакское, V — Чадакское

Золотое оруденение локализуется в основном среди образований геосинклинального этажа. Оно проявлено также в породах фундамента в каледонских гранитоидах и силурийских сланцах.

В пределах Кармазарской области развиты главным образом жильные золоторудные месторождения. Среди них отмечаются жилы сульфидно-кварцевого (Кочбулак) и карбонат-кварцевого (Школьное, Чадак) состава. На месторождении Чадак развиты также барит-гематит-кварцевые жилы и золотоносные адуляр-кварцевые метасоматиты. Метасоматические сульфидно-кварцевые рудные тела свойственны Бургундинскому месторождению, а слабозолотоносные кварцевые тела — месторождению Кочбулак. На всех месторождениях устанавливается стадийное развитие минерализации. С ранними стадиями, как правило, связывается основное минеральное выполнение жил и формирование метасоматитов, с поздними — наложение рудных ассоциаций. Основные золотоносные ассоциации отлагались при завершении процесса минерализации. Определенное количество золота привносилось и в ранние стадии процесса. Обычно в рудах фиксируется самородное золото и электрум, иногда также теллуриды золота (Кочбулак, Бургундинское).

Вопрос о возрасте золотого оруденения в Кармазарской области полностью не решен. Предполагается, что здесь представлено оруденение двух этапов — среднекарбонного и верхнепермского нижнетриасового (Арапов и др., 1969). С ранним этапом связывается формирование золотоносных метасоматитов Кочбулакского и Бургундинского месторождений, со вторым — образование основных руд Кочбулака, а также Чадакского и Школьного месторождений.



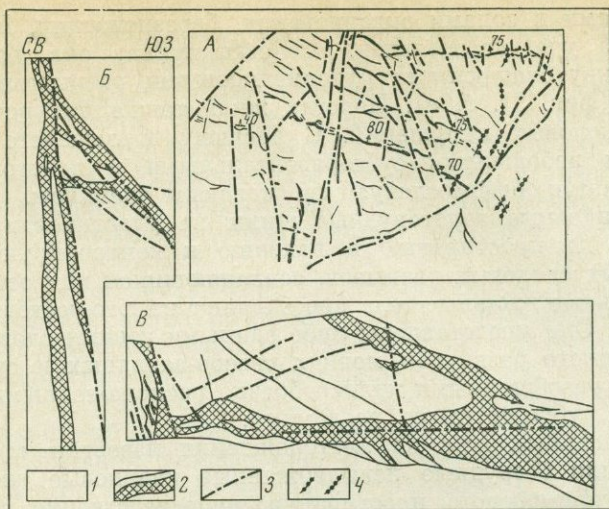
Фиг. 30. Схематическая геологическая карта Канджольского рудного поля (по В. М. Турлычкину, Б. С. Проколенко и др.)

1 — граниты, 2 — эффузивы акчинской свиты ( $C_3$ ), 3 — гранодиориты карамазарского типа, 4 — известняки ( $D_3 - C_1$ ), 5 — сланцы (S), 6 — дайковые тела кварцевых порфиров, 7 — золоторудные жилы, 8 — дайки диабазовых порфиров, 9 — полиметаллические жилы, 10 — разломы

**Структурные факторы локализации золотого оруденения.** Локализация золотого оруденения в Карамазарской области определялась главным образом разрывными нарушениями. Золоторудные поля в западной части района размещаются в зависимости от развитых здесь преимущественно северо-восточных и субширотных разломов (см. фиг. 29). Субширотными (Карабулакским и Бургундинскими) разломами контролируется положение Алмалькского и Бургундинского рудных полей. Эти разломы простираются согласно с Северо-Карамазарской брахиантиклиналью, сформированной в преакчинское время и осложненной в дальнейшем более мелкими складками и вулканическими постройками северо-западного и субширотного простирания (Ахмеджанов, Королев, 1963).

Золоторудные тела Бургундинского рудного поля локализованы в осадочных образованиях нижнего яруса геосинклинального этажа (Королева и др., 1966). Здесь в известняках и доломитах девона, смятых в брахиформные складки (с углами наклона крыльев до  $50^\circ$ , редко больше) и разбитых разрывными нарушениями, развиты столбообразные сульфидные метасоматические тела с золотым оруденением. Рудоконтролирующие нарушения относятся к сбросо-сдвигам. Они имеют северо-восточное простирание, занимая грубо диагональное положение по отношению к основной субширотной брахисинклинали. Вместе с тем они занимают положение трещин оперения крупного субширотного Бургундинского надвига, по которому на карбонатные и эффузивные породы девона надвинуты сланцы силура. Рудные тела приурочены к отдельным интервалам рудоконтролирующих разломов; они располагаются в пределах зоны интенсивного дробления и гидротермального изменения пород (доломитизации, ороговикования). Иногда золоторудная минерализация отмечается и в метасоматитах, развитых за пределами отмеченных разломов. Золото-серебряные минеральные ассоциации в рудном поле образовывались в средние стадии процесса минерализации, вместе с обычными сульфидами.

Северо-восточными разломами определяются общие границы Канджольского рудного поля, располагающегося на южном крыле Курамин-



Фиг. 31. Золоторудные тела основного участка месторождения Школьного

А — структурный план участка — по В. М. Турлычкину, Б. С. Прокопенко и др., Б — разрез участка сочленения пологой и крутопадающей жилы, В — строение пологой жилы — зарисовка стенки блока. 1 — гранодиориты, 2 — кварц-карбонат-золоторудные жилы, 3 — разрывные нарушения и трещины, 4 — дайки диабазовых порфиритов

ского антиклинория (Сафонов, 1968). С северо-запада оно ограничено крупным Железным разломом, с юго-востока — дайковым поясом (фиг. 30). Более мелкие разрывные нарушения северо-восточного простирания определяют внутреннее блоковое строение рудного поля. В клине между Железным и Редкометальным разломами, проходящим в центральной части рудного поля, обнажаются силурийские сланцы и карбонатные породы девона. Пласты силурийских сланцев падают в основном к северо-западу под углами  $40-70^\circ$ ; эффузивы, развитые в восточной и юго-восточной частях рудного поля, представлены порфиритами акчинской свиты ( $C_3$ ) и залегают спокойно. Среди них отмечаются субвулканические тела андезито-дацитового состава. Золоторудные жилы отмечаются во всех породах, слагающих рудное поле, но основная их часть размещается среди гранодиоритов карамазарского типа (месторождение Школьное).

Группа жил залегают среди силурийских сланцев, прорываемых дайкоподобными телами гранитоидов. Размещение жил здесь контролируется разрывными нарушениями, оперяющими Железный и Редкометальный разломы. Они пересекают слоистость вмещающих песчано-глинистых сланцев и алевролитов, имеющих на этом участке в целом моноклинальное залегание. Мелкая складчатость в породах проявлена слабо. Кварцевые жилы в основном приурочиваются к сколовым нарушениям и довольно выдержаны по простиранию. Значительно развита прожилковая минерализация, более интенсивно проявляющаяся среди компетентных пород. Складчатость не оказывает заметного влияния на локализацию жил, за исключением отдельных приразломных складок.

Золоторудные жилы месторождения Школьного располагаются неравномерно. Основная часть их приурочена к блоку, ограниченному крупными северо-восточными разломами. Жилы имеют главным образом северо-западное — субширотное и субмеридиональное простирание. Система северо-западных — субширотных жил представлена на основном участке (фиг. 31, а). Кругопадающие субширотные жилы здесь выполняют зоны сколовых нарушений и причленяются к северо-западным, обычно безрудным разрывам. Жилы имеют сложное строение, сопровождаются апофи-

жами, прожилками и зонами окварцевания, березитизации. Помимо крутопадающих на участке выявлена пологая жила; она располагается между двумя крутопадающими рудомещающими разрывами и ограничивается ими (фиг. 31, б, в). Пологая жила также приурочена к зоне сближенных сколовых нарушений. С всячего и лежачего боков она сопровождается небольшими субгоризонтальными и пологонаклонными апофизами, которые обычно следуют по сколовым трещинам.

Субмеридиональные золоторудные жилы на участке единичны. Они не выдержаны по простиранию и падению и контролируются зонами субпараллельных сколовых разрывов, сочленяющихся под острым углом. Субмеридиональные жильные тела преобладают на юго-восточном участке месторождения. Они представлены либо едиными зонами сложного строения, обусловленного развитием мелких северо-западных и субширотных разломов, либо разобщенными кулисообразно расположенными телами в блоках между субширотными разломами.

Помимо описанных жил на месторождении известны крупные слабооборуденные или безрудные невыдержанные кварцевые жилы северо-восточного и субширотного простирания, непосредственно связанные с главными разломами рудного поля.

По минеральному составу золоторудные жилы месторождения Школьного в своей основной массе близки. В их составе основное значение имеют кварц и карбонат. Продуктивная ассоциация (хлоритовая, электрум-пираргиритовая с сульфосолями) наиболее интенсивно проявлена на основном участке, в северо-западных — субширотных жилах, особенно в жиле «Пологой». В субмеридиональных жилах этого участка золото-серебряная минеральная ассоциация отмечается лишь местами, обычно в связи с северо-западными разрывами.

Характерной особенностью Канджольского рудного поля является многократное возобновление разрывных деформаций и очевидное унаследование ранних трещин более поздними. Ранние, в частности, пологонаклонные и частично северо-западные и субмеридиональные крутопадающие трещины, по-видимому, следует относить к контракционным или ранним постинтрузивным. Северо-западное и субмеридиональное направление свойственно дайковым телам гранитоидов, внедрившихся в поздние фазы батолитового магматизма. К пологонаклонным трещинам приурочивается серия маломощных даек диоритового порфирита. Слабо наклонным залеганием, близким к залеганию Пологой жилы, характеризуется дайковое тело гранит-аплитов, выявленное на этом же участке. Все эти данные, а также закономерная ориентировка темноцветных минералов во вмещающих гранодиоритах и их порфириновидное сложение, свидетельствуют об относительно неглубоком эрозионном срезе Кармазарского массива в пределах рудного поля и о заложении ранней трещиноватости в заключительные периоды становления массива. В период образования кварцевых жил эти системы трещин унаследовались и усложнялись.

Судя по распределению минеральных ассоциаций, в начальные стадии минерализации рудоконтролирующие разрывы находились в рассредоточенном состоянии и объединялись в единые зоны в процессе развития минерализации. Продуктивные минеральные ассоциации накладывались на сформированные карбонат-кварцевые тела при сбросо-сдвиговых перемещениях по рудоконтролирующим разрывам. Рудные столбы создавались в местах интенсивной переработки ранних минеральных ассоциаций и за счет выполнения вновь приоткрывавшихся трещин.

Как показывают исследования Е. П. Союшкина, П. С. Козловой, А. М. Турлычкина и других авторов, после формирования жил происходило внедрение даек диабазовых порфиритов. Позже при развитии разрывных нарушений других систем формировались полиметаллические жилы (Канджольское месторождение; Сафонов, 1968<sub>1</sub>).

Золотоносные жилы Канджольского рудного поля зарождались, очевидно, в то время, когда процесс формирования верхнего яруса геосинклинального структурного этажа еще не был закончен. Этим обстоятельством, очевидно, можно объяснить специфику геологической позиции и структуры Школьного месторождения — приуроченность его к апикальной части массива карамазарских гранодиоритов, размещение жил в разрывах ранних систем, сложный характер тектонических перемещений по рудоконтролирующим и рудовмещающим разрывам (взбросо- и сбросо-сдвиги).

Золоторудная минерализация в вулканогенных породах карбонового возраста наиболее полно представлена в Кочбулакском рудном поле. Геологическая позиция этого рудного поля еще недостаточно ясна. Ряд исследователей связывает его положение с мульдой проседания, сложенной вулканитами, различающимися по составу, возрасту и условиям залегания (Арапов и др., 1969; Антонов, 1970). Эта мульда вытягивается в субмеридиональном направлении. В южной ее части проходят субширотные Баштавакский и Кочбулакский разломы, а в центральной — разломы северо-восточного простирания. Кочбулакское рудное поле располагается в северо-западной части этой мульды, вблизи одного из предполагаемых центров средне- и верхнекарбоновой вулканической деятельности.

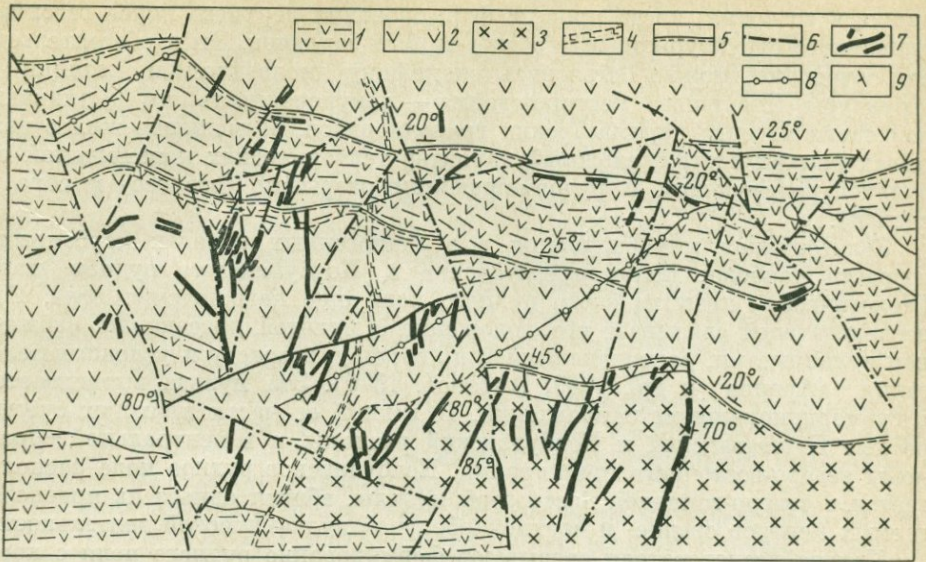
Другие исследователи связывают формирование рудного поля с пересечением зоны скрытого субмеридионального разлома, намечающегося по развитию сравнительно мелких разрывных нарушений и даек с зоной пологих нарушений.

Рудное поле сложено в основном моноклинально залегающими (с падением на северо-северо-запад под углами около  $40^\circ$ ) среднекарбоновыми андезитовыми порфиритами, их туфами, лавобрекчиями. В его пределах, несомненно, имеются как покровные, так и субвулканические фации вулканитов. Последние частично образуют sillоподобные тела («горизонты») и некки.

Положение разрывных нарушений в рудном поле позволяет рассматривать их как фрагменты большой кольцевой структуры, в пределах которой еще не ощущаются изменения линейных структурных элементов. Но подобные же соотношения могут быть связаны с образованием пологой складки в слоистой толще.

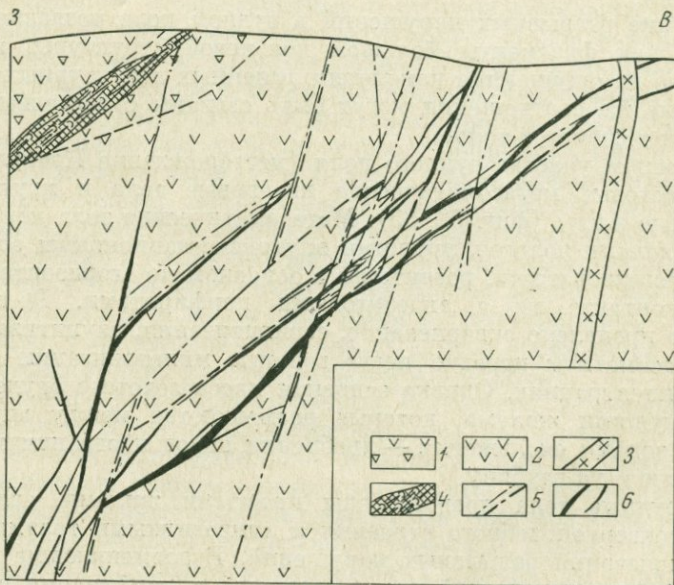
На основном участке рудного поля (месторождение Кочбулак) развиты межпластовые метасоматические кварцевые тела и крутопадающие золоторудные жилы (фиг. 32, 33). Метасоматические тела контролируются субширотными пологопадающими внутриформационными зонами дробления — трещиноватости, развитыми в основном по горизонтам пирокластов на контакте их с андезитовыми порфиритами. В этих зонах интенсивно проявлено окварцевание, серицитизация, алунитизация. Кварцевые метасоматиты нередко несут золотую минерализацию в промышленных концентрациях. Однако основная масса золотого оруденения связана с секущими жилами, которые размещаются между внутриформационными зонами скольжения — дробления пород и ограничиваются ими по возмущению и на глубину.

Золоторудные тела представлены простыми жилами, свитами жил, зонами штокверкоподобного строения и линзовидными телами на участках приоткрывания разрывных нарушений. Рудовмещающие внутриформационные зоны нарушений распространены в комбинации с крупными субмеридиональными разломами. С более мелкими субмеридиональными разрывами увязывается локализация секущих жильных тел, преимущественно северо-северо-восточного простирания. Те и другие в целом занимают поперечное положение относительно согласных нарушений, причленяются к ним; лишь в некоторых случаях крутопадающие субмеридиональные разрывы пересекают зоны согласных нарушений и выходят за их пределы на первые метры или десятки метров. К этим субмери-



Фиг. 32. Геолого-структурная схема месторождения Кочбулак (по С. О. Валейшо, П. М. Голощукву, В. Г. Шабалину и др.)

1 — лавобрекчии и туфы, 2 — андезито-дацитовые и андезитовые порфириды субвулканической фации, 3 — сиенито-диоритовые порфириды, 4 — дайки кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров, 5 — внутриформационные зоны нарушений, 6 — крутонападающие разрывные нарушения, 7 — золоторудные тела, 8 — дайки диабазовых порфиритов, 9 — углы падения



Фиг. 33. Соотношение золоторудных тел и разрывных нарушений на месторождении Кучбулак (разрез составлен по материалам ГРП рудника и данным автора)

1 — лавобрекчии, туфы андезитовых порфиритов, 2 — андезитовые порфириды, 3 — дайка сиенитов, 4 — внутриформационное нарушение с кварцевыми метасоматитами, 5 — разломы и трещины, 6 — рудные жилы и прожилки

диональным разрывам в центральной части месторождения приурочены линзовидные золоторудные тела. Они сложены массивным, брекчиевидным грубополосчатым кварцем, в верхних частях также друзовидным. Здесь более обильны блеклые руды, сульфиды, а также более значительна золоторудная минерализация.

Собственно жильные тела падают также к западу, но не столь круто ( $40-50^\circ$ ) как сопряженные с ними зоны субмеридиональных разломов. В совокупности рудные тела обоих типов образуют в разрезе систему, в первом приближении отвечающую ромбической сетке. В участках, где субмеридиональные разломы разобщены, имеются либо отдельные жилы, либо зоны, представленные двумя-тремя жилами, нередко соединяющиеся и сопровождающиеся прожилками. Для жил характерно в общем сравнительно простое строение — выдержанность, небольшое количество апофиз. Примечательной их чертой является приуроченность к первоначально разобщенным сколовым зонам, переходящим в сосредоточенное состояние лишь в процессе минерализации. Жилы относительно выдержаны, но заметно извилисты, с изменениями углов падения и простирания, что объясняется приуроченностью их к серии субпараллельных и сходящихся под острым углом мелких сколовых трещин. Собственно жильное тело переходит от одной трещины к другой, с образованием заметных раздувов, пережимов и апофиз. Текстуры жильных руд большей частью полосчатые, друзовидные и друзовые.

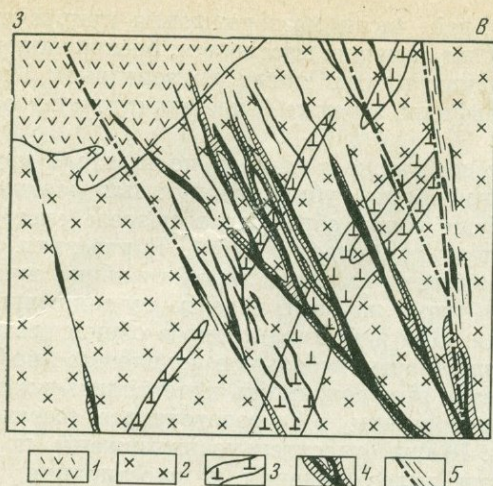
В местах приращения рудоносных жил к согласным кварцевым залежам последние, как правило, обогащаются золотом.

При оценке структурных условий локализации оруденения ранними исследователями месторождения Кочбулак (Валейшо и др., 1969) основная роль отводилась тектоническим подвижкам по пологим внутриформационным зонам нарушений. Это справедливо, в общем, положение, как нам представляется, не полно отражает специфику формирования руд Кочбулака. Месторождение является четким примером сочетания согласных пологих и секущих крутопадающих разрывов в единой системе. В пользу такого представления говорит тождественная и одновременная минерализация некоторых согласных и секущих нарушений. Размещение наклонных жил как трещин оперения закономерно не только по отношению к согласным нарушениям, но и к крутопадающим также рудовмещающим разломам субмеридиональной ориентировки.

В основном блоке месторождения Кочбулак в процессе развития оруденения перемещения по внутриформационным нарушениям, очевидно, осуществлялись одновременно с подновлением меридиональных разрывов ранней системы. Дорудное заложение последних зафиксировано размещением даек кислого состава, а также мелких тел флюидальных андезитодацитов, ответвляющихся от основных силлов. В рудный период по субмеридиональным разрывам высокого порядка осуществлялись перемещения как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскости. Этим обусловлено склонение рудных линз. Существенные сдвиговые подвижки происходили и по внутриформационным нарушениям. В них рудные жилы локализируются на участках искривления зоны; эти жилы более значительны по падению, чем по простиранию. В таких условиях сколовые зоны, к которым приурочиваются основные жилы, должны были испытывать приоткрывание.

Как и на Школьном месторождении, золоторудные тела здесь формировались до окончания внедрения даек диабазовых порфиринов, которые тяготеют к разрывам северо-восточной ориентировки и часть пересекают рудные жилы. После внедрения даек проявилась полиметаллическая жильная минерализация: она контролируется разрывами северо-западного простирания.

Положение Чадакского рудного поля определяется пересечением зон крупных северо-западных — субмеридиональных и скрытого северо-во-



Фиг. 34. Схематический разрез месторождения Пирмираб Чадакского рудного поля (по Ю. А. Аверину)

1 — андезитовые порфириты и их туфы, 2 — диоритовые порфириты, 3 — кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, 4 — кварц-карбонатные золотоносные жилы, 5 — разрывные нарушения

сточного разломов (Аверин и др., 1969). Нарушения северо-западного простирания входят в систему региональных Кумбельского и Кенкольского разломов, ограничивающих крупный блок, включающий рудное поле. Северо-западную ориентировку имеет и развитая в пределах этого блока Чадакская антиклиналь, сложенная порфиритами, туфами минбулакской свиты ( $C_2$ ) и вулканогенно-осадочными породами верхнего палеозоя. Она заложилась в основную фазу складчатости (в среднем карбоне) и в последующем была усложнена складками более высоких порядков, которые устанавливаются среди более молодых эффузивных пород акчинской ( $C_3$ ) — кызылнуринской свит ( $P_2$ ). Для рудного поля характерно проявление различных вулканических и интрузивных тел, контролируемых разрывными нарушениями северо-западного простирания. В заключительные фазы герцинского тектогенеза по зоне северо-восточного разлома глубокого заложения внедрились дайки основного и кислого состава, образующие несколько параллельных поясов (Аверин и др., 1969). Отдельные поздние дайки проявились и по субмеридиональным разломам.

Золоторудные жилы в рудном поле контролируются разрывными нарушениями, преимущественно субмеридиональной и северо-западной ориентировки. По данным Ю. А. Аверина и других локализация золоторудных тел определялась главным образом тектонической активностью указанных разломов и физико-механическими свойствами пород. Рудовмещающие разрывы, в основном сколового типа, развивались на контактах эффузивов с гранитоидами, по контактам даек диабазового состава. В центральной части (участок Пирмираб) жилы образуют пучок сложного строения, связанный с крупным разломом (фиг. 34). Основные жильные зоны формировались стадийно. В них проявлены ранние известковые гранатоволластонитовые скарны, на которые в последующем накладывалась жильная кварцевая, слабо сульфидная и гематитовая минерализация. Вмещающие породы, особенно кислые, подвергались интенсивному дроблению и гидротермальному изменению — альбитизации — адуляризации. Около жил полевощпатовые метасоматиты несут рудную минерализацию. Текстуры руд массивные, метасоматические, прожилковые, гнездовые, брекчиевые. В основной рудной зоне золоторудные линзы размещаются кулисообразно в пределах одной жилы. Обогащенные участки возникли в местах сочленения жил, причленения их к разломам, дайкам.

Чадакское рудное поле выделяется среди других золоторудных полей области наличием послерудных, дорудных и внутрирудных даек диабазовых порфиритов. Для него характерно также пространственное разбегание основных сложных и простых жил. Последние главным образом размещаются в северной — северо-западной части рудного поля среди

покровных эффузивов акчинской свиты, а сложные тела локализуются в минбулакских эффузивах и прорывающих их верхнекарбонатовых гранитоидах. В акчинских порфиритах жилы в основном имеют кварц-гематитовый состав и содержат барит; для них характерны друзевидные текстуры. Эти данные указывают на относительно более близкповерхностные условия локализации таких жил. В шурабсайских (P<sub>1</sub>) вулканогенно-осадочных породах отмечаются признаки проявления золоторудной минерализации.

Таким образом, на примере Кармазарской золоторудной области можно видеть, что золотое оруденение формировалось при ведущей роли **разрывных нарушений**. На локализации оруденения отразилась определенная автономия блоков, характеризовавшихся своими особенностями разрывной тектоники и магматизма. Показательно, что основные рудные поля приурочены к участкам, где мелкая блоковость лишь осложняет залегание образований одного структурного яруса. В рудных полях с резко гетерогенным строением золоторудная минерализация в значительной мере рассеяна. Более благоприятные условия для концентрации оруденения создаются в местах, где сочетается развитие разрывов двух-трех четко выраженных систем, особенно пологих и крутопадающих. Комбинированные разрывные структуры свойственны участкам, где четко выражена первичная анизотропия свойств вмещающих пород, в которых рудоносными трещинами унаследуются структурные элементы раннего заложения (контракционные трещины, плоскости напластования и т. д.). Важное значение в локализации золотого оруденения имели и другие физико-механические свойства пород, влияющие на характер проявления рудоконтролирующих разрывных нарушений и общую проницаемость среды. Литологические особенности пород на локализации оруденения сказываются мало. Золоторудные жилы локализуются как в гранитоидах, так и эффузивах среднего состава, сланцах и других породах с определенными вариациями в составе.

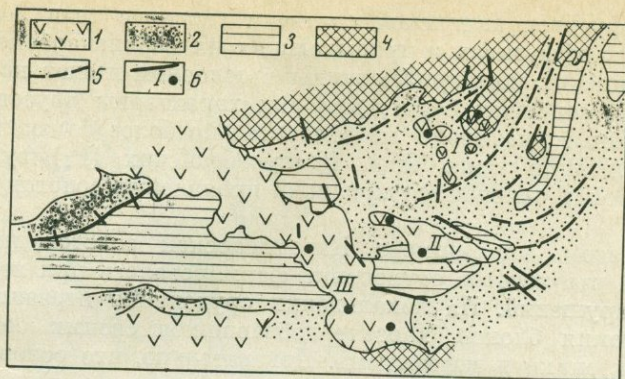
Вопрос о роли вулканогенных структур в локализации оруденения Кармазарской области остается открытым. Унаследование рудоконтролирующими нарушениями элементов палеовулканических структур выявляется достаточно четко, однако непосредственная связь оруденения с палеовулканами не установлена.

Золоторудные месторождения более тесно связаны с долгоживущими разломами. Привлекает внимание приуроченность ряда месторождений к молодым дайковым поясам более позднего заложения по отношению ко времени формирования некоторых золоторудных тел. Геологическая позиция месторождений, их структура в целом соответствуют особенностям тектонического развития геосинклинальных областей в период их замыкания.

### Золоторудные месторождения Трансильвании (Румыния)

Золоторудные месторождения Трансильвании концентрируются в рудной области Металифер, расположенной в южной части Панонского массива и в районе Бая Маре, примыкающем к этому массиву с севера. Геология и металлогения этих золоторудных районов освещены в многочисленных работах румынских геологов (Т. Гицулеску, Д. Джушке, М. Соколеску, М. Боркоша, В. Помырляну, Г. Чиофлика, Д. Яновича и др.), а также и в работах советских геологов (В. П. Костюк, Ю. Г. Щербаков и др.). Опубликованные материалы и личные наблюдения, проведенные автором в обоих золоторудных районах, позволяют охарактеризовать основные структурные факторы контроля золотого оруденения, развитого в молодых геосинклинальных зонах.

Геологическое строение этих золоторудных районов неодинаково. В области Металифер представлен сложный комплекс разновозрастных



**Фиг. 35.** Схема размещения золоторудных районов области Металифер (составлена по геологическим картам Румынии масштаба 1:1 000 000, 1:200 000 — *Harta Geologica...* 1967, 1968)

1 — вулканы и осадочные отложения верхнего яруса геосинклинального этажа, 2 — осадочные породы среднего яруса того же этажа, 3 — породы офиолитового комплекса — нижний ярус геосинклинального этажа, 4 — породы кристаллического основания, 5 — оси складок, 6 — разломы и основные месторождения районов: I — Рошия Монтана-Бая де Ариеш, II — Златна-Алмашу Маре, III — Брад Сэкэрымб

геологических формаций, в своем распространении подчиняющихся общим закономерностям складчато-блокового развития территории. Здесь выделяются три золоторудных района: 1) Бая де Ариеш-Рошия Монтана; 2) Алмашу Маре-Златна и 3) Брад-Сэкэрымб. В целом они образуют дугообразную полосу, огибающую и частично захватывающую Панонский массив с юго-востока (фиг. 35).

В районе Бая де Ариеш-Рошия Монтана среди дислоцированных осадочных геосинклинальных образований мелового возраста обнажаются докембрийские кристаллические породы фундамента. Выступ фундамента, как и синклинальные складки в обрамляющих его породах вытянуты в северо-восточном направлении. Среди кристаллических пород и среди меловых отложений юго-западнее массива распространены крупные и мелкие тела неогеновых субвулканических пород; иногда их сопровождают пирокластические и покровные фации вулканитов.

Районы Алмашу Маре-Златна и Брад-Сэкэрымб расположены в крайней широтной части геосинклинального прогиба. Эти районы приурочены к самостоятельным неогеновым вулканотектоническим депрессиям, вытянутым в запад-северо-западном направлении. Докембрийские породы здесь не обнажаются; они скрыты на глубину более 2 км под мощной толщей юрских офиолитов и перекрывающих их флишевых отложений мелового возраста. Офиолитовый комплекс представлен спилитами, базальтоидными и габброидными породами, слабо стратифицированными и метаморфизованными; в верхах развиты кристаллические известняки, значительно мраморизованные. Офиолитовый комплекс служит основанием вулканотектонической депрессии района Брад-Сэкэрымб. В районе Алмашу Маре-Златна вулканогенные и осадочные неогеновые породы залегают как на породах офиолитового комплекса, так и меловых отложениях, слагающих большую часть площади. Меловые отложения смяты в простые, местами сложные складки, осложненные разрывными нарушениями. Неогеновые осадки залегают на них с угловым и стратиграфическим несогласием. В обоих районах распространены нижнемиоценовые осадки — песчаники, аргиллиты, конгломераты, известняки. Складчатость их в целом проявлена слабо; наиболее сложна она вблизи вулканических тел и разломов.

Вулканические образования занимают большую часть указанных депрессий линейного типа. Они представлены эффузивными покровами и

субвулканическими некками и силлами преимущественно андезитового состава. Проявление вулканической деятельности связано с рядом последовательных фаз и происходило на протяжении всего миоцена.

Таким образом, в горах Металифер представлены как образования фундамента (кристаллического основания), так и полный комплекс геосинклинальных образований. Среди последних отчетливо обособляются нижний структурный ярус, представленный осадочно-офиолитовым комплексом, средний, включающий дислоцированные меловые отложения флишевого типа, и верхний, выраженный молассовыми отложениями и вулканитами. Золотое оруденение локализуется главным образом в образованиях верхнего яруса, реже породах среднего и нижнего ярусов. Все месторождения размещаются в узких зонах и узлах, соответственно расположению субвулканических тел и жерл палеовулканов.

Золоторудный район Бая Маре отличается тем, что он сложен преимущественно образованиями верхнего яруса геосинклинального этажа (фиг. 36). Это — мощный комплекс молассовых отложений (суммарной мощностью более 2,5 км) неогенового возраста и верхнемиоценовые вулканиты андезитового состава. Наиболее древними образованиями являются существенно дислоцированные палеогеновые флишевые отложения, обнажающиеся местами в южной части района. Для неогеновых осадочных пород характерны пологие широкие складки, местами осложненные продольными и поперечными разломами.

Палеогеновые осадки, вместе с развитыми вне пределов района верхнеюрскими и меловыми карбонатными породами ограниченной мощности, слагают нижний ярус геосинклинального этажа. Эти породы непосредственно залегают на докембрийском кристаллическом основании.

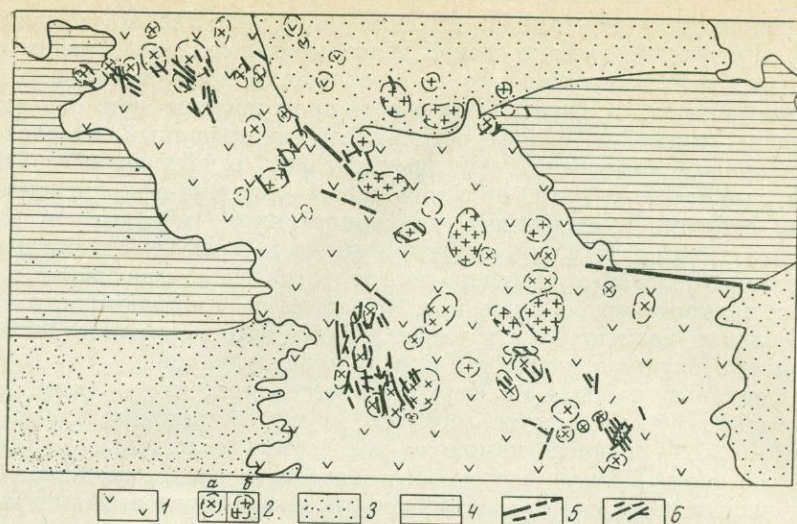
В целом геологическая история районов Металифер и Бая Маре различна. Первый характеризуется эвгеосинклинальным, а второй — миогеосинклинальным типом развития; соответственно они различаются своими металлогеническими особенностями. Однако проявления золоторудной минерализации в обоих районах во многом сходны, что обусловлено сходными условиями становления верхнего яруса геосинклинального этажа. И в этом и другом районах проявилась многофазная вулканическая деятельность. Время локализации золоторудной минерализации однозначно не установлено. Одни исследователи полагают, что в горах Металифер и в Бая Маре она развивалась одновременно в течение одного этапа в конце развития неогенового магматизма. Другие авторы считают, что рудная минерализация связана не с одним этапом и в указанных районах проявилась не синхронно.

В обоих районах представлена минерализация двух типов: золото-серебряная с теллуридами и комплексная — золото-серебряная в сульфидных рудах. Своеобразие оруденения этих районов увязывается с особенностями их геологического развития, что отчетливо проявилось в структурном контроле оруденения.

### Структурный контроль оруденения

Золоторудный район Бая де Ариеш-Рошия Монтана отличается от других районов узловым развитием субвулканических интрузивов и пород жерловых фаций. На площади месторождения Бая де Ариеш эти тела располагаются в полосах северо-восточного направления, согласных с простиранием вмещающих кристаллических пород. Вулканические некки месторождения Рошия Монтана скорее можно увязать с зоной северо-северо-западной ориентировки, поперечной по отношению к основным складчатым структурам района.

Крупные разломы на площадях обоих месторождений не выявляются. Здесь в основном развиты небольшие разрывы, согласные с общим простиранием рудоносных зон и занимающие секущее положение. Не вы-



Фиг. 36. Структурная схема района Брад Сăкăрымб по данным Д. Джушке и др. (Diusca et al., 1967)

1 — вулканы и осадочные породы верхнего яруса, 2 — neckи андезитов (а) и дацитов, риолитов (б), 3 — осадочные породы среднего яруса, 4 — офиолитовый комплекс — нижний ярус, 5 — разломы, 6 — рудные жилы

деляются крупные разломы и в вулкано-тектонических зонах, к которым приурочены золоторудные районы Алмашу, Маре-Златна и Брад-Сăкăрымб (Фиг. 36). На существование таких разломов указывает линейное расположение субвулканических тел и общая вытянутость рудных жил вдоль общего направления зон. Особенно четко они намечаются в районе Алмашу-Маре-Златна. В районе Брад-Сăкăрымб помимо северо-западных разломов проявляются субширотные и субмеридиональные зоны разрывов. Румынскими геологами (Janovic et al., 1969) отмечается более широкое развитие разрывных нарушений в основании верхнего структурного яруса и затухание их по восставию. В связи с подвижками по разломам и внедрением субвулканических тел строение этого структурного яруса местами значительно осложняется за счет приразломных складок, куполовидных поднятий и смещений отдельных блоков.

В районе Бая Маре роль разрывных нарушений в локализации оруденения выступает более отчетливо. В юго-восточной части этого района среди палеогеновых отложений прослежены крупные надвиги и субширотного-запад-северо-западного простирания. Локальные разломы того же направления наблюдаются в полосе развития месторождений среди вулканических пород (на Фиг. 37 эти разломы не показаны). Следует отметить, что такую же ориентировку имеют и оси складок в неогеновых осадочных породах; в пределах субширотной полосы располагаются отдельные «окна» палеогеновых пород среди поля вулканических образований. Помимо этого, в районе Бая Маре отчетливо выражена система поперечных разломов. Ими разграничены блоки, различающиеся по мощности и фациям вулкаников и по структуре месторождений.

Основное отличие района Бая Маре от золоторудных районов гор Металифер заключается в широком развитии покровных эффузивов, особенно в северной части района, значительная часть которых относится к послерудным. Соотношения вулкаников различных фаз в районе изучены еще недостаточно. Во многом неясны и условия их залегания. Вместе с тем очевидно, что контроль золоторудной минерализации субвулканическими и вулканическими структурами в районе Бая Маре выражен не столь контрастно, как в горах Металифер.

В целом в обеих золоторудных областях Трансильвании представлены следующие структурные типы месторождений:

1) отдельные мелкие жилы или их группы, залегающие как в субвулканических телах (Бэице, Металифер, фиг. 38, А), так и в покровных эффузивах;

2) крупные жилы в сколовых нарушениях простого (Шуер, Деалул Круче — Бая Маре) или сложного строения (Ганеш-Златна), Бая Сприе — Бая Маре, фиг. 38, В), которые приурочиваются как к субвулканическим телам (иногда отчетливо наследуя контактовые разломы), так и к покровным андезитам;

3) системы жил различного масштаба в трещинах сколового и отрывного происхождения среди вулканитов различного типа (Ильба Бица, Капник-Бая Маре, Мэджура — Алмашу Мари — Металифер, фиг. 38, В);

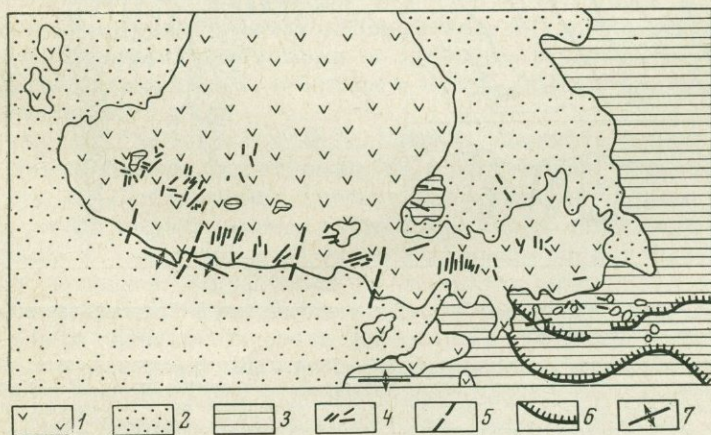
4) сложные прожилково-жильные зоны, штокверки, в которых сочетаются тектонические разрывы и трещины охлаждения (Сэкэрымб, месторождения узла Барза, Рошия Монтана, Бая де Ариеш — горы Металифер, фиг. 38, Д, Е);

5) зоны метасоматического оруденения в эксплозивных брекчиях (Рошия Монтана, Бая де Ариеш).

Месторождения первых трех типов развиты в обеих рудных областях. Весьма близкие по структуре месторождения района Алмашу-Маре-Златна и Бая Маре (2-3 типа) сходны и по минеральному составу жил, которые представлены золотосными сульфидными рудами. На этих месторождениях отчетливо выражена стадийность формирования жил, связь минерального выполнения с приоткрыванием тектонических разрывов в процессе подвижек.

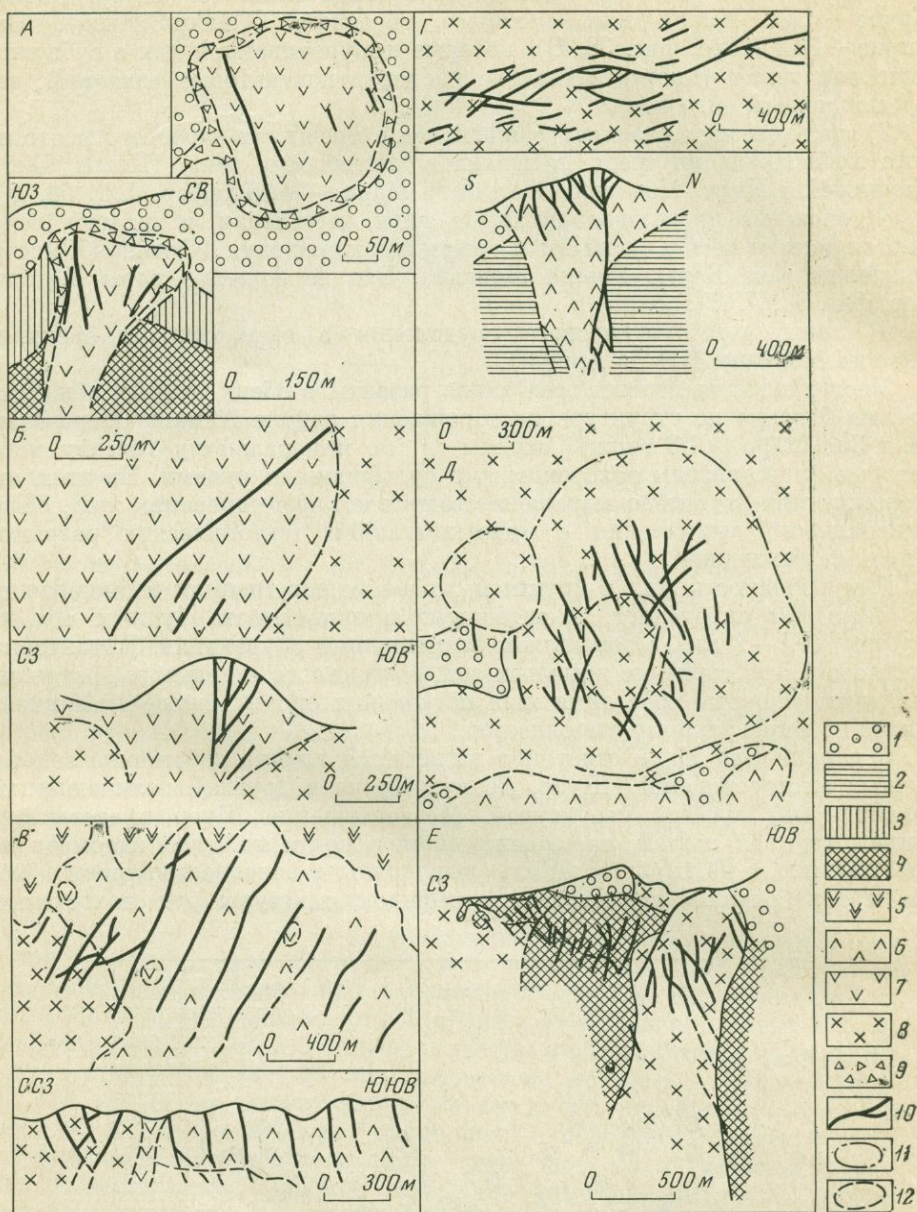
Приуроченность жил к крупным сколовым нарушениям и оперяющим их разрывам определяет значительную протяженность рудных тел на глубину (0,5—1 км) с зональным размещением оруденения. Характерны кулисообразное строение жильных зон, волнистость отдельных протяженных жил, сложные сочетания жил нескольких систем, иногда различающихся по минеральному выполнению.

В районе Бая Маре отчетливо выделяется группа собственно золоторудных месторождений (Шуер, Деалул Круче и другие), отличающихся сравнительно простой структурой. Месторождение Шуер представлено единой крупной жилой, прослеживающейся почти на один километр по простиранию и на глубину. Жилы выполнены в основном кварцем и золотом с небольшим количеством сульфидов; текстуры руд полосчатые,



Фиг. 37. Структурная схема района Бая Маре по данным Д. Джушке и др. (Diusca et al., 1967)

1 — вулканиты верхнего яруса, 2 — осадочные породы верхнего яруса, 3 — флишевые отложения нижнего яруса, 4 — рудные жилы, 5 — разломы, 6 — надвиги, 7 — оси антиклиналей



Фиг. 38. Структурные типы золоторудных месторождений Трансильвании (Diusca et al., 1967, Janovic et al., 1968).

Месторождения: А — Бэица — план, разрез; Б — Деалул Круче — план, разрез; В — Мэджура — план, разрез; Г — Бая Сприя — план, разрез; Д — Сэкэрэмб, план; Е — Мусарио, разрез. 1—3 — осадочные породы: 1 — неогеновые, 2 — палеогеновые, 3 — меловые, 4 — офиолитовый комплекс, 5 — андезитобазальты, 6 — пироксеновые андезиты, 7 — роговообманковые андезиты, 8 — «кварцевые» андезиты, 9 — брекчии, 10 — золоторудные жилы, 11 — границы кратера, 12 — контуры субвулканических тел

фестончатые, массивные, прожилково-вкрапленные, сходные с текстурами руд Балеийских месторождений.

Специфика структур месторождений рудного узла Барза, Сэжэрымб, Рошия Монтана и Бая де Ариеш определяется их тесной связью с субвулканическими интрузивами и вулканогенными постройками. Оруденение приурочено к апикальным частям некковых тел или жерловым фациям вулканитов, к участкам перехода их в покровы. Рудовмещающие трещины здесь образуют сложные сочетания, лишь на отдельных месторождениях достаточно закономерные. К таким относится месторождение Сэжэрымб, где жилы концентрируются в кальдере, вокруг некка, располагаясь в значительной мере радиально по отношению к нему (см. фиг. 38, Д).

В рудном поле Барза рудная штокверковая зона среди офиолитов в вертикальном сечении располагается субпараллельно относительно поверхности контакта офиолитов и перекрывающих их осадочных пород (см. фиг. 38, Е).

В месторождениях Рошия Монтана и Бая де Ариеш оруденение в основном развито в штокверковых зонах, приуроченных непосредственно к трубообразным неккам, их краевым частям и телам эруптивных брекчий.

Сложная мелкая трещиноватость на этих месторождениях по своему морфологическому выражению и локализации в значительной мере может быть связана с процессами охлаждения магматических тел. Трещины обычно извилистые, со сложными угловатыми раздувами, непротяженные и имеют самое разнообразное направление. Мощность жил незначительна; встречаются весьма маломощные прожилки, но с богатыми содержаниями золота. В отличие от месторождений первых групп околорудное изменение пород здесь практически не проявлено. Однако рудовмещающие породы в целом изменены весьма существенно. Особенно интенсивно изменены тела эксплозивных брекчий. Окварцованные пиритизированные брекчиевые породы Рошии Монтаны содержат рассеянную минерализацию; в целом они представляют собой трубообразные рудные тела с бедным оруденением.

Структурные условия формирования месторождений Трансильвании определяются общими особенностями геотектонического развития различных областей геосинклинали. Район Бая Маре сложен в основном породами верхнего яруса геосинклиналичного этажа, накаливавшимися в период замыкания геосинклиналичной зоны. Основные рудоконтролирующие нарушения унаследуют структуры нижнего яруса. Размещение месторождений подчиняется разломам, согласным с общей ориентировкой складчатых структур и поперечным по отношению к ним. Месторождения в основном представлены жилами, развитыми в крупных сколовых нарушениях и системах таких нарушений, к которым в ряде случаев приурочены и субвулканические интрузивы.

Золоторудные районы гор Металифер в большей степени контролируются наложенными структурами, по своим особенностям отвечающим структурам зон активизации. Здесь в локализации оруденения основное значение имеют вулканогенные структуры. Характерна концентрация месторождений в узких зонах и узлах на пересечении различно ориентированных разрывов. Оруденение в основном представлено сложными жильными и штокверковыми зонами, локализующимися в пределах вулканических и субвулканических построек, а также вблизи их во вмещающих породах различных геосинклиналичных комплексов. Среди рудовмещающих трещин представлены наложенные тектонические разрывы, а также трещины охлаждения и специфические нарушения, образующиеся в процессе проявления вулканической деятельности (радиальные трещины в кальдерах опускания, мелкая трещиноватость в телах эксплозивных брекчий).

## ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА АКТИВИЗИРОВАННЫХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

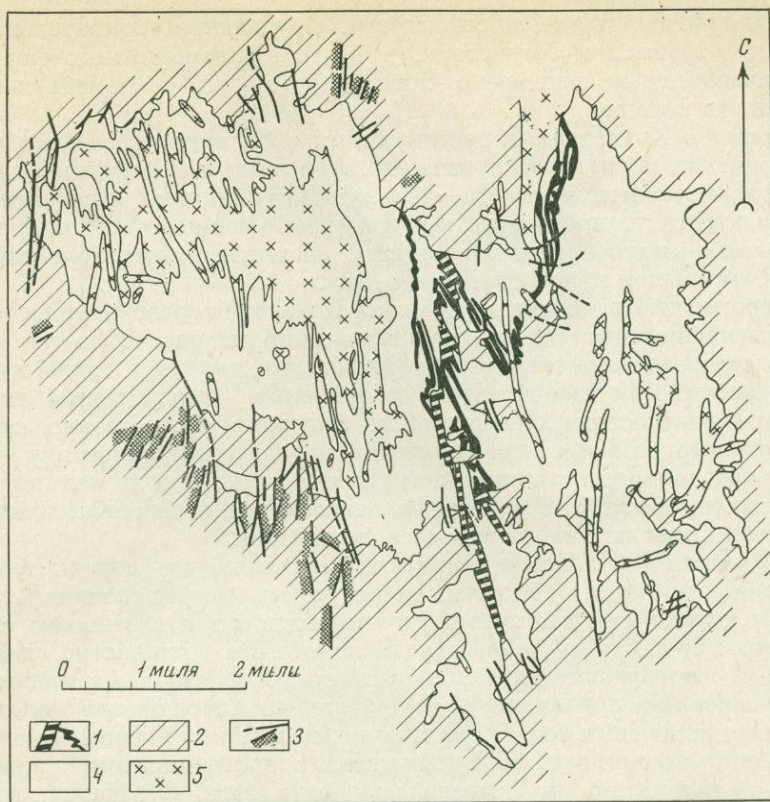
### Золоторудная область Блэк Хилс — район Лид

На поднятии Блэк Хилс, приуроченном к эпиплатформенной орогенной зоне Кордильер, развиты образования трех тектоно-магматических циклов: докембрийского, палеозойского и мезозойского. Первые два представлены двумя структурными этапами — кристаллическим основанием и платформенным. Мезозойский период выразился в тектоно-магматической активизации территории — в ее сводовом воздымании, развитии разрывных нарушений, дополнительных складчатых деформаций и внедрении значительных масс магматических пород. В области Блэк Хилс золотое оруденение локализуется как в породах кристаллического основания, так и в платформенных отложениях. Основная масса золотых руд сконцентрирована в районе Лид, в пределах которого расположено широко известное месторождение Хоумстейк. На примере этого месторождения, детально описанного в литературе (Emmons, 1937; Slaughter, 1968), можно отчетливо видеть закономерности локализации оруденения в породах кристаллического основания активизированных платформ.

Район Лид сложен в основном докембрийскими породами, прорываемыми третичными интрузивами (фиг. 39). Кембрийские платформенные отложения окружают со всех сторон поднятие кристаллического основания. Среди пород основания выделяются филлиты, кремнистые и кристаллические сланцы, сидероплезитовые сланцы и кварциты. Они подверглись метаморфизму биотитовой, гранатовой и ставролитовой ступеней, проявившемуся зонально с нарастающей интенсивностью от юго-западной части района к северо-восточной. Породы основания смяты в сложно построенные сильно вытянутые складки различных порядков с наклоном крыльев и осевых плоскостей под углами  $65-70^\circ$ . Все складки погружаются к юго-востоку. Углы погружения их на юго-западе района не превышают  $10-15^\circ$  и постепенно возрастают до  $45^\circ$  в его северо-восточной части. Общий тип складчатости — изоклиальный, в складках широко проявлена сланцеватость слоистости и осевой плоскости. Особенно показательное сочетание обоих типов сланцеватости в тесносжатых складках. Разрывные нарушения среди пород основания немногочисленны и лишь в отдельных случаях сопровождаются смещениями горизонтов докембрийских пород.

Платформенный этаж сложен субгоризонтально залегающими кембрийскими глауконитовыми сланцами и кварцитами с подчиненными горизонтами доломитов и известняков. В основании этой толщи общей мощностью около 200 м выделяются кварцево-галечные конгломераты. Кембрийские породы залегают несогласно на неровной поверхности основания. Внутреннее строение кембрийской толщи сравнительно простое. Складчатые деформации в ней проявились незначительно, более интенсивно вблизи штоков третичных интрузивов. Здесь пласти полого падают на стороны от штоков, образуя поднятия купольного типа. Наблюдающиеся разрывные нарушения в большинстве своем увязываются с купольными поднятиями, они занимают полуконцентрическое или радиальное положение относительно штоков и способствуют более четкому выражению куполов. Падение разрывов крутое; по их зонам фиксируются смещения пластов на метры — первые десятки метров, иногда до 250 м.

Третичные интрузивы существенно усложняют строение основания и платформенного структурного этажа. В основании с их внедрением связываются местные измененные простираия основных складок, развитие дополнительной складчатости и формирование дайковых зон. Золотое оруденение приурочено почти исключительно к породам основания; в кембрийских отложениях оно развито относительно слабо и представлено не-



**Фиг. 39.** Схематическая геологическая карта золоторудного района Лид (Slaughter, 1968)

1 — рудоносная формация Хоумстейк, 2 — третичные интрузивно-осадочные породы, 3 — кристаллические породы других докембрийских формаций, 4 — разрывные нарушения (а) и рудные тела в платформенных отложениях (б), 5 — осадочные породы кембрийского возраста

правильными метасоматическими телами кварц-пиритового состава, располагающимися на пересечении известняковых и доломитовых пластов субвертикальными разрывами. Формирование этих руд связывается с проявлением третичного магматизма.

Вопрос о возрасте золоторудной минерализации в породах основания еще окончательно не решен. Одни исследователи принимают докембрийский возраст оруденения, другие — считают его третичным. Ряд авторов полагают, что золотое оруденение формировалось и в докембрийское и третичное время. На месторождении Хоумстейк выделяются поздние пирит-кальцитовые жилы (с золотом), образовавшиеся после внедрения даек риолитов. Тесная пространственная связь на некоторых участках золотых руд и даек, а также приуроченность оруденения к зонам наложенной складчатости, вероятно, связанной с внедрением третичных интрузий, подтверждает правильность представлений о третичном возрасте оруденения. Однако указания на присутствие россышного золота в базальных конгломератах кембрийской осадочной толщи, а также наличие в районе мелких месторождений по типу руд подобных месторождению Хоумстейк, но удаленных от участков проявления третичного магматизма, указывают на вероятное совмещение золоторудной минерализации двух возрастов — докембрийского и третичного.

**Литологический контроль оруденения.** Золотые руды месторождения Хоумстейк представлены интенсивно хлоритизированными куммингтонитовыми или сидероплезитовыми сланцами, включающими многочисленные жилы и скопления кварца, а также рассеянную сульфидную минерали-

зацию (пирротин, пирит, арсенопирит). Оруденение избирательно локализуется в формации Хоумстейк, в других докембрийских формациях оно практически не проявлено, хотя гидротермальное изменение захватывает и эти породы.

Формация Хоумстейк залегает в нижней части известного разреза докембрийских пород и по сравнению с другими толщами имеет небольшую первичную мощность (80—120 м). Под сланцами формации Хоумстейк залегают тонкополосчатые филлиты (мощностью более 800 м), а над нею — разнообразные кварциты, филлиты, кристаллические сланцы, местами общей мощностью более 6 км.

Сидероплезитовые сланцы формации Хоумстейк содержат многочисленные включения линз перекристаллизованного кварца. В состав сланцев помимо сидероплезита и кварца входят биотит, хлорит, а также куммингтонит, гранат. При значительных содержаниях слюд в породе отчетливо выражена плоскостная ориентировка. Очевидно, существенно карбонатный состав пород формации Хоумстейк наряду с особенностями ее залегания (над тонкослоистыми пластичными филлитами и под пачкой их массивных разностей) и деформированности предопределили избирательное замещение этих пород в процессе оруденения.

А. Л. Слотер (Slaughter, 1968) подчеркивает, что породы формации Хоумстейк отличаются от других пород района по соотношению железа и магния, одинаковом для куммингтонитовых и сидероплезитовых сланцев.

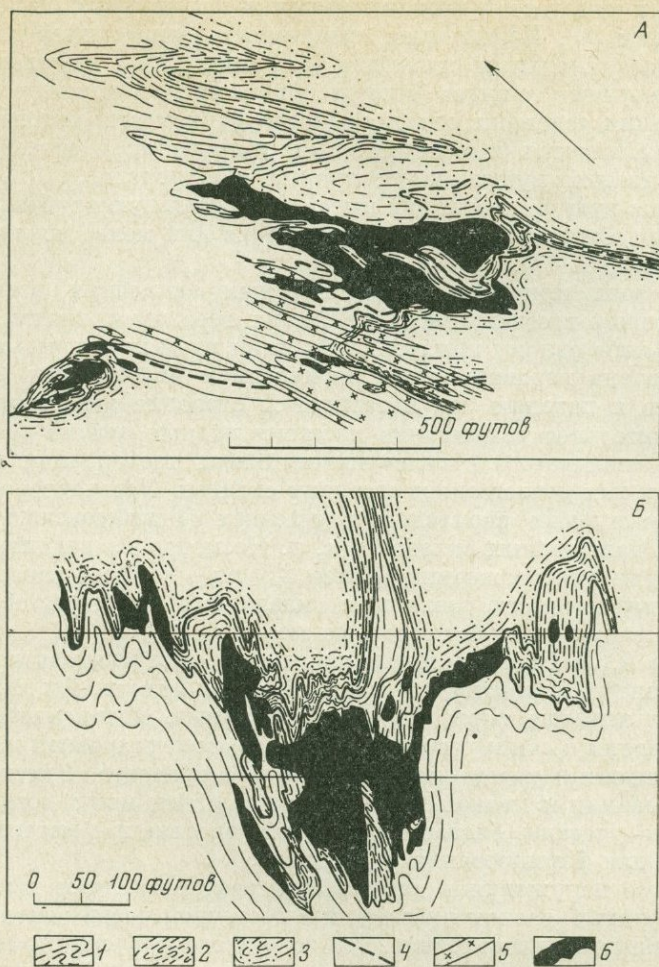
Химизм процесса рудообразования неясен. Не установлено однозначно и место в нем продуктивной минерализации. Золото в формации Хоумстейк в основном локализуется в измененных хлоритизированных породах вблизи кварцевых тел. В самих телах массивного кварца оно не встречается. Золото ассоциирует большей частью с арсенопиритом, пирротином, реже — с галенитом, но выделилось после них. Сульфиды относятся к разностадийным образованиям. Арсенопирит вместе с кварцем и хлоритом образовался в основном в раннюю стадию минерализации. Пирротин — основной рудный минерал второй кварц-пирротиновой и третьей — пирротиновой стадий минерализации. Галенит отлагался в заключительную стадию минерализации.

Возможно наличие нескольких разновозрастных генераций золота; не исключено наложение позднего золота на все более ранние минеральные ассоциации и, наконец, еще более вероятно одноактное или многоактное переотложение раннего золота. Тем не менее несомненно, что первичный химический состав пород формации Хоумстейк весьма значительно повлиял на локализацию минеральных тел в целом и косвенным образом сказался на размещении золота в их пределах.

**Структурные факторы контроля оруденения.** Месторождение Хоумстейк приурочено к одному из купольных поднятий, сформировавшемуся в связи со сводовым воздыманием области Блэк Хилс при ларамийском орогенезе. Купольная структура устанавливается по наклону древней поверхности докембрийских пород в стороны от крупного штока третичных интрузивных пород (штока Каттинг), а также по положому падению платформенного чехла от этого штока (см. фиг. 39).

Основная роль в контроле оруденения принадлежит зонам наложенной складчатости в докембрийских породах; формирование этих зон связывается с внедрением третичных интрузий. Более частное значение в контроле оруденения придается разрывам, связанным с этой складчатостью или наложенным на нее.

Рудные тела месторождения Хоумстейк в общем размещаются в пределах антиклинали с осевой плоскостью северо-северо-западного простирания, падающей к востоку. Эта антиклиналь сильно осложнена изоклинальными складками более высоких порядков и дополнительной складчатостью (фиг. 40).



**Фиг. 40.** Условия залегания и строения золоторудных тел месторождения Хоумстейк, А — план горизонта, Б — разрез

1 — породы формации Пурмен, 2 — породы формации Хоумстейк, 3 — породы формации Элисон, 4 — оси складок, 5 — дайки риолитов, 6 — золоторудные тела

Изоклиналильные складки имеют различные размеры; характерно значительное превышение амплитуды и протяженности складок над их шириной. Показательна крайне изменчивая мощность горизонтов пластичных пород. Так, рудовмещающая формация Хоумстейк в осевых частях складок имеет мощность до нескольких сотен метров, а на крыльях складок местами представлена тонкими пропластками или нацело пережимается. В породах проявлен кливаж двух систем — согласный со слоистостью и секущий. Сильно сжатые складки нередко выклиниваются с отторжением килевой части или гребня и с образованием будин, иногда соединенных со складкой узкой полоской пород либо изолированных от нее. В конечные стадии проявления интенсивных пластических деформаций в осевых зонах возникали многочисленные поверхности скалывания; за счет проскальзывания по ним тонких пластин пород образовывались сложные мелкие складки скалывания.

С аналогичным механизмом связывается и формирование мелких наложенных складок. Поверхности скалывания этого этапа складкообразования пересекают другие плоскостные элементы структуры. Углы пересе-

чения осевых плоскостей изоклиналильных и наложенных складок обычно не превышают  $30^\circ$ . Наложённая складчатость захватывает осевые части и крылья изоклиналильных складок и проявляется в определенных зонах. Эти зоны занимают секущее (иногда поперечное) положение относительно простирания основных складчатых структур месторождения. В таких зонах и локализуется золоторудная минерализация; в обособленных наложенных складках рудных концентраций не встречено.

Отдельные рудные скопления имеют неправильную трубообразную или карандашеподобную форму и образуют более или менее компактные рудные тела (см. фиг. 40).

Рудные тела приурочены к различным элементам изоклиналильных складок (второго-третьего порядков): к их гребням и киям, к крыльям или какому-либо одному крылу. Морфология рудных тел весьма сложная. Она обусловлена неравномерным проявлением наложенных складок по простиранию и падению зон и зависит от строения этих складок. Отмечается значительное возрастание площади рудных тел на средних горизонтах, что связывается с более интенсивным проявлением наложенной складчатости или сочленением соседних складок. Установлено также расщепление рудных скоплений в участках будинирования пород или разобщения наложенных складок и т. д. Несмотря на значительную глубину вскрытия месторождения (более 2,5 км), строгих закономерностей изменения рудоносности различных складчатых структур, обуславливаемых только фактором глубинности, не отмечается.

Согласно А. Л. Слотеру локализация руд определялась расширением пород в процессе развития наложенной складчатости. Он полагает, что при проскальзывании пород по многочисленным сближенным поверхностям скалывания в связи с вращением и переориентировкой минеральных зерен возникают и растут межзерновые пространства. Вместе с плоскостями скалывания и мелкой трещиноватостью они могут создавать легко проницаемые участки, благоприятные для протекания метасоматических процессов и для формирования рудных тел.

Разрывные нарушения в районе Лид распространены незначительно. Наиболее крупный разлом прослежен в восточной части района. Он имеет субмеридиональное простирание. По зоне этого разлома произошло смещение основания платформенного чехла с вертикальной амплитудой около 50 м на юге района и порядка 250 м в его крайней северной части. Однако смещений в докембрийских породах не установлено. По некоторым более мелким разрывам фиксируются смещения платформенного чехла и пород основания, как правило, с небольшой амплитудой, неодинаковой для различных горизонтов. Чаще мелкие разрывы платформенного чехла теряются при переходе в докембрийские породы.

Разрывные нарушения занимают продольное или секущее положения по отношению к простиранию изоклиналильной складчатости. Судя по графическим материалам, они влияют на размещение третичных интрузивов и развитие мелких складок. Возможно, что образование разрывов происходило в заключительный период дополнительной складчатости. Промежуточные стадии перехода пластических деформаций докембрийских пород к хрупким выражены дальнейшим развитием тех плоскостей скольжения — трещин скалывания, которые вначале способствовали формированию мелких складок, а затем локальных сместителей (зон скалывания). По этим сместителям иногда разобщаются отдельные части складок с образованием «смещенных» складок и будин. По зонам скалывания фиксируются взбросовые и сдвиговые перемещения, тогда как по плоскостям скольжения, сформированным в стадию изоклиналильной складчатости, осуществлялись смещения сбросового типа.

Непосредственного влияния охарактеризованных разрывов на локализацию оруденения не отмечается. Однако возможность такого частного влияния не исключена. Она выражается, по-видимому, в упомянутых

«смещениях» рудовмещающих пород по зонам скалывания, приводящим иногда к разобщению единого крупного рудного тела на два более мелких соединяющихся узкой полосой измененных пород, следующей вдоль сместителя.

Более четко выражено влияние на развитие минерализации мелкой трещиноватости. Минеральные образования первой стадии минерализации образуют в основном согласные тела, иногда четко приуроченные к замковым частям мелких складок. Продукты более поздних стадий минерализации контролируются наложенными секущими трещинами. Кварц-пирротиновые жиллообразные тела пересекают ранние согласные жилы; в отдельных случаях эти минеральные образования объединяются в единые тела. Пирротиновая минерализация третьей стадии развивается по тонким выдержанным прожилкам, также, вероятно, контролируемым трещинами скалывания.

Формирование этих прожилков, относительно шире распространенных на средних и нижних горизонтах, завершило додайковый период формирования месторождений.

Линейная выдержанность даек по простиранию, ориентировка дайковых зон по простиранию осевых поверхностей складок, приуроченность этих зон к сильно пережатым частям складок дают основание полагать, что дайки внедрились в ослабленные зоны, вдоль трещин скалывания. А. Л. Слотер отмечает, что кембрийские породы между сближенными дайками в процессе их внедрения испытывали пластические деформации, вызываемые сжатием под воздействием внедряющейся магмы. Этим обусловлено аркообразное изгибание пород между дайками. О значительных напряжениях, вызываемых внедряющейся магмой, свидетельствует также развитие брекчиевых даек среди кристаллических пород основания.

Одновременно формировались многочисленные мелкие трещины, выполненные пирит-кальцитовыми жилами четвертой стадии минерализации. Эти жилы образовывались путем выполнения полостей по рудоконтролирующим трещинам, развитым в одинаковой степени на всех горизонтах; по ним фиксируются смещения сбросового типа.

Таким образом, на месторождении Хоумстейк локализация оруденения и интенсивность его проявления определялись благоприятным сочетанием литологических и структурных факторов. Основную роль сыграла складчатость скалывания, наложенная на древнюю изоклиналиную складчатость докембрийских пород.

Трудно сказать, правы ли американские исследователи, связывая возникновение наложенной складчатости с силами давления внедряющихся крупных третичных интрузивов на докембрийские породы, находящиеся под покровом более молодых пород мощностью около 3 км. Расположение полос интенсивно деформированных рудовмещающих пород между участками внедрения магматических тел говорит в пользу такого представления.

Кажется несомненным, что условия залегания и минеральные особенности месторождения в главных чертах определяются структурой и составом пород фундамента. Очевидно, и золоторудная минерализация имеет частично докембрийский возраст. В ходе тектоно-магматической активизации района, последовавшей после длительного перерыва, его геологическая структура усложнилась (при явном наследовании ее основных черт). С этим периодом связана, очевидно, регенерация, переотложение старых и привнос новых минеральных компонентов, приведшие к образованию известных в настоящее время рудных тел.

В процессе минерализации происходило поднятие территории с выводом участка месторождения ко времени проявления последней стадии минерализации на небольшую глубину (порядка 1 км).

## Центрально-Алданский золоторудный район

В Центрально-Алданском золоторудном районе представлены образования трех структурных этажей: 1) нижнего — кристаллического основания платформы, 2) платформенного и 3) орогенного, сформированного в ходе мезозойской тектоно-магматической активизации области (Казанский, 1968; Казаринов, 1966).

В фундаменте развиты архейские метаморфические кристаллические породы. Складчатость пород фундамента изучена сравнительно слабо. Выявлены фрагменты крупных складок, полукольцевых структур, а также складки высоких порядков. Эти складки имеют изоклинальный характер; углы наклона их крыльев изменяются от  $5-10^\circ$  до близких к вертикальным. Вместе с тем в породе фундамента отмечаются зоны древних бластомилонитов (Казанский, 1968), молодые разрывные нарушения и дайки.

Платформенный этаж сложен кембрийскими карбонатными породами с сохранившейся мощностью примерно от 100 м до 0,5 км. Породы платформенного чехла залегают почти горизонтально на сравнительно ровной эродированной поверхности фундамента.

Данные подземных горных работ на Лебедином рудном поле указывают на существование пологих кембрийских прогибов поверхности фундамента и слабые блоковые перемещения его в процессе накопления кембрийских осадков. Это выразилось в распространении базальных песчаников и конгломератов, изменениях их мощности, а также в определенных фациальных различиях карбонатной толщи в разных частях района.

В период тектоно-магматической активизации района проявились интенсивные блоковые перемещения, сопровождающиеся общим сводовым воздыманием территории и формированием отдельных купольных структур. С ними связаны наклонения поверхности фундамента, а также пластов перекрывающих его кембрийских пород. Кроме того, вблизи разломов и внедрившихся в это время крупных интрузивных тел платформенные осадки иногда подвергались существенным складчатым деформациям, которые привели к образованию отраженных и приразломных складок, флексурных перегибов с углами падения пластов до  $15-20^\circ$ , а иногда до  $30-45^\circ$ .

Среди интрузивных пород, относимых к алданскому нижнемеловому вулканогенно-интрузивному комплексу (Билибина, 1966), выделяются породы нескольких возрастных групп. Они образуют различные по форме тела — лакколиты, штоки, пластовые тела и дайки. Внедрение этих интрузий контролировалось разрывными нарушениями, переходящими из фундамента в платформенный чехол, а также нарушениями, развитыми только в пределах последнего.

К орогенному структурному этажу относятся терригенные отложения, накопившиеся при опускании территории в юрское время. В участках максимального опускания в осевых частях синеклиз суммарная мощность песчаников и конгломератов составляла, согласно Ю. А. Билибину, около 700 м. Терригенная толща, сохранившаяся в синклиналильных прогибах в северной и южной частях района, имеет спокойное субгоризонтальное или пологонаклонное залегание. Эти породы местами вмещают пластовые интрузивные тела и прорываются дайками.

В пределах района выявлена золоторудная минерализация трех типов: золотоносные калишпат-пирит-карбонатные метасоматиты, окисленные сульфидно-кварц-карбонатные руды куранахского и лебединского типов.

Золотоносные калишпат-пирит-карбонатные метасоматиты развиты среди кристаллических пород фундамента и контролируются подновленными зонами древних разломов фундамента, сложными бластомилонитами и прорывающими их дайками (Захаров, Новиков, Пилипенко, 1969; Казанский, Омеляненко, 1967). Условия локализации золотоносных ме-

тасоматитов во многом еще неясны; их образование связывается с относительно более ранним периодом минерализации.

Золотое оруденение куранахского типа выделяется по одноименному месторождению, расположенному в северной части района. Здесь в центральной части грабен-синеклизы под покровом юрских осадочных пород небольшой мощности размещаются сложные по форме скопления глинистых минералов и гидроокислов железа с кварцем и самородным золотом. Эти руды образовались в процессе окисления первичных золоторудных тел кварц-пирит-карбонатного состава, развивавшимся на фоне интенсивного карстообразования в карбонатных породах платформенного чехла. А. И. Казаринов (1966), детально изучивший Куранахское рудное поле, связывает формирование первичных руд с метасоматическим замещением пород фельзитового типа. В локализации руд несомненно важную роль играли разрывные нарушения, однако восстановить первичную структуру месторождения невозможно.

Следует лишь отметить, что руды Куранахского месторождения приурочены к верхней части разреза платформенных отложений, к границе их с образованиями орогенного структурного этажа.

Оруденение лебединского типа получило название от одноименного рудного поля, занимающего центральную часть района. Оно развито в карбонатных породах нижней части платформенного чехла. Геология, структура и минерализация Лебединого рудного поля освещены в работах Ю. А. Билибина, Н. В. Петровской, А. И. Фасталовича, А. И. Казаринова, В. Ф. Гаскарова и других исследователей. На примере этого рудного поля отчетливо можно видеть особенности локализации золотого оруденения, обусловленные общей структурой платформенного чехла и структурными преобразованиями, которые он претерпел в связи с тектоно-магматической активизацией территории.

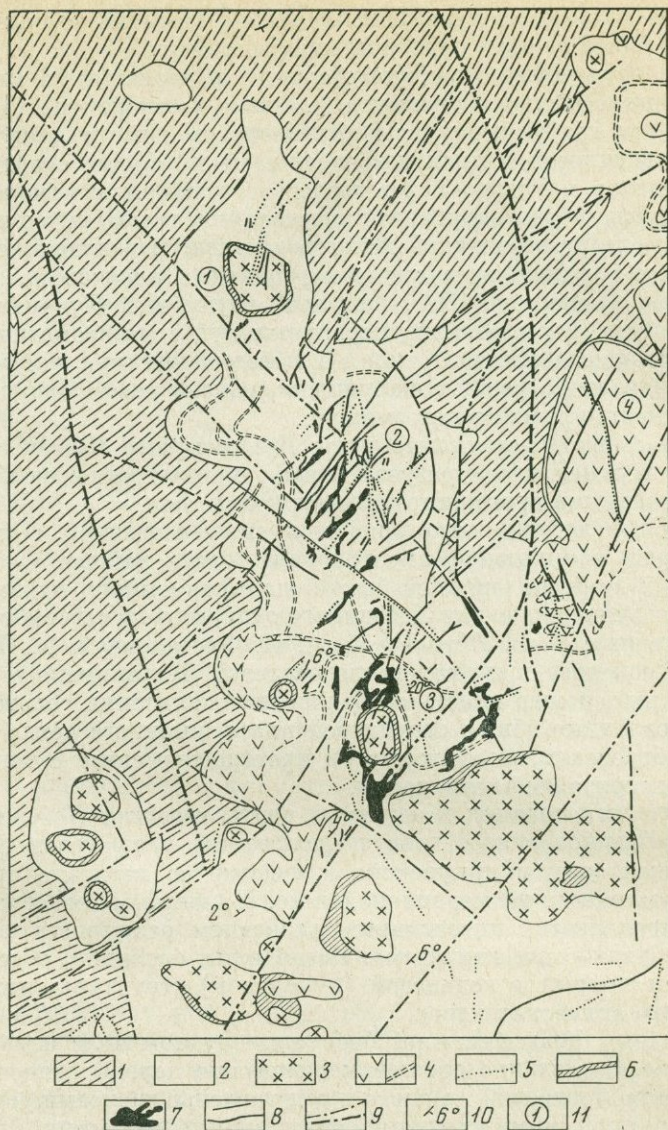
**Геологическая позиция и основные черты геологии Лебединого рудного поля.** Лебединое рудное поле располагается в пределах Лебединской тектонической зоны и приурочено к участку ее изгиба с простиранием от северо-восточного до меридионального. По данным геологов-съемщиков эта зона проявляется интенсивным развитием разрывных нарушений и интрузивом алданского комплекса. Изгиб зоны, очевидно, обусловлен унаследованием элементов кольцевой (купольной) структуры, намечающейся по залеганию архейских пород.

Образования фундамента на Лебедином рудном поле изучены относительно слабо. Слагающие его метаморфические породы относятся к федоровской свите иенгской серии и представлены гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами и гранитами.

В платформенном чехле распространены доломиты юдомской свиты, видимой мощностью до 100—150 м. Местными геологами принято деление этой свиты на 4 горизонта. Нижний горизонт развит не на всей площади рудного поля; он имеет небольшую мощность и включает базальные песчаники, сланцы и песчанистые доломиты. Средние и верхние горизонты выделяются по петрографическим особенностям доломитов — их битуминозности, структуре и текстуре пород (полосчатые брекчиевидные), наличию глинистых разностей и т. д.

Среди интрузивных пород выделяются ранние диориты и щелочно-земельные порфиры, более поздние — нефелиновые, щелочные сиениты, щелочно-земельные сиениты и сиенит-порфиры и, наконец, самые поздние щелочные гранитоидные породы. Они образуют пластовые тела, лакколиты, штоки и дайки. Некоторые исследователи выделяют дайки в самостоятельный комплекс и относят его формирование к концу периода магматической деятельности (перед внедрением щелочных гранитоидов).

Лебединое рудное поле характеризуется отчетливо выраженной блоковой структурой. Площадь его, ограниченная с востока Якокутским разломом, разбита серией причленяющихся к нему разрывных на-



Фиг. 41. Схематическая геологическая карта месторождения Лебедино (по материалам Тимптоно-Учурской экспедиции и рудника Лебедино)

1 — породы фундамента, 2 — карбонатные отложения платформенного этажа, 3 — лакколлиты, 4 — пластовые интрузивные тела (а — крупные, б — мелкие), 5 — дайки, 6 — ореолы скарирования, 7 — золоторудные залежи, 8 — золоторудные жилы, 9 — разрывные нарушения, 10 — элементы залегания пород, 11 — участки: 1 — Северный, 2 — Центральный, 3 — Южный, 4 — гора Рудная

рушений. Они имеют радиальное расположение относительно изгиба этого разлома, обращенного выпуклостью к юго-востоку. Соответственно в северной части рудного поля разрывные нарушения имеют восток-северо-восточное, в центральной — северо-западное и в южной — северо-северо-западное простирание. Эти нарушения ограничивают радиально расположенные блоки, различающиеся по глубине залегания поверхности фундамента (Сафонов, 1971). Нами выделены три основных блока: Северный (Колтыконский), Центральный и Западный (Лебединский). Каждый из них разбит на более мелкие блоки различной ориентировки. Радиальное положение основных блоков в целом соответствует изгибу внеш-

ней зоны древнего купола; разломы, ограничивающие блоки, в основном проходят вкрест простирания архейских пород. Относительно более высокое положение (условно 300—360 м) поверхности фундамента в Лебедином блоке можно объяснить его приуроченностью к краевой зоне купольно-сводовой структуры. Колтыковский блок относительно опущен; поверхность его фундамента находится на условных отметках 100—260 м. Центральный блок занимает промежуточное положение. При этом в каждом из основных блоков глубина залегания фундамента уменьшается по направлению к Якокутскому разлому. Это обусловлено в основном ступенчатым опусканием поверхности фундамента по разломам третьего порядка, в общем согласным с простиранием этого разлома.

Эндогенная минерализация приурочена главным образом к нижней части платформенных образований и в общем довольно однообразна. Основное значение здесь имеют относительно простые по составу сульфидно-карбонатные (золото-пирит-анкеритовые) метасоматические пластовые залежи, иногда со значительными количествами кварца. Реже встречаются золото-сульфидные залежи, среди которых выделяются тела, обогащенные пиритом, халькопиритом и галенитом. Вблизи лакколитов развиты скарново-сульфидные и аподолмитовые сульфидные залежи массивных руд. Широко распространены близвертикальные кварц-пиритовые, кварц-пирит-гематитовые и гематитовые жилы; они размещаются как совместно с залежами, так и без связи с последними.

Минерализация в рудном поле проявилась стадийно (Петровская, Фасталович, 1940; Петровская, 1967 и др.). Основной рудный компонент — самородное золото, накладывается на анкерит, сульфиды, гематит, кварц и, очевидно, представлено несколькими генерациями.

Возраст оруденения определяется как нижнемеловой. Рудные тела формировались после внедрения лакколитов, пластовых тел и даек сиенитового состава, а также после поздних даек вогезитов и керсантитов.

Глубины формирования оруденения в Лебедином рудном поле оцениваются по-разному — от средних (Петровская, 1967) до малых. Геологическая позиция рудного поля, условия залегания наиболее близких по времени с оруденением дайковых образований, а также особенности морфологии и состава рудных тел свидетельствуют о формировании оруденения на глубине порядка 1 км, по верхней границе его распространения.

**Литологический контроль оруденения лебединского типа.** Зависимость локализации различных руд Лебединого рудного поля от вмещающих пород проявляется в разной степени. Однозначно эта зависимость устанавливается для скарново-сульфидных руд. Они приурочиваются к контактному зонам лакколитов. Здесь сульфидная минерализация развивается по пироксен-гранатовым экзоскарнам, в составе которых отмечаются ранние магнезиальные силикаты. Апоскарновые руды непосредственно сменяются аподолмитовыми, сплошными или прожилково-вкрапленными, которые развиваются по околоскарновым актинолитизированным, тремолитизированным доломитам. Пластовые тела золото-пирит-анкеритовых руд развиваются на значительном удалении от лакколитов в различных горизонтах разреза карбонатной толщи. Локализация этих руд в определенной мере зависит от литологического состава пород. Еще ранними исследователями месторождений Лебединого рудного поля отмечена преимущественная приуроченность пластовых тел к оолитовым известнякам, доломитам с брекчиевидной структурой, к темноокрашенным битуминозным доломитам. Это представление подкрепляется и последующими наблюдениями. Золото-пирит-анкеритовые руды локализуются в местах частого переслаивания доломитов различных разновидностей, под мало-мощными пластами мергелистых доломитов, в отдельных горизонтах полосчатых зернистых темноокрашенных доломитов, заключенных между

значительно более мощными горизонтами однородных массивных доломитов и т. д. Практикой эксплуатационных работ подтверждено, что интрузивные тела щелочного состава для метасоматического оруденения неблагоприятны.

На Калтыконском месторождении наблюдаются переходы сульфидных тел из карбонатной толщи в кристаллические породы — гранито-гнейсы и гнейсы. Состав руд среди последних существенно пиритовый, золотоносность их слабая. На других участках Лебединого рудного поля переходов пластовых руд из платформенного чехла в породы основания не отмечается. Напротив, известны факты четкой избирательной приуроченности руд к маломощным пластам карбонатных пород, заключенных между поверхностью фундамента и крупными пластовыми интрузивами сненитового состава (гора Рудная, см. Петровская, Фасталович, 1940).

Зависимость локализации оруденения от литологического состава пород свойственна и жильным телам. При переходе крутопадающих жил из кембрийской доломитовой толщи в кристаллические породы основания практически интересные содержания металла в последних сохраняются в лучшем случае на интервалах первых метров. Как правило, одновременно сокращается и мощность жил.

От состава пород карбонатной толщи и от характера их переслаивания в определенной мере зависит и морфология жильных тел. Для них характерны раздувы, приуроченные к местам пересечения горизонтов пород, которые благоприятны и для локализации пластовых метасоматических рудных тел. Напротив, среди плотных однородных мелкозернистых доломитов жилы выдержаны, но имеют ограниченную мощность. При пересечении пластовых интрузивов или даек жилы часто превращаются в тонкие рудные проводники. Исключение составляют жилы и прожилки кварц-гематитового состава на отдельных участках, содержащие золото в промышленных концентрациях среди интрузивных пород (жилы Рудные, Горького, Мощная).

**Структурный контроль оруденения лебединого типа.** Локализация оруденения на Лебедином рудном поле определяется сочетанием ряда структурных элементов — крутопадающих разрывных нарушений разных порядков, пологих брахискладок и моноклиналей, согласных межпластовых и внутрипластовых зон скольжения, интрузивных тел, зон трещиноватости. Эти элементы проявляются в зависимости от физико-механических свойств пород и особенностей их залегания. Совмещение в ограниченном вертикальном интервале разнородных комплексов пород — кристаллических, интрузивных, осадочных карбонатных, каждый из которых к тому же неоднороден, предопределяет высокую анизотропию физико-механических свойств среды и избирательное проявление рудоконтролирующих деформаций. Ведущая роль в структурном развитии рудного поля принадлежит блоковым перемещениям фундамента, что убедительно показано ранними исследованиями и подтверждено последующими работами. Этот вопрос освещен в специальной работе автора (Сафонов, 1971). Блоковое строение свойственно как рудному полю в целом, так и отдельным месторождениям (фиг. 41). Блоки в большей или меньшей степени различаются по особенностям залегания осадочных пород, развитию магматических тел, разрывных нарушений и оруденения.

Основные рудные тела приурочены к Западному (Лебединому) блоку. В нем развиты пластовые и жильные тела различных морфологических типов. В южной, относительно опущенной части Западного блока, где сосредоточены лакколиты, распространены крупные и сложные по морфологии пластовые залежи. Они обычно представлены серией сближенных линз, гнезд с массивным и прожилковым штокверковым оруденением, перемежающимися со слабоминерализованными и пустыми породами. Эти залежи приурочены к пластам дислоцированных измененных доломитов, ограниченных зонами согласных нарушений. Пласты доломитов здесь

подвергались наиболее значительным складчатым деформациям, что непосредственно сказывается на размещении оруденения (Гаскаров, 1958). Так в одной из крупных залежей установлена приуроченность сульфидных тел к ядерным частям антиклинальных складок с падением крыльев до  $30^\circ$ . Нами наблюдались минерализованные зоны мелкой складчатости (типа складок волочения), где более интенсивно минерализованными оказываются замковые части складок. Вместе с тем по данным рудничной документации в пределах сложных залежей имеется значительное число разрывов. Залежи, относящиеся к этому же типу, но располагающиеся вблизи мелких лакколлитов, в большей мере связаны с секущими разрывными нарушениями, в частности радиальной системы относительно лакколита. Форма этих залежей заметно упрощается, а размеры их уменьшаются.

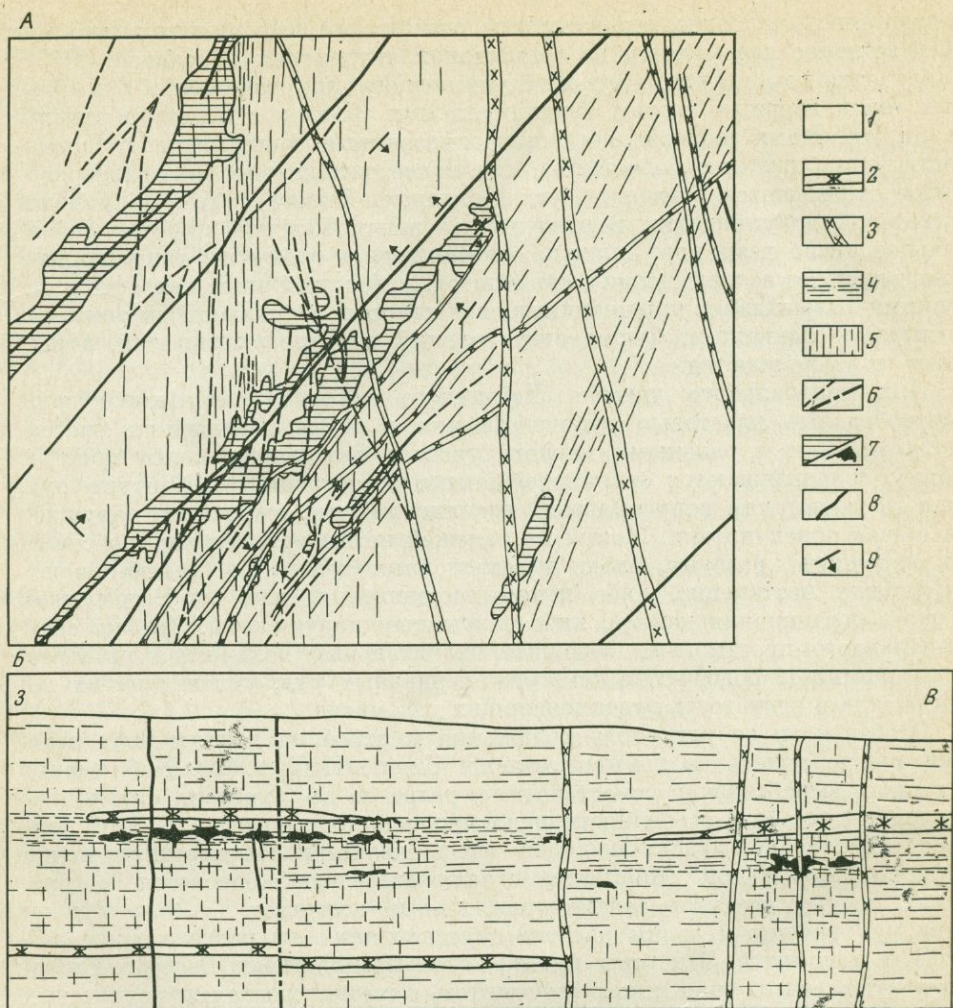
Для центрального участка Лебединого месторождения характерны лентообразные пластовые рудные залежи и жилы нескольких систем. По сравнению с залежами южного участка они имеют более простую форму, сопровождаются ориентированными ответвлениями. Контуры рудных тел в деталях неправильные, извилистые, что, однако, не нарушает их общей ориентировки. Мощность залежей не выдержана: им свойственны пережимы, раздувы, блоки незамещенных доломитов. Выклиниваются залежи постепенно, либо путем расщепления, или же посредством резкого ограничения дайкой, либо разрывным нарушением. Залежи северо-западного простирания содержат значительные количества гематита.

Характерны полосчатые текстуры первичных руд, унаследующих полосчатость и слоистость рудовмещающих доломитов.

Особенности структурного положения и строения лентовидных залежей можно видеть на примере залежи Черная II (фиг. 42). Наблюдения в горных выработках и сопоставление разрезов по буровым скважинам позволяют выявить особенности рудовмещающего горизонта на этом участке. Собственно рудовмещающей здесь является малоомощная пачка слоистых доломитов. Мощность отдельных слоев колеблется в пределах первых десятков сантиметров, иногда достигает 1—2 м. Рудные тела приурочены к зонам частого переслаивания макроскопически различных доломитов. Эти зоны маркируются пропластками белесых тонкоплитчатых (рассланцованных) доломитов, а также прослоями полосчатых серых — темно-серых разностей. Рудовмещающие доломиты часто имеют микрокатакластические, тонкополосчатые структуры, чем отличаются от залегающих ниже доломитов с характерной гипидиоморфнозернистой структурой и массивным сложением. Микроструктура рудовмещающих доломитов свидетельствует о деформационном (пластическом) и гидротермальном (метаморфическом) преобразовании первичных пород, более значительном, чем на безрудных участках.

Пластические деформации карбонатных пород проявляются и макроскопически. Они выражены в пологонаклонном залегании пластов доломитов. На этом участке намечается крупная брахисинклинальная складка, несколько вытянутая в северо-восточном направлении. Углы наклона пластов на ее крыльях обычно не превышают  $5-6^\circ$ . Пережимы пластов базальных песчаников на крыльях синклинали, развитие в местах пережимов разрывных нарушений в виде малоамплитудных сбросов и зон трещиноватости, а также наклонное залегание поверхности фундамента (со встречным падением) позволяет классифицировать указанную брахисинклиналь как проявление отраженной складчатости. Ее формирование связано с опусканием блока фундамента.

Залежи группы «Черная» размещаются на юго-западном крыле этой брахисинклинали, в ее осевой зоне. Отдельные залежи вытягиваются здесь в основном в северо-восточном направлении, вдоль протяженных разрывных нарушений. Залежь «Черная» в северо-восточном направлении постепенно выклинивается, а вмещающие доломиты приобретают гори-



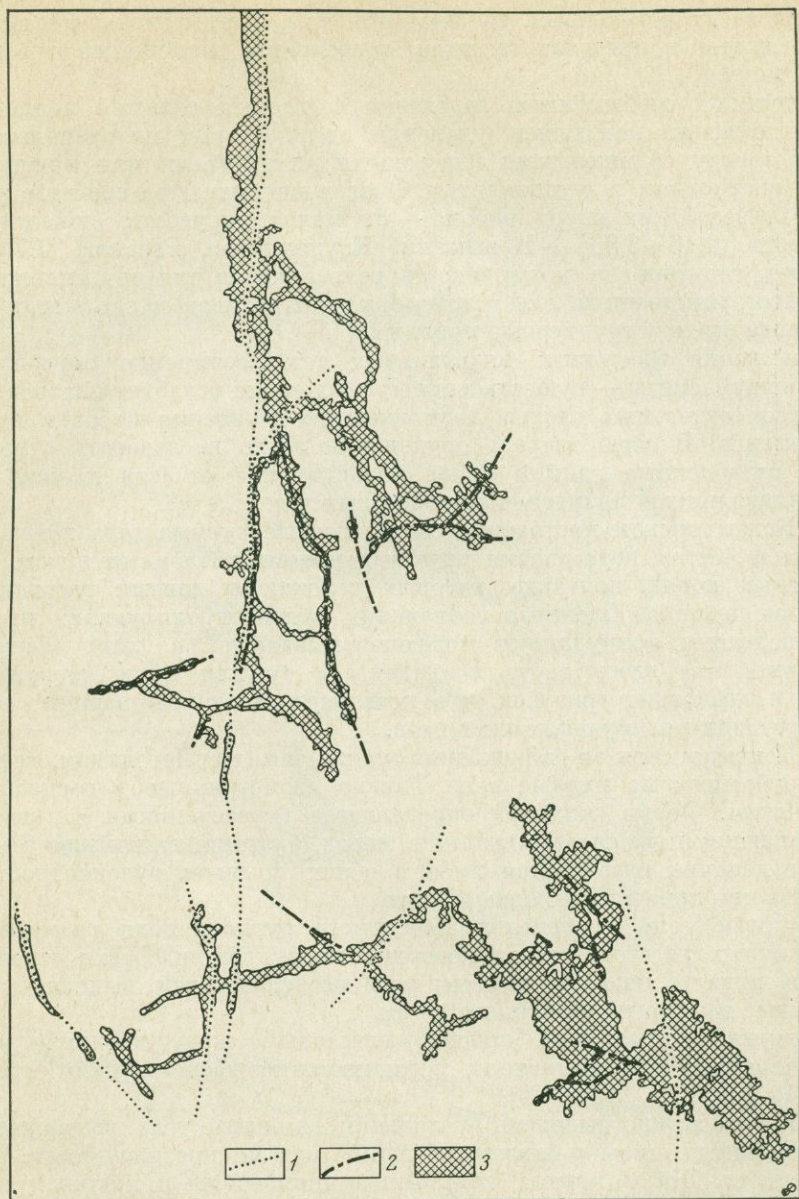
**Фиг. 42.** Структурный план рудного горизонта (А) и разрез (Б) залежи Черная II (по данным рудника Лебединого и материалам автора)

1 — карбонатные породы, 2 — пластовые интрузивные тела, 3 — дайки, 4 — зоны рассланцевания, 5 — зоны трещиноватости, 6 — разломы, 7 — золоторудные залежи, 8 — жилы, 9 — падение пород

горизонтальное залегание и пологонаклонное с падением на юго-запад, что, очевидно, связано с частным осложнением на крыле брахисинклинали. Вместе с тем, на участке залежи Черная II разрывные нарушения северо-восточного простирания, вероятно, совмещены с дополнительными мелкими складками. Наклон пластов доломитов в стороны от оси залежи под углами  $3-5^\circ$  позволяет рассматривать ее как расположенную в замковой части такой антиклинальной складки.

Кровля и подошва залежи Черная II представлены зонами тонкого рассланцевания мергелистых доломитов. Доломитовые зерна в них катклазированы, ориентируются по форме, образуя характерные струйчатые структуры. Согласно зонам межпластового скольжения пород картируются и выше залежи, на контакте с пластовым интрузивным телом, на небольшом удалении от рудной залежи.

Рудоконтролирующее значение разрывных деформаций в локализации пластовых руд выражено не только в приуроченности их к крупным сколовым нарушениям. Залежь Черная II располагается на пересечении



Фиг. 43. Морфология пластовых золоторудных залежей Колтыковского месторождения (по М. В. Низовцеву, А. Б. Ярлову и др.)

1 — дайки, 2 — разломы, 3 — золоторудные залежи

северо-восточными разрывами субмеридиональной зоны мелкой трещиноватости. Эта зона автономна; она заметно удалена от даек и непосредственно не связана с крупными сколовыми нарушениями. В массивных доломитах, залегающих ниже залежи Черная II, эта зона представлена мелкими сколовыми трещинами, по которым наблюдаются смещения с амплитудой в сантиметры — первые десятки сантиметров, а в пределах рудного горизонта — отдельными мелкими сколами, иногда рудными прожилками. В участках пересечения сколовыми нарушениями согласных нарушений и субвертикальных зон мелкой трещиноватости располагаются и другие залежи лебединог месторождения. От сочетания этих наруше-

ний зависят их морфология, внешние контуры, формы блоков незамещенных доломитов в пределах залежей, ступенчатое размещение отдельных рудных линз.

Постоянной особенностью залегания согласных залежей является и расположение на небольшом удалении от пластовых интрузивных тел, нередко между сближенными пластовыми интрузивами или между пластовым интрузивом и фундаментом. Физико-механические свойства интрузивных мезозойских пород района — их малая упругость, существенная пористость (1,16—3,334 — Казанский, Крупенников, Розанов, 1970) показывают, что они не могут играть роль экранов для оруденения. Поэтому пространственные связи пластовых интрузивов и согласных залежей скорее имеют структурные причины.

Размещение пластовых интрузивных тел несомненно определялось анизотропией среды — существованием согласных ослабленных зон, подвижностью отдельных блоков, возможностью отслоения пород в процессе их изгиба. В свою очередь оруденение могло наследовать существовавшие ослабленные зоны и вновь возникающие отчасти и под влиянием внедрявшихся интрузивных пластовых тел.

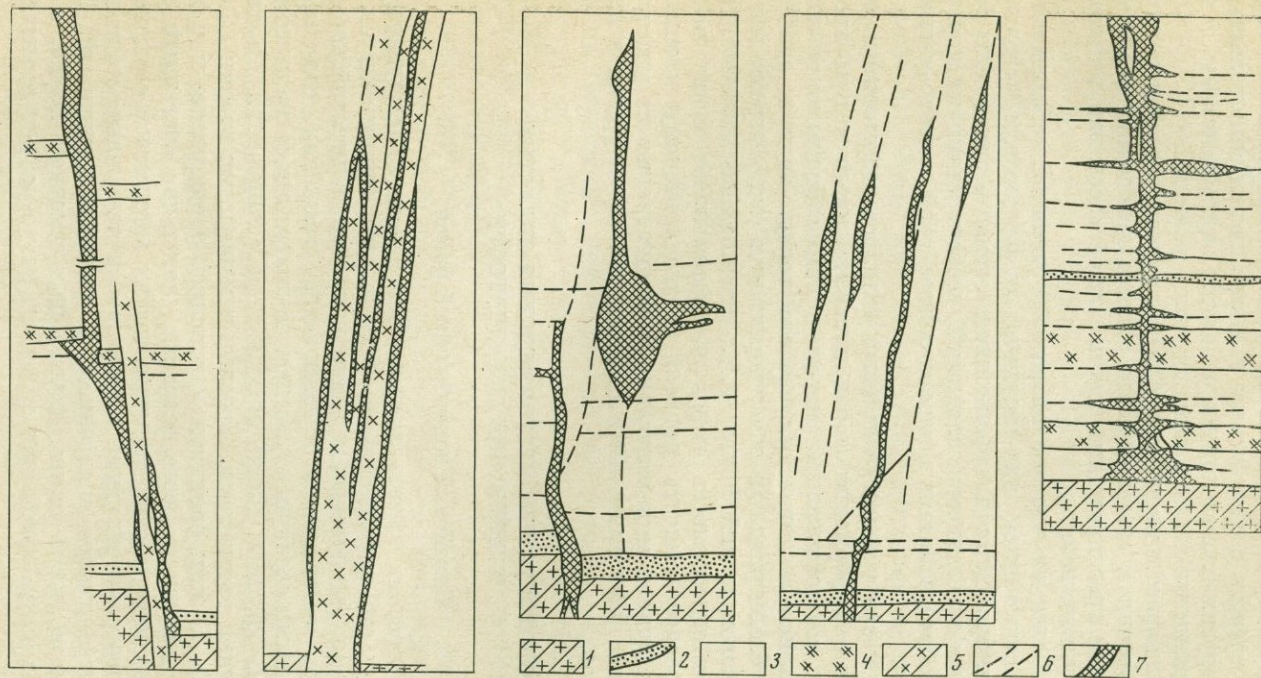
На Колтыконском месторождении пластовые рудные тела также приурочены к местам пересечения крутопадающими разломами пластов благоприятных пород, контакты которых усложнены зонами расщепления и скольжения. Сложные сочленения рудоконтролирующих нарушений определяют причудливую морфологию залежей в плане (фиг. 43). Пластовые тела здесь часто наклонены в ту или иную сторону под углами в несколько градусов, что позволяет допускать наличие складчатых рудоконтролирующих элементов.

На Колтыконском месторождении чаще, чем на Лебедином, встречаются трубообразные рудные тела, близко изометричные в горизонтальном сечении. Форма этих тел определяется пересечениями единичными крутопадающими разрывами пластов пород, благоприятных для замещения. Оруденение развивается либо в обоих крыльях рудоконтролирующего разлома, либо вдоль одного из них.

Пластовые тела в пределах Лебединого рудного поля размещаются на различных расстояниях от поверхности фундамента. Для отдельных участков рудного поля, по данным ряда исследователей, выделяются определенные горизонты их концентрации.

Жильные рудные тела, подобно пластовым, в рудном поле развиты неодинаково и представлены различными морфологическими типами (фиг. 44).

Среди них можно выделить протяженные мощные тела, выдержанные, но маломощные жилы и жилы небольшие как по протяженности, так и по мощности. Жилы первых двух типов приурочены к крупным сколовым нарушениям, переходящим из фундамента в породы чехла. По ним отмечаются сбросовые перемещения с амплитудой в 10—15 м, местами с существенной сдвиговой составляющей. В этих жилах, имеющих сложную морфологию, развиты как сульфидные, так и гематитовая ассоциации. Крупные жилы в рудном поле очень редки; к зонам вмещающих их разрывов, как правило, приурочены также дайки — иногда выдержанные по простиранию, а иногда прерывистые, располагающиеся кулисообразно. Дайки нередко отмечаются и в сколовых разрывах, содержащих жилы второго типа. Наиболее представительны жилы в центральной части Лебединого месторождения. Они отличаются прямолинейными или слабо-волнистыми очертаниями, ограниченной мощностью при значительной выдержанности по простиранию. По вмещающим их нарушениям устанавливаются сбросовые перемещения с амплитудой до 1—2 м, редко более. Отдельные жилы этого типа имеют дугообразную форму, объединяя серию отдельных кулисообразно расположенных жил.



Фиг. 44. Типы золоторудных жил месторождения Лебединое (по данным рудника)

1 — кристаллические породы фундамента, 2 — песчаники, 3 — карбонатные породы, 4 — пластовые интрузивные тела, 5 — дайги, 6 — разрывные нарушения и трещины, 7 — золоторудные тела

Мелкие жилы контролируются малоамплитудными сбросами, переходящими в породы фундамента и разрывами, не выходящими за пределы платформенного чехла. Среди них есть относительно сложно построенные жильные зоны, состоящие из мелких жил или линз, а также про- стые с отдельными раздувами.

Особенности размещения жил в рудном поле определяются его мелкоблоковым строением; в одних блоках развиты сопряженные системы рудовмещающих трещин с одинаковым или различным минеральным выполнением, для других блоков характерны жилы одной системы, в третьих — имеются единичные жилы различных направлений.

В рудном поле развиты многочисленные безрудные разрывные нарушения с глиной трения и маломощными зонами дробления. Обилие разрывных нарушений предопределило значительное рассеяние минерализации в пределах рудного поля.

Из сказанного следует, что локализация оруденения лебединского типа определялась сочетанием ряда структурных факторов, обусловленных соотношением кембрийского платформенного этажа и архейского фундамента (неглубоким залеганием последнего), особенностями их первичной структуры и преобразованиями в период мезозойской тектоно-магматической активизации.

Важнейшими структурными факторами являлись разрывные и своеобразные складчатые деформации пород платформенного чехла, проявившиеся в связи с мелкоблоковыми перемещениями фундамента и в зависимости от физико-механических свойств пород. Видную роль в создании условий, благоприятных для локализации руд, сыграли магматические тела. Литологический фактор имел подчиненное значение. Напротив, химическая однородность пород платформенного чехла в целом и их сильная раздробленность привели к значительному площадному распространению рудной минерализации и концентрации на участках со сравнительно более благоприятными сочетаниями структурных и литологических факторов.

## ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ СКЛАДЧАТОСТИ

### Балейский золоторудный район

Особенности строения и металлогении Балейского золоторудного района определяются его положением в области раннегерцинской складчатости, где после длительного периода стабилизации, в мезозойское время вновь проявились интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся своеобразными осадконакоплением, магматизмом и процессами рудообразования. В крупном плане мезозойская активизация выразилась сводовым поднятием территории, образованием крупных впадин (Фогельман, 1968 и др.). В этих впадинах накопились терригенные и вулканогенные породы юрского-мелового возраста, слагающие орогенный структурный этаж. Как и во многих других областях автономной активизации, вулканическая деятельность здесь проявилась в начальные стадии этого процесса и сопровождалась внедрением гранитоидных интрузий. Терригенные породы молассовой серии отлагались в основном позже, в унаследованных либо вновь возникших прогибах; они образуют верхний ярус орогенного этажа.

Процесс формирования орогенного структурного этажа происходил на фоне проявления активных разрывных дислокаций, сопровождавшихся локальными пликативными нарушениями.

Разрывные нарушения периода активизации использовали ранние направления разломов консолидированных герцинских и более древних образований фундамента. Вместе с тем они развивались и по новым на-

правлениям и в целом согласно данным И. Н. Томсона, Н. А. Фогельман и других создавали сетчато-глыбовую структуру территории. Эти разломы контролируют положение наложенных впадин, а также интрузивов гранитоидов, прорывающих образования фундамента и нижнего яруса орогенного этажа.

Образования фундамента в Балейском районе представлены среднекарбовыми гранодиоритами ундинского комплекса, а также кристаллическими породами палеозоя и протерозоя (сланцами, гнейсами, кварцитами, известняками), смятыми в складки северо-восточного простирания. В фундаменте развиты массивы гранитоидов верхнеюрского вулканоплутонического комплекса, — штоки и дайки монзонитов, диоритов, гранодиоритов, гранитов. Орогенный этаж сложен плохо сохранившимися нижнеюрскими осадочными породами, вулканитами шадоронской свиты ( $J_3$ ), а также терригенными отложениями верхнеюрского-нижнемелового возраста, выполняющими Ундино-Даинскую депрессию, протягивающуюся в северо-восточном направлении. Среди вулканитов преобладают лавобрекчии, туфобрекчии, туфы и лавы среднего состава. Как и породы фундамента, они прорваны штоками и дайками верхнеюрских гранитоидов.

Озерные и колювиально-пролювиальные отложения верхнего яруса орогенного этажа фациально изменчивы, но везде достаточно четко стратифицированы. Среди них выделяются (снизу вверх): 1) конгломератовая тергенская свита, 2) конгломерато-песчаниковые кокуйская и тасевская свиты; 3) песчаниково-конгломератовые отмаховская и киберевская свиты, 4) конгломератовая каменская свита. Возраст первых трех свит датируется как верхнеюрский-нижнемеловой, последних — нижнемеловой (Любалин и др., 1970). Эти свиты имеют субгоризонтальное или пологонаклонное залегание и разбиты разрывными нарушениями. В последние годы среди них выявлены складки с наклоном пластов до  $30^\circ$ , а около разломов — до  $50^\circ$ .

Формирование золоторудных месторождений связано с проявлением двух основных этапов минерализации — верхнеюрского и нижнемелового. В ранний (южноиммерийский) этап образовались разнообразные золоторудные среднеглубинные месторождения золото-сульфидного (дарасунского) типа (Тимофеевский, 1962), в поздний — близповерхностные золото-кварцевые месторождения балейского типа (Петровская и др., 1964; Петровская, 1967 и др.).

Геологическая позиция Балейского золоторудного района определяется крупными зонами разрывных нарушений. С севера район ограничивается северо-восточным Борщевочным разломом, причленяющимся к региональному Монголо-Охотскому разлому того же простирания. Южной границей района служит зона повышенной трещиноватости, протягивающаяся в северо-восточном субширотном направлении. С востока и с запада район ограничивается разломами субмеридионального — северо-западного простирания, входящими, по Н. А. Фогельман (1968), в зону глубинного Балейско-Дарасунского разлома.

Общее положение золоторудных месторождений в районе определяется местами пересечения разломов. Золото-сульфидные месторождения располагаются в южной части района. Они тяготеют главным образом к штокам гранитов-диоритов верхнеюрского комплекса, а также к мелким блокам гранодиоритов и вулканогенных пород того же возраста. Выделяются золото-кварц-турмалин-сульфидные (Среднеголготайское, Казакское) и золото-кварц-сульфидные (Майское) месторождения жильного типа.

На этих месторождениях представлены главным образом маломощные, большей частью достаточно протяженные крутопадающие жилы, приуроченные к зонам сколовых нарушений. Они обычно изгибаются по простиранию и по падению и осложнены апофизами. Выполнение жил происходило в несколько стадий минерализации в основном при взресо-

сдвиговых перемещениях по рудовмещающим разрывам и по более крупным безрудным разломам. Месторождения первого этапа размещаются среди образований фундамента и нижнего яруса орогенного этажа, преимущественно к югу от Ундино-Даинской депрессии. Глубины их формирования оцениваются в 1—2 км. Золоторудные месторождения балейского типа размещаются главным образом среди осадочных отложений. Большинство исследователей относят их к близповерхностным, но о глубине их образования по верхней границе распространения оруденения нет единого мнения. Учитывая новые данные (В. Г. Хомич и др.), глубину формирования балейского оруденения, очевидно, следует оценивать в 200—400 м.

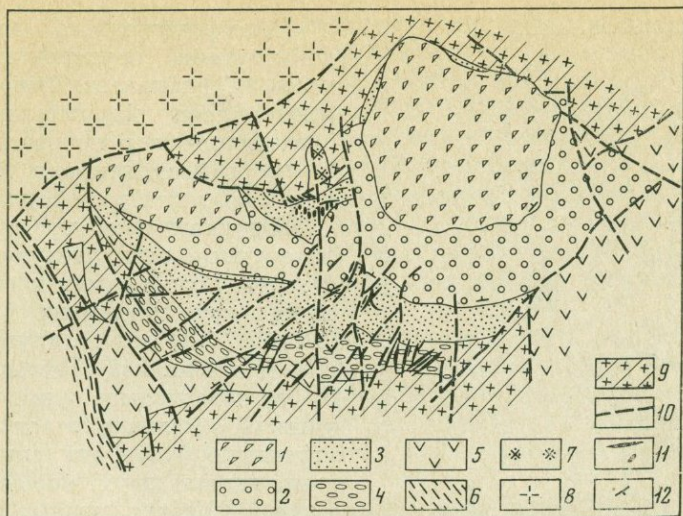
Рудная минерализация развивалась до завершения осадконакопления, очевидно, синхронно с отложением пород кибиревской и, возможно, каменной свит. Следует отметить, что имеются некоторые данные, свидетельствующие о послерудном отложении каменных конгломератов.

Основное Балейское рудное поле занимает центральное положение в районе. Геологическое строение и минерализация его изучены весьма детально и освещены в работах Н. В. Петровской, П. С. Бернштейна, В. И. Лозовского, В. Г. Хомича, С. С. Максимова и других исследователей. Работы автора дополняют характеристику структурных условий формирования балейских месторождений (Сафонов, 1972).

**Структурные факторы контроля оруденения балейского типа.** Балейское рудное поле приурочено к одноименному грабену, занимающему юго-западную часть Ундино-Даинской депрессии. Обособление Балейской впадины-грабена обусловлено блоковыми движениями по разломам северо-восточного и субмеридионального простирания. Рядом исследователей района подчеркивается, что Балейский грабен располагается в той же субмеридиональной — северо-западной полосе, что и ряд золото-сульфидных месторождений. В связи с этим предполагается наличие определенной связи золотого оруденения разных этапов. Тем самым решающая роль в локализации Балейских месторождений также отводится субмеридиональным — северо-западным разломам глубокого заложения, которые определяют размещение и ранних золото-сульфидных руд. Влияние этих разломов на формирование оруденения балейского типа несомненно. Однако основное их значение в позднекимерийском тектогенезе представляется не в создании протяженных зон повышенной мобильности, а в создании локальных участков со специфическим тектоническим режимом развития наряду с северо-восточными разломами глубокого заложения. Их заложение связывается со сводовым поднятием территории, на фоне которого возникли впадины компенсационного типа.

Характерными чертами тектонического режима формирования Балейской впадины являлись: 1) многократные интенсивные, но, по-видимому, кратковременные проявления тектонических импульсов; 2) неоднократная инверсия движений при преимущественном развитии сбросовых перемещений по зонам разломов и общая тенденция к уменьшению относительного опускания к началу процесса рудоотложения; 3) унаследованное длительное, в частности конседиментационное, развитие основных рудоконтролирующих нарушений.

Для Балейского грабена характерно мелкоблоковое строение, сочетающееся с общим брахисинклинальным залеганием пород (фиг. 45). Выделяется два основных блока: Восточный и Западный, различающиеся по истории развития. Восточный блок на ранних этапах развития грабена, очевидно, сохранял приподнятое положение; породы шадоронской и тергенской свиты здесь развиты весьма ограниченно. В Западном блоке представлен полный комплекс пород орогенного этажа. Указанные блоки, в свою очередь, имеют неоднородное строение, обусловленное развитием многочисленных внутриблоковых разрывных нарушений. Отмечаются неравномерное распределение эффузивных пород, резкие изменения мощ-



Фиг. 45. Структурная схема Бале́йского рудного поля (по В. Г. Хомичу и др.)

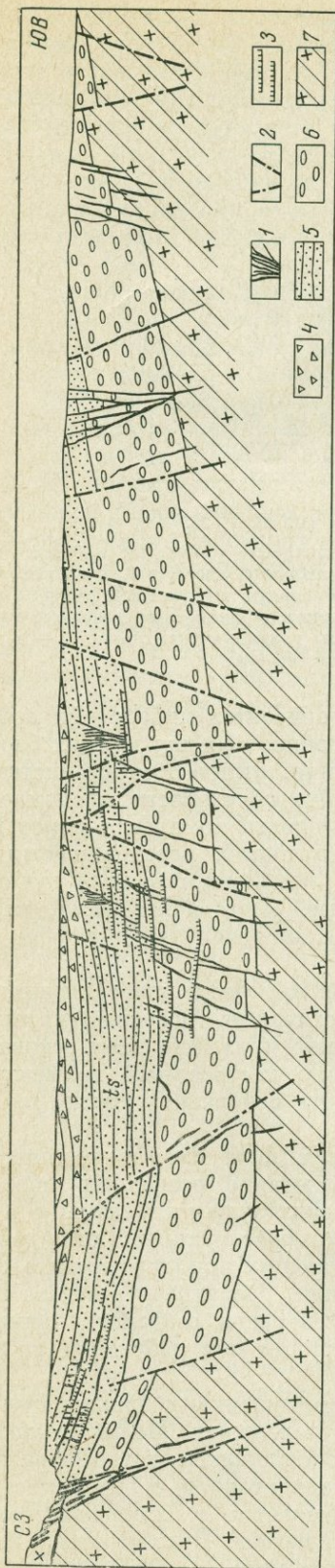
1 — конгломераты каменной свиты, 2 — конгломерато-песчаниковые отложения кибиревской свиты, 3 — преимущественно песчаниковые отложения отмаховской, тасеевской и кокуйской свит, 4 — конгломераты тергенской свиты, 5 — эффузивные породы шадоронской серии, 6 — кристаллические сланцы протерозойского возраста, 7 — диориты верхнеюрского возраста, 8 — граниты борщовочного комплекса, 9 — гранодиориты, диориты удинского комплекса, 10 — разрывные нарушения, 11 — золоторудные тела, 12 — направление падения

ности или выпадение из разреза отдельных горизонтов либо пачек осадочных образований. Системы разрывов, создающих мозаику мелких блоков эффузивных пород и гранитоидов основания, отличаются от систем разрывов, развитых среди осадочных пород. Это обусловлено преломлением разрывных нарушений при переходе из одного комплекса пород в другой, наличием среди осадочных пород нарушений, прослеживаемых лишь на ограниченном интервале, и общим затуханием этих нарушений в верхней части разреза. Данные горных работ показывают, что значительные разломы обычно выклиниваются на контакте кокуйской и кибиревской свит или в пределах последней.

Наиболее распространены в рудном поле крутопадающие разломы субмеридионального и северо-восточного простирания. Особенно интенсивно они развиты в центральной части рудного поля, что дает основание выделять в его пределах наиболее сложно построенный промежуточный блок. В этом блоке сконцентрированы основные рудные тела Бале́йского рудного поля.

Складчатые структуры в Бале́йском рудном поле имеют подчиненное значение. Общее брахисинклинальное залегание осадочных пород могло быть обусловлено относительно более значительным опусканием его центральной части (по разломам субширотного простирания) либо действием локальных снижающих усилий, возникающих при опускании блока в целом по разломам со встречным падением. Развитие субогласных межпластовых нарушений типа сдвига-надвигов среди осадочной толщи свидетельствует о формировании брахисинклинали под действием сжимающих усилий.

Крутопадающие разрывные нарушения по отношению к брахисинклинали занимают поперечное или диагональное положение. Мелкие складки фиксируются главным образом в переслаивающихся конгломерато-песчаниковых отложениях (с прослоями алевролитов) в средней части разреза. По механизму образования они относятся к приразломным, а также к бескорневым складкам продольного изгиба. Помимо этого, наблюдаются отраженные складки и складки облекания.



Фиг. 46. Схематический разрез Балейского грабена (по В. Г. Хомичу и др.)

1 — золоторудные тела, 2 — разломы, 3 — внутриформационные нарушения, 4 — деформационные нарушения, 5 — кибиревская свита, 6 — тасеевская свита, 7 — гранитоиды удинского комплекса

Непосредственного влияния на локализацию оруденения складчатость не оказывает. Однако пологие межпластовые нарушения, очевидно, образующиеся в процессе формирования брахисинклинали, играют важную роль в контроле оруденения.

В рудном поле представлены золоторудные тела следующих типов: 1) зоны пологих жил и связанных с ними крутопадающих прожилков (Балей), 2) зоны крутопадающих жил и прожилков (Тасеево, Кокуй), 3) штокверковые руды. Последние лишь на отдельных участках развиты автономно, чаще они связаны с рудами первых двух морфологических типов. Пологие жилы Балейского участка распространены как в гранодиоритах удинского комплекса, в северном борту грабена, так и в песчано-конгломератовых отложениях. Среди гранодиоритов крупная жила выполняет так называемый Контактный разлом; прожилковые руды выполняют сколовые и отрывные оперяющие трещины в лежащем боку этого разлома. В песчано-конгломератовых отложениях пологие жилы приурочены к межпластовым нарушениям, пологопадающим к центру брахисинклинали. Между этими нарушениями развиваются главным образом поперечные жилы и прожилки, выполняющие трещины отрыва (Петровская и др., 1961). Интенсивность развития и морфология жил и прожилков зависит от типа пород, от характера их переслаивания. Более широко они распространены и имеют более сложную форму в местах частого чередования различных прослоев. Кулисообразное размещение пологих нарушений с появлением новых подобных разрывов по мере удаления от борта впадины на все более нижние горизонты обуславливает и особенности размещения оруденения на этом участке. Крутопадающие жильные зоны Тасеевского участка контролируются сбросами (Петровская и др., 1961; Лозовский и др., 1960) северо-восточного простирания, связанными с основными субмеридиональными разрывными нарушениями мобильного промежуточного блока. Эти нарушения относятся к долгоживущим разломам, переходящим в орогенный этаж из основания.

Согласно В. И. Лозовскому (Лозовский и др., 1960) и другим авторам эти жильные зоны значительно нарушены послерудными пологими разрывами. Действительно, пологие субсогласные зоны скольжения большей частью развитые по пластам алевролитов, широко распространены на этом участке. Благодаря им рудные зоны имеют весьма сложное строение (фиг. 46, 47). Однако специальные наблюдения ряда исследователей, в том числе и автора, заставляют прийти к выводу, что пологие разрывы имеют дорудное заложение и играют важную роль в процессе формирования жил. Подвижки по этим нарушениям обуславливают приоткрывание ранних сколовых трещин и развитие сети мелких трещин, контролирующей прожилковую минерализацию.

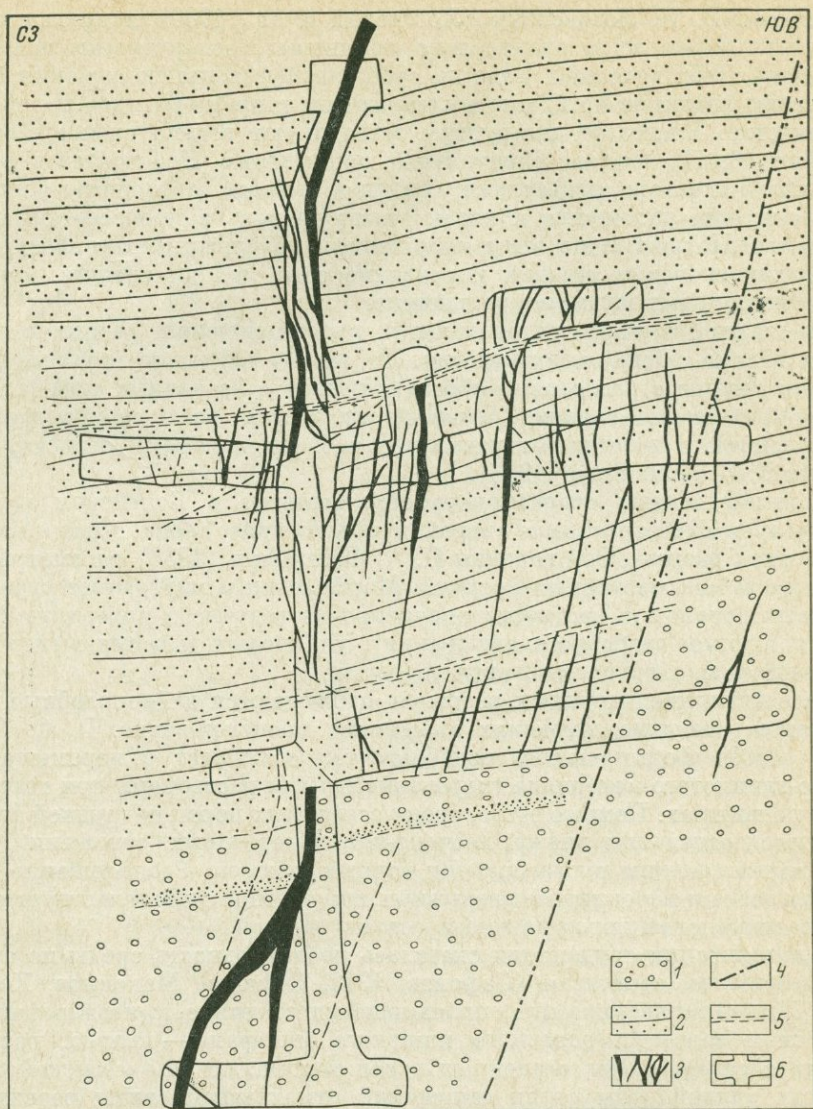
Характерной чертой крутопадающих рудомещающих разрывов является их весьма сложная морфология. По своему строению крупные зоны разломов сходны с разломами, образующимися в осадочных породах при современных землетрясениях. В частности, рудные зоны сходны по форме и строению с некоторыми разломами в Гоби-Алтайской области, описанными В. П. Солоненко (1963).

К специфическим структурным образованиям в Балейском рудном поле следует отнести также «воронки обрушения» среди осадочных пород в верхах разреза. Эти воронки Н. А. Фогельман (1968) рассматривает как части тел взрывных брекчий. Морфология и внутреннее строение некоторых воронок, в частности ориентировка галечного материала (примерно под углом свободного насыпания), указывают, что они выполнены осыпавшимися, обваливающимися породами.

Вдоль некоторых крупных разрывов наблюдаются дайкоподобные тела песчаников, очевидно, имеющих экзогенное происхождение. П. С. Бернштейн (1969) формирование подобных тел связывает с перемещением песчано-глинистого материала гидротермальными растворами при тектонических подвижках. Помимо этого, среди осадочных пород надрудной толщи выделяются отдельные линзы песчано-конгломератовых отложений, очевидно, выполняющих русла древних водных потоков. Расположение этих линз над зонами перекрытых разрывных нарушений свидетельствует о локальном проседании пород по зонам мелких трещин.

На локализации оруденения сказалась неоднородность среды по физико-механическим свойствам (Сафонов, 1972, Сафонов, Максимов, Хомич, 1973). Рудная минерализация, проявившаяся стадийно, с неоднократным выпадением золота и основного жильного минерала — кварца, развита главным образом среди осадочных пород тергенской и тасеевской свит. В верхах рудной зоны среди отложений отмаховской свиты развиты в основном безрудные кварцевые прожилки поздних стадий и согласные залежи кварцевых метасоматитов, сформированные в раннюю дорудную стадию. Ниже, в породах тасеевской и кокуйской свит концентрируются богатые руды жильного, прожилкового и штокверкового типов. В конгломератах тергенской свиты представлены лишь основные стержневые жилы с умеренными и бедными содержаниями золота. При переходе в эффузивные породы шадоронской свиты рудные жилы сменяются мало мощными прожилками или неминерализованными тектоническими трещинами.

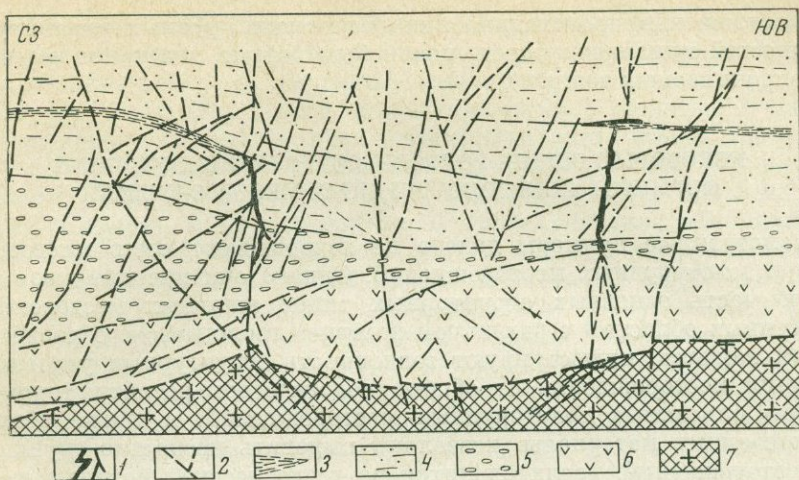
В гранитоидах основания на продолжении рудных зон установлены кварцевые жилы и прожилки, местами содержащие промышленные концентрации золота. Породы основания вскрыты недостаточно, поэтому данные о развитии здесь минерализации ограничены. В северо-восточной части Тасеевского участка среди гранодиоритов установлены пологопадающие жилы с неравномерным распределением золота (фиг. 48). По данным С. С. Максимова, В. Г. Хомича и других исследователей в этих жилах присутствуют минеральные ассоциации, свойственные раннекимерийской золоторудной минерализации.



Фиг. 47. Соотношения рудных жил, пологих и крутопадающих нарушений (по данным документации восстающей и подэтажных выработок)  
 1 — конгломераты, 2 — слоистые песчаники, 3 — золото-кварцевые жилы и прожилки, 4 — разломы, 5 — зоны межпластового проскальзывания, 6 — контуры горных выработок

Указанная зональность в строении жил и распределении минерализации увязывается с закономерным изменением физико-механических свойств пород. Наиболее отчетливо выступает возрастание эффективной пористости пород — от относительно наибольшей — 1—1,5% (гранодиориты) до очень высокой — около 15—17% (песчаники, конгломераты тасевской и кибиревской свит). Тергенские конгломераты обладают пористостью порядка 5%. Более высокая пористость свойственна и измененным порфиритовым породам шадоронской свиты (около 10% в среднем). Отсутствие оруденения в эффузивах можно объяснить неблагоприятным для рудоотложения химическим составом этих пород.

Для БалеЙского рудного поля характерно отсутствие пачек пород, которые могли бы служить экраном в процессе рудоотложения. Напротив, породы надрудной толщи, очевидно, имели весьма высокую проницаемость, о чем можно судить по высокой пористости ее некоторых



Фиг. 48. Разрез нижней части Балейского месторождения (по материалам рудника)  
 1 — золоторудные жилы, 2 — разрывные нарушения, 3 — расланцованные алевролиты, 4 — слоистые песчаники тасеевской свиты, 5 — конгломераты тергенской свиты, 6 — вулканогенные породы шадоронской свиты, 7 — гранодиориты основания

разновидностей, относительно более сцементированных и сохраняющих свою целостность при механической обработке образцов.

По-видимому, нельзя рассматривать в качестве экранов и субсогласные тела кварцевых метасоматитов — трещиноватых, часто ноздреватых, ячеистых; ими «перекрываются» практически все рудные зоны (Хомич, Чеглоков, 1966).

В качестве полупроницаемых экранов на месторождениях выступали лишь пласты алевролитов, под которыми формировались рудные столбы (Воросов, 1967). Пористость этих пород по двум определениям составляет 4—9%, а проницаемость 0,0003—0,00006 миллидарси.

Условия локализации золотого оруденения балейского типа определяются общими особенностями образования орогенного этажа. Рудное поле характеризуется мелкоблоковым строением, связанным с развитием долгоживущих, кон- и постседиментационных разломов, усложняющим общее брахисинклинальное залегание пород в пределах грабена. Месторождения формировались на небольших глубинах до завершения осадконакопления в Балейском грабене.

Оруденение развивалось в условиях высокой проницаемости среды, обусловленной развитием крутопадающих и пологих согласных нарушений, интенсивной трещиноватостью пород и их высокой пористостью. Изменение физико-механических свойств пород по разрезу обусловило зональное развитие оруденения, выражающееся в закономерной смене по восстанию относительно бедных руд простого жильного типа более богатыми прожилково-жильными и штокверковыми рудами. С малой прочностью слабосцементированных пород верхней части разреза связано развитие здесь сложных трещинных нарушений, проседание, обрушение пород. В более консолидированных породах средней и нижней части верхнего яруса рудоконтролирующие деформации проявились образованием более простых сочетаний структурных элементов. Эффузивные породы нижнего яруса по степени нарушенности не уступают залегающим выше осадочным породам. Отсутствие в этих породах оруденения, очевидно, обусловлено их химическим составом.

Гранодиориты нижнего этажа вмещают значительные концентрации руд в борту грабена. В основании грабена рудная минерализация проявилась в иных структурных условиях, масштабы и интенсивность ее проявления пока неясны.

Рудоотложение происходило при отсутствии крупных экранирующих поверхностей или пачек пород, под небольшой по мощности покрывной высокопроницаемых толщ.

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренные примеры далеко не исчерпывают всего многообразия структур золоторудных месторождений. Однако они представляют значительную часть основных структурных типов жильных месторождений, свойственных областям с различной историей геологического развития, и, как нам кажется, иллюстрируют зависимость структурных условий формирования месторождений от общего геологического развития территории. Примеры описанных золоторудных месторождений, а также обширные опубликованные материалы позволяют выделить несколько групп жильных месторождений, различающихся по геологической позиции и структуре. Как правило, эти группы включают месторождения, однотипные по генетическим особенностям.

Первую группу составляют месторождения, локализованные в интенсивно дислоцированных и метаморфизованных породах фундамента. Структурные условия их формирования определяются совместным проявлением пластических и подчиненных им хрупких деформаций в условиях относительно больших глубин. В процессе геологического развития усложнялась форма существовавших складок (в одних районах — изоклиальных сложных, в других — брахиформных), возникали разрывные нарушения сколового и отчасти отрывного типов. Наиболее интенсивно деформированными оказались участки замыкания, погружения и изгиба основных складок. Сочетания различных деформаций приводили к формированию сложных рудных тел. В одних случаях это неправильные залежи, форма которых в основном зависит от форм мелкой складчатости (Хоумстейк, США, Морру-Велью, Бразилия), в других случаях — это жиллообразные тела и зоны (Колар, Индия), а также сложные системы жил (Калгурли, Австралия). На примере месторождения Хоумстейк можно оценить значительную роль дополнительной складчатости в образовании золоторудных тел. Месторождение Колар выделяется наличием серии кулисообразных жиллообразных тел (вытянутых линз) в крутосклоняющихся зонах мелкой складчатости (Наройянасвами и др., 1964). Жилообразные тела здесь непосредственно не связаны друг с другом и контролируются разрывами, расположенными в осевых зонах сжатых складок.

В рудном поле Калгурли золоторудные жилы приурочены к трещинам скальвания в изоклиальных складках. Большая часть сложно сочленяющихся жил располагается в синклинальной складке, осложненной мелкой складчатостью и краевыми надвигами (Campbell, 1953). Для месторождений, локализованных в древних толщах, характерна избирательная приуроченность к определенным толщам пород, выделяющихся по химическому составу и особенностям залегания. На месторождениях Хоумстейк, Колар и Морру-Велью — это метаморфизованные осадочные породы в Калгурли, на месторождении Поркупайн — вулканогенные.

В формировании рудных тел на месторождениях этой группы основное значение имели процессы замещения, стабильно проявившиеся в вертикальном диапазоне до нескольких километров. Основным минеральным компонентом рудных тел обычно является кварц, хотя руды Хоумстейка богаты сульфидами. На Морру-Велью они преобладают и образовались за счет замещения карбонатных пород (Парк, Мак-Дормид, 1966). Значительную роль в составе руд часто играют теллуриды (Калгурли, Колар и др.). Несомненна связь формирования месторождений

данной группы с общими тангенциальными усилиями, вызывавшими особенно интенсивные деформации на участках сложного залегания пород, где и локализовались золоторудные месторождения.

Ко второй группе относятся месторождения, развитые в дислоцированных породах нижнего яруса геосинклинального этажа. Их структуры более разнообразны, чем месторождения первой группы, что обусловлено большим разнообразием проявлений нижнего яруса в областях, различных по возрасту и типу развития. В протерозойских геосинклинальных образованиях Енисейского кряжа развиты кварц-золоторудные месторождения, контролируемые зонами смятия и сколовых нарушений (Петровская, 1967). Здесь руды локализовались в углистых филлитах на участках интенсивного развития складок волочения, приуроченных к местам сочленения и пересечения различно ориентированных зон расланцевания и сколовых трещин. Оруденение — гнездово-прожилковое, концентрируется в зонах, контролируемых указанными структурными элементами. Характер размещения кварцевых тел и структура кварца свидетельствуют о формировании их в процессе метаморфизма, в условиях проявления складчатых и сопряженных с ними разрывных нарушений.

Соскладчатые рудоконтролирующие разрывные деформации проявились в золоторудных полях Бендиго и Балларат (Thomas, 1953, Baragwanath, 1953), сложенных осадочными породами ордовика. Для них характерны седловидные рудные тела в зонах дополнительной складчатости (Бендиго) и жильные руды в зонах скалывания, связанных со складчатостью (Балларат). Явная связь рудообразования с периодом развития дополнительной складчатости установлена в описанных выше районах Мурунтау и Северного Казахстана. В Мурунтауском рудном поле представлены жильные, прожилковые и пластовые руды, формировавшиеся, очевидно, при переработке послонных кварцевых тел метаморфогенного происхождения.

Складчатыми структурами и зонами расланцевания контролируются метасоматические золотоносные кварцевые тела Кварцитовых горок. На месторождении Бестюбе развиты жилы в соскладчатых надвигах. Для месторождений описываемой группы характерно отсутствие видимых связей с интрузивными телами (за исключением месторождения Бестюбе, где мелкие штоки диоритов осложняют залегание осадочных пород). На этих месторождениях заметную роль в распределении минерализации играет состав вмещающих пород и еще более существенную их физико-механические свойства. Неоднородность пород и тип деформации обуславливают образование рудных тел путем замещения и выполнения трещин. Характерна стадийность процесса минерализации и преимущественное развитие мало- и убогосульфидных руд.

Третью обширную группу составляют месторождения, локализованные в образованиях нижнего и среднего яруса геосинклинального этажа, представленных вулканогенными, интрузивными и осадочными породами. Складчатые элементы структуры обычно вместе с долгоживущими рудоломами контролируют размещение рудных полей и месторождений, а их строение почти полностью определяется разрывными деформациями. В зависимости от особенностей геологического развития рудоносных территорий здесь возникают системы жил, жильные зоны или отдельные жилы, контролируемые сколовыми нарушениями и оперяющими их разрывами. Примерами этого типа на территории нашей страны являются месторождения Карамазара, широко известные месторождения Урала (Березовское, Кочкарское), Северного Казахстана (Степнякское, Аксу), Западного Узбекистана и другие.

На локализации оруденения сказываются особенности залегания слоистых толщ и строения прорывающих их интрузивов. Мелкие интрузивные тела выступают и как важные элементы структуры, влияющие на раз-

вите разрывных деформаций. Общие особенности проявления разрывных нарушений обуславливаются подвижками по долгоживущим разломам. К этой группе, очевидно, следует отнести и ряд месторождений областей тектоно-магматической активизации (Восточное Забайкалье). Для них устанавливается более тесная связь с телами малых интрузий, но основное значение в контроле оруденения имеют также разрывные нарушения.

Рудные тела месторождений третьей группы формируются путем замещения пород и выполнения трещин. В составе руд часто значительную роль играют сульфиды. Литологический контроль оруденения проявляется в малой степени.

Четвертую группу составляют месторождения альпийских геосинклинальных зон и молодых областей тектоно-магматической активизации. В эту группу входят описанные месторождения Трансильвании, а также Охотского вулканогенного рудного пояса Сан-Хуан-Боулдер, района Рипаблик (США), Новой Зеландии и другие.

Для месторождений этой группы характерна их непосредственная связь с вулканогенными структурами — кальдерами проседания, жерлами, некками, эксплозивными брекчиями и т. д., а также разрывными нарушениями, контролирующими проявления вулканизма. Оруденение развивается обычно до окончания вулканической деятельности и представлено сложными системами жил выполнения, штокверками, реже отдельными жилами и их сериями. Рудовмещающие разрывные нарушения часто подчиняются вулканогенным структурам, в связи с чем здесь обычны сочетания систем кольцевых и радиальных разрывов, разветвление и общее более сложное строение жильных зон в верхних частях месторождений.

Как правило, с глубиной структура месторождений упрощается. Вертикальный диапазон распространения руд обычно ограничен, но на отдельных месторождениях оруденение прослеживается до глубины 1 км и более (Сасар, Бая Сприя и др.). Характерна смена с глубиной золотых руд сульфидными.

В областях тектоно-магматической активизации месторождения связаны либо с вулканогенными структурами (месторождения Сильвертон-Комсток (Koschmann, 1947), либо с отрицательными структурами типа грабенов, выполненных эффузивными и молассовыми отложениями (Балей, Рипаблик). В вулканических породах нижнего яруса орогенного этажа структура месторождений определяется развитием разрывных нарушений, субвулканических тел и эксплозивных брекчий. В областях с проявлением вулканической деятельности на всех этапах активизации образуются простые по строению трещинные месторождения Рипаблик (Grant-han, Full, 1968).

Балейские месторождения, локализованные главным образом в молассовой толще, имеют более сложную структуру, что объясняется более сложными условиями их формирования. Они образовались в завершающие этапы формирования грабен-синклинали, при малой консолидации пород, в условиях активных тектонических подвижек по пологим межпластовым и крутопадающим нарушениям. В формировании рудовмещающих трещин важное значение имели различия вмещающих пород по физико-механическим свойствам.

К пятой группе нами относятся месторождения в платформенных отложениях древних щитов, подвергшихся тектоно-магматической активизации. Описанные месторождения Центрального Алдана, а также упомянутые месторождения района Блэк Хилс иллюстрируют специфику их образования. Для этих месторождений основное значение имеют пластовые золоторудные тела, положение которых в основном связано с мелкоблоковыми перемещениями неглубоко залегающего фундамента. В структурном отношении к этим месторождениям очень близки свинцово-цинковые месторождения района Верхней Миссисипи-Миссури. Но в

последнем более ярко выступает рудоконтролирующая роль складчатых деформаций платформенного чехла и отсутствуют интрузивные тела — важный элемент структуры алданских месторождений.

Приведенным описанием не охвачены группы золоторудных месторождений, приуроченных к минерализованным зонам дробления; не рассмотрены своеобразные месторождения типа Карлин, представленные стратиформными телами золотоносных метасоматитов в осадочных геосинклинальных породах (Kerr, Hausen, 1968). Однако нам представляется, что эти месторождения как по геологической позиции, так и по строению вряд ли могут представлять особые структурные типы.

Выделенные группы охватывают основную часть золоторудных месторождений и отражают структурные условия локализации золотого оруденения в областях с различной историей развития. Анализ имеющихся сводных работ, посвященных золоторудным месторождениям, и прежде всего работ И. С. Рожкова (1968, 1971<sub>1</sub>, 1971<sub>2</sub>), Н. В. Петровской (1967) показывает, что выделенные группы месторождений различаются глубиной формирования, связями с магматизмом и другими генетическими особенностями. Характеристика структур месторождений подчеркивает специфику образования золотых руд в областях с различной историей развития и вместе с тем указывает на конвергентность месторождений некоторых типов. Так, весьма сходны по условиям формирования месторождения молодых областей активизации и геосинклинальных зон. В структуре этих месторождений можно видеть признаки сходства тектонического режима развития рудоносных территорий в период рудообразования. Для них характерна непосредственная связь с локальными элементами структуры, формирующимися в заключительные этапы развития данных областей.

Месторождения в герцинских и более древних геосинклинальных зонах образуются также в завершающие этапы их становления, на фоне усложнения ранее созданных структурных элементов, главным образом за счет развития разрывных нарушений и дополнительных складчатых деформаций. Крупные месторождения преимущественно располагаются в образованиях нижнего яруса геосинклинального этажа; очевидно, эти месторождения формировались под толщей образований верхних ярусов.

Золоторудные месторождения в древних метаморфических породах (фундаменте) образовались при интенсивных пластических деформациях вмещающих пород, на значительных глубинах, в благоприятных по составу толщах. Последнее, очевидно, является одним из решающих факторов, определяющих наличие крупных проявлений золоторудной минерализации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурные условия локализации эндогенного оруденения в значительной степени зависят от истории развития рудоносных областей. Эта зависимость достаточно отчетливо выявляется при рассмотрении особенностей структур месторождений в связи с их положением в том или ином структурном этаже и ярусе, как образованиях, отражающих крупные этапы геологической истории рудоносной территории. Для такого рассмотрения представляется целесообразным выделение кристаллического основания, геосинклинального, платформенного структурных этажей, а также орогенного этажа, развивающегося в связи с активизацией платформенных областей и областей завершенной складчатости. Структурные этажи различаются между собой литологическим составом и степенью метаморфизма слоистых толщ, магматизмом и тектоникой; все это определяет различия в их строении.

Специфика строения структурных этажей и ярусов обуславливает особенности структур приуроченных к ним эндогенных рудных полей и месторождений, вертикальный размах оруденения и глубину области рудоотложения, а также существенно влияет на проявление оруденения того или иного типа.

Общая тенденция изменения структурных условий рудоотложения от нижних этажей к верхним заключается в закономерной смене преимущественно пластических деформаций на хрупкие, складчатых дислокаций на разрывные, в повышении роли контрастности физико-механических свойств горных пород, а также в возрастании значения процессов выполнения при рудоотложении по отношению к замещению. В кристаллическом основании при формировании древних рудных месторождений, близких по возрасту с вмещающими породами, ведущую роль играют пластические деформации. Ими определяется не только образование общей, большей частью весьма сложной складчатой структуры рудовмещающей толщи, но и развитие сопряженных со складчатостью протяженных рудоконтролирующих разрывных нарушений, представленных blastomylonitami и крупными зонами скалывания.

Для этих месторождений характерен большой интервал распространения оруденения по вертикали и малая изменчивость продуктивных ассоциаций с глубиной, что обусловлено стабильными  $P-T$  условиями рудоотложения.

Оруденение представлено большей частью высоко- или среднетемпературными минеральными ассоциациями. Во всяком случае, как правило, низкотемпературная минерализация в них отсутствует либо является поздней, наложенной.

Молодые рудные месторождения в кристаллическом основании, существенно отличающиеся по возрасту от вмещающих пород, подвергшихся интенсивному региональному метаморфизму, формируются в условиях проявления хрупких деформаций.

Оруденение представлено, как правило, средне- и низкотемпературными минеральными ассоциациями. Оно локализуется в разрывах, унасле-

дующих древние тектонические зоны, либо развивается по вновь заложеным разломам и сопровождается замещением пород, благоприятных по химическому составу.

Для нижнего яруса геосинклинального структурного этажа, в областях, претерпевших на ранних стадиях геосинклинального развития значительное прогибание, характерно проявление собственно магматических месторождений, связанных с интрузиями ультраосновных и основных пород. Рудные тела их локализуются в условиях активного проявления тектоники, вследствие чего имеют сложную иногда складкообразную форму. Отмечаются также жильные рудные тела, формирующиеся в поздние стадии становления материнских массивов, уже в условиях хрупких деформаций.

Структурные условия локализации гидротермального оруденения в нижнем ярусе геосинклинального этажа характеризуются проявлением как пластических, так и хрупких деформаций. Первые выражаются образованием складок в слоистых толщах, вторые реализуются возникновением разрывов, сопряженных со складчатостью. Для месторождений характерны комбинированные складчато-разрывные структуры. Они развиваются в связи с более мелкими разрывами, сопровождающими крупные разломы.

Метаморфизм пород здесь проявлен слабее, вследствие чего сохраняется контрастность физико-механических свойств. В локализации оруденения наряду с замещением пород, благоприятных по химическому составу, существенную роль играет выполнение трещин и пор.

Для месторождений нижнего яруса геосинклинального структурного этажа также характерна значительная глубина распространения оруденения по вертикали и преимущественное проявление высоко- и средне-температурных минеральных ассоциаций.

Гидротермальные месторождения в верхнем ярусе геосинклинального этажа формируются уже в иных условиях. Вмещающие их породы, часто представленные плотными эффузивами, выполняют остаточные депрессии либо наложенные мульды и залегают на складчатых, существенно консолидированных образованиях нижнего яруса, прорванных крупными массивами гранитоидов. Это определяет ведущую роль разрывных нарушений в формировании верхнего структурного яруса. Крупные разломы часто повторяют разломы фундамента и контролируют размещение корней вулканических излияний, субвулканов и тел малых интрузий. Оруденение развивается в связи с менее крупными разрывами.

Для таких месторождений характерны трещинные структуры; в их образовании существенное значение имеет контрастность вмещающих пород, поскольку метаморфизм их проявлен относительно слабо. Оруденение локализуется при достаточно большой структурной открытости среды рудоотложения, путем выполнения трещин и пор. Процессы замещения играют подчиненную роль.

Гидротермальные месторождения в верхнем ярусе геосинклинального этажа имеют довольно значительную глубину распространения оруденения и характеризуются преимущественным проявлением средне- и низкотемпературной минерализации.

В пределах активизированных платформ собственно магматические месторождения образуются в связи с секущими и пластовыми интрузиями основных и ультраосновных пород, проявляющимися в платформенном этаже на участках прогибов. Оруденение локализуется в относительно спокойной тектонической обстановке; рудные тела имеют пластообразную форму, выдержанное залегание и лишь иногда слабо деформированы. Гидротермальные месторождения платформенного этажа, связанные с процессами активизации, образуются в условиях проявления в основном хрупких деформаций. При этом в формировании рудовмещающих разрывов существенную роль играют разломы, прослеживающиеся

из фундамента и приуроченные обычно к участкам развития пологих брахискладок.

Региональный метаморфизм пород проявлен обычно довольно слабо. Соответственно сохраняется контрастность их физико-механических свойств, которая усугубляется пластовыми интрузиями ультраосновных (в прогибах) и щелочных (в поднятиях) пород.

Рудоносные трещины образуются преимущественно в более хрупких породах, а также вдоль контактов их с более пластичными породами. Оруденение локализуется на относительно небольших глубинах, в условиях существенной структурной открытости среды рудоотложения, иногда при значительной роли процессов замещения благоприятных пород.

Структуры месторождений определяются в основном сочетанием крутопадающих секущих трещин с межпластовыми зонами нарушений. Рудные тела и оруденение в целом по восстанию ограничиваются послынейными интрузивами, либо пластами менее проницаемых пород, либо пологими разломами с тектонической глиной.

Для гидротермальных месторождений в платформенном этаже высокотемпературные минеральные ассоциации не характерны. Глубина распространения оруденения по вертикали обычно меньше, чем в месторождениях, охарактеризованных выше.

Гидротермальные рудные месторождения в орогенном структурном этаже формируются почти исключительно в связи с проявлением хрупких деформаций. Рудовмещающие породы, представленные молассами, частично эффузивами, выполняют наложенные мульды. Крупные разрывные нарушения, прослеживающиеся из фундамента, представленного платформенными либо консолидированными геосинклинальными образованиями, а также более мелкие разрывы разбивают территорию на тектонические блоки. Вследствие движений по ограничивающим разрывным нарушениям отдельные блоки претерпевают относительные поднятия либо опускания еще в процессе осадконакопления. Это обуславливает большую сложность разреза осадков и существенные различия их в соседних блоках. Складчатые формы развиты очень слабо, как правило, лишь в связи с разрывными нарушениями.

Метаморфизм пород почти не проявляется, вследствие чего контрастность их физико-механических свойств выражена очень отчетливо. Рудные жилы развиваются по пологим межпластовым нарушениям и по крутопадающим секущим разрывам, часто с образованием штокверков.

Оруденение локализуется в условиях большой структурной открытости среды рудоотложения, путем выполнения трещин и пор в породах; процессы замещения играют незначительную роль. Гидротермальные месторождения орогенного этажа, как правило, близповерхностные, представлены средне- и низкотемпературными минеральными ассоциациями и характеризуются относительно небольшой глубиной распространения оруденения по вертикали.

Таковы общие закономерности локализации эндогенного оруденения в различных структурных этажах и ярусах.

При более детальном анализе выявляется зависимость условий формирования месторождений и от особенностей строения данного структурного этажа или яруса в различных тектонических блоках, обусловленных разной историей их развития. Так, если в пределах какого-либо блока нижний ярус геосинклинального этажа представлен слоистой толщей достаточно пластичных пород, то в нем, как правило, образуются средне- или даже высокотемпературные месторождения комбинированной (складчато-разрывной) структуры. В соседних же блоках, где развиты массивные породы (плотные известняки либо интрузивы) формирование месторождений определяется хрупкими деформациями. Оруденение локализуется в секущих трещинах, иногда сочетающихся с залежами, развивающимися по срывам вдоль контактов пород с различными физико-меха-

ническими свойствами. В таких условиях может возникнуть минерализация иного более низкотемпературного типа.

На условия формирования эндогенного оруденения существенное влияние оказывает также сочетание структурных этажей и ярусов в разрезах отдельных тектонических блоков, определяемое историей их геологического развития. Так, для формирования крупных месторождений в геосинклинальных областях более благоприятны участки с относительно малопроницаемыми отложениями верхнего структурного яруса геосинклинального этажа. Рудные месторождения в образованиях верхнего структурного яруса чаще локализуются вблизи периферии мульды, где слоистые толщи имеют относительно малую мощность и близок контакт с подстилающими породами нижнего яруса.

Структурные особенности эндогенных рудных месторождений в нижнем ярусе геосинклинального этажа существенно зависят от положения их относительно фундамента. С приближением к нему большее значение приобретают трещинные структуры.

В областях активизации благоприятны для формирования рудных месторождений тектонические блоки с менее нарушенными отложениями орогенного этажа умеренной мощности, также на участке близкого залегания фундамента.

Для всех структурных этажей наиболее благоприятны участки или блоки, где верхние части разреза представлены пластами, которые по своим физико-механическим свойствам могут играть роль экрана. Такими чаще всего являются относительно плотные породы, менее проницаемые для рудоносных растворов. В общем случае наибольшая вероятность возникновения рудных полей и месторождений проявляется в тектонических блоках, которые содержат большее число контрастных по литологическому составу и строению структурных этажей и ярусов.

Нам представляется, что отмеченные закономерности окажут помощь при выделении блоков, наиболее благоприятных для поисков при прогнозировании морфологии, условий залегания рудных тел, генетических особенностей месторождений, а также и при оценке масштабов оруденения.

## ЛИТЕАТУРА

- Абдулкабирова М. А.* Значение орогенного этапа развития в размещении эндогенного оруденения Северного Казахстана.— В сб. «Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана». Алма-Ата, 1969.
- Аверин Ю. А.* Геология Чадакского рудного поля.— В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане». Изд-во ФАН УзССР, Ташкент, 1969.
- Антонов А. Е.* О строении Лашкерекской депрессии (Кураминский хребет). Узбекск. геол. журнал, 1970, № 4.
- Арапов В. А.* Кольцевые вулcano-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Средний Тянь-Шань).— В кн. «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Изд-во «Наука», 1966.
- Арапов В. А., Брагин И. К., Гарьковский В. Г., Малахов А. А., Мацокина Т. М., Палей Л. З., Петров В. М., Рахматуллаев Х. Р., Хамрабаев И. Х.* Металлогеническое районирование Узбекистана применительно к золоту и типизация золоторудных районов.— В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане». Изд-во ФАН УзССР, Ташкент, 1969.
- Арапов В. А., Брагин И. К., Кустарникова А. А., Малахов А. А., Мацокина Т. Н., Палей Л. З., Хамрабаев И. Х.* Геологические факторы размещения и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Изд-во ФАН УзССР, Ташкент, 1969.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Мусил Р. А., Якубов Д. Х.* О тектоническом строении Алмалыкского рудного поля. Узбекск. геол. журнал, 1963, № 3.
- Баранов В. Д.* Некоторые черты структуры полиметаллических месторождений Зыряновского района на Алтае.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 5.
- Баратов Р. Б.* Основные черты магматизма и металлогении Зеравшано-Гиссарской горной области.— Записки Тадж. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1.
- Баратов Р. Б., Бабаходаев С. М., Кутенец В. А., Месхи А. М., Белов А. Н., Дмитриев Э. А., Дусматов В. Д., Дугков В. С., Мельниченко А. К.* О возрастном расчленении магматических комплексов Таджикистана.— Изв. АН СССР Тадж.ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, Душанбе, 1969, № 4 (34).
- Бендик А. Т., Зарембо Ю. Г., Касавченко Г. В., Шер С. Д.* Мурунтауское рудное поле.— В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане». Изд-во ФАН, Ташкент, 1969.
- Бернштейн Н. С.* Условия локализации близповерхностного эпитермального золотого оруденения на примере Балейской группы месторождений (Восточное Забайкалье).— В сб. «Золоторудные формации Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1969.
- Бегехтин А. Г.* Шорджинский хромитоносный массив (в Закавказье) и генезис хромитового железняка вообще.— В кн. «Хромиты СССР». Изд-во АН СССР, 1937, т. 1.
- Билибин Ю. А.* Некоторые интересные черты металлогении Алдана.— Докл. АН СССР, новая серия, 1946, 51, № 6.
- Билибина Т. В.* К геологии и металлогении Алданского щита.— В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Билибина Т. В., Щеглов А. Д.* Области мезозойской активизации.— В кн. «Геологическое строение СССР», том IV. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. Изд-во «Недра», 1968.
- Бирюков В. И.* Структура свинцово-цинкового месторождения Кугитанг.— В кн. «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений», Госгеолтехиздат, 1960.
- Блозина Н. А.* Об околорудном изменении вмещающих пород на Тарорском золото-сульфидном месторождении (Центральный Таджикистан).— Изв. АН Таджикск. ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1967, (26), № 4.
- Вагнер И. А.* Месторождения платины и рудники Южной Африки. Цветметиздат, НКТП СССР, 1932.
- Залейшо Е. О., Голощужков П. М., Мансуров М., Маргьнов В. В., Шабалин В. Г.* Геология Кочбулакского рудного поля.— В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане». Изд-во ФАН УзССР, Ташкент, 1969.

- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И.* Особенности локализации гидротермального оруденения цветных и редких металлов.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1968.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Корин И. З., Малиновский Е. П., Сафоново Ю. Г.* Структурные условия локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах.— В кн. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии». Изд-во «Наука», 1969.
- Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М.* Особенности локализации рудных тел свинцово-цинковых месторождений в различных структурных этажах и ярусах.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных этажах и ярусах». Изд-во «Наука», 1968.
- Воросов А. Ф.* К вопросу о влиянии литологии вмещающих пород на морфологию рудных тел.— В сб. «Вопросы геологии и методика разведки золота», 1967, Чита, вып. 1.
- Гаскаров В. Ф.* Геология и структура золоторудных месторождений Центрального Алдана.— В кн. «Сборник материалов конференции геологов Вост. Сибири и Дальнего Востока». Чита, 1958.
- Горецкая Е. Н., Шульц С. С., Пуркин М. М.* Южный Тянь-Шань, Кызылкумы и Султануиздат.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. III. Магматизм, Изд-во «Недра», 1968.
- Горжевский Д. И.* Об особенностях состава и строения полиметаллических руд месторождений Рудного Алтая, образовавшихся на различной глубине.— Вестник Львовск. ун-та, серия геол., 1962, № 1.
- Гришин В. М.* О характере рудоконтролирующих структур в месторождениях золота Северного Казахстана.— В сб. «Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана». Алма-Ата, 1969.
- Данилов В. И.* О влиянии физико-механических свойств горных пород на контроль оруденения и морфология рудных тел Жолымбетского рудного поля (Северный Казахстан).— В сб. «Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана». Алма-Ата, 1969.
- Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А.* Тянь-Шаньская складчатая система.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. II. Тектоника. Изд-во «Недра», 1968.
- Доков Р. Д., Попов Ат. Г.* Структурни условия за локализация на сульфидно орудявана и някои особености в разпределеното на олово и цинка в оловно-цинковите месторождения от Маданския руден район.— Труды Геол. Бълг., серия геохим., минер. и петрогр., 1963, кн. 4.
- Захаров Е. Е., Новиков В. П., Пилипенко Г. Н.* О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района.— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 2.
- Захаров С. А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН Тадж.ССР, т. V, Геология. Изд-во АН Тадж.ССР, Душанбе, 1962.
- Казанский В. И.* Структурные условия локализации постмагматического оруденения на активизированных платформах.— В кн. «Эндегенные рудные месторождения». Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 7. Изд-во «Наука», 1968.
- Казанский В. И., Крупеников В. А., Розанов Ю. А.* Условия локализации мезозойских золотоносных метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 6.
- Казанский В. И., Омеляненко Б. И.* О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центрально-Алданском районе.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1.
- Казаринов А. И.* Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки.— Труды ЦНИГРИ, 1966, вып. 68.
- Карамата С.* Хромитска лежишта и неки структурни падачи с ультрамафитском масиву Ворноса (Грчка). Трудови на геолошкиот завод на Социјалистична Република Македонија, Св. 12, Скопје, 1965.
- Карругерс Д., Праттеи Р.* Стратиграфический разрез и структура месторождения Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс).— В кн. «Проблемы эндогенных месторождений». Изд-во «Мир», 1964, вып. 2.
- Кольбергальдо Дино Ди.* Свинцово-цинковые месторождения Райбл во Фриули.— В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка», ИЛ, 1953.
- Кондиайн О. А., Голуб Д. П.* Уральская складчатая система.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. II. Тектоника. Изд-во «Недра», 1968.
- Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Назьмова Г. Н.* и др. Геолого-петрографические особенности интрузивов степняцкого типа.— В сб. «Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана». Алма-Ата, 1969.
- Коржинский Д. С.* Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 2.

- Королева Н. Н., Королев В. А.* Золото-сульфидное оруденение в карбонатных породах — новый тип золоторудной минерализации в Средней Азии.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 5.
- Кравченко Г. Г.* Некоторые особенности строения и формирования Донских хромитовых месторождений. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1964 г. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1965.
- Кравченко Г. Г.* Некоторые особенности морфологии рудных тел и текстур руд Хабаршинских хромитовых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 6.
- Кравченко Г. Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона.— Изд-во «Наука», 1969<sub>1</sub>.
- Кравченко Г. Г.* Генезис овальных тел хромитов Гейдаринского месторождения (Азербайджан).— Геол. рудн. месторожд., 1969<sub>2</sub>.
- Кучукова М. С.* О магматических комплексах гор Чахыл-Калия и их рудоносности.— Узбекск. геол. журнал, 1966, № 1.
- Лозовский В. И., Челмоков С. В., Сидоренко А. В.* Основные черты структуры Балейского золоторудного поля.— В кн. «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.
- Лобалин В. Д., Симонов Ю. И., Хомич В. Г., Челмоков С. В.* Основные черты геологического строения Балейского грабена.— Сов. геология, 1970, № 5.
- Луйк А. А.* Проблемы генезиса южноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. Изд-во «Недра», 1970.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П.* Микроструктурный анализ (методическое пособие). Изд-во «Наука», 1965.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф.* Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений в Южном Карамазаре. Характеристика рудоносности.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». Изд-во «Недра», 1968.
- Лукьянов И. И., Ким-Мин Себ, Лим Пон Йон, Ким Чхан Вон, Хан Дон Сик.* Полезные ископаемые Кореи.— В кн. «Геология Кореи». Изд-во «Недра», 1964.
- Малиновский Е. П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. Изд-во «Наука», 1965.
- Малиновский Е. П.* Условия формирования вольфрамитовых месторождений в районах с различной геологической историей.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». Изд-во «Наука», 1968.
- Маргышев В. Р.* Стратиграфия средне-палеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области.— Материалы ВСЕГЕИ, 1956, вып. 10.
- Мудрогина П. С.* Особенности процесса минерализации при формировании некоторых сурьмяно-ртутных месторождений Центрального Таджикистана.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Средней Азии, Труды ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Мудрогина Н. С., Насыбуллин И. И.* Структурно-морфологические типы месторождений Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса.— Материалы по геологии и минералогии рудных месторождений СССР. Труды ВСЕГЕИ, Новая серия, Л., 1964, 10.
- Мурагов М. В.* Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Мучаидзе Д. Р., Трифонов Б. А., Шванов В. И.* Закономерности изменения состава терригенных комплексов в разрезе палеозоя Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня.— Вестник Ленинград. ун-та, геол.-географ., 1967, № 18, вып. 3.
- Мучаидзе Д. Р., Трифонов Б. А., Шванов В. И.* Тяжелые минералы и малые элементы терригенных комплексов в разрезе палеозоя Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня. Вестник Ленинград. ун-та, 1969, № 2.
- Наролянасвами С., Зиауддин М., Рамачандра А.* Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле Колар, Индия.— В кн. «Проблемы эндогенных месторождений». Изд-во «Мир», 1964, вып. 2.
- Нестерова Н. П., Чеботарев Г. М.* Минералого-геохимическая характеристика руд Мурунтау.— В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане». Изд-во ФАН, Ташкент, 1969.
- Никольская Е. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А.* История тектонического развития и районирования Горного Алтая.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, материалы по геол. и полезн. ископ. Алтай и Казахстана, Л., 1963, 94.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1968.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А.* Рудные месторождения. Изд-во «Мир», 1966.
- Пельменев М. Д.* Структурно-геологическая позиция урановых месторождений в слоистых толщах верхнего структурного этажа.— В кн. «Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений». Изд-во «Наука», 1968.
- Петровская Н. В., Фасталович А. И.* Характер оруденения Лебединого золоторудного месторождения (Алдан).— Сов. геология, 1940, № 2—3.
- Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1.

- Петровская Н. В.* Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза.— В сб. «Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота».— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Петровская Н. В., Бернштейн Л. С., Мирчинь С. Г., Андреева М. Г.* Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1964, вып. 55, ч. I—II.
- Поярков В. Э.* Сурьма и ртуть. Госгеолтехиздат, 1955.
- Розанов Ю. А.* Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.
- Рожков И. С.* Золоторудное месторождение Колар (Южная Индия, Майсур).— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 6.
- Рожков И. С.* Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ.— В сб. «Эндогенные рудные месторождения».— Докл. советских геологов на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. Изд-во «Наука», 1968.
- Рожков И. С.* Среднеглубинные месторождения золота.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 5.
- Рожков И. С.* Близповерхностные месторождения золота.— Геол. рудн. месторожд. 1971, № 3.
- Саранчина Г. М.* Геолого-петрографическая характеристика района золото-вольфрамового месторождения Джилау.— Труды Ленинград. об-ва естествоиспытателей, 1961, 72, вып. 1.
- Сафонов Ю. Г.* Канджольское рудное поле.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». Изд-во «Наука», 1968.
- Сафонов Ю. Г.* Такелийское рудное поле.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». Изд-во «Наука», 1968.
- Сафонов Ю. Г.* Роль блоковой тектоники в формировании золоторудного поля Лебедино (Центральный Алдан).— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 5.
- Сафонов Ю. Г.* Локальные структурные факторы формирования золоторудных месторождений Балейского рудного поля.— В кн. «Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР», Изд-во «Наука», 1973.
- Сафонов Ю. Г., Максимов С. С., Хомич В. Г.* Структуры месторождений и физико-механические свойства пород Балейского рудного поля. В кн. «Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1973.
- Смирнов В. И.* Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
- Солоненко В. П.* Сейсмодислокации и сопутствующие явления.— В кн. «Гоби-Алтайское землетрясение». Изд-во АН СССР, 1963.
- Спижарский Т. Н.* Методика тектонического районирования.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. II. Тектоника. Изд-во «Недра», 1968.
- Спижарский Т. Н., Булина Л. В., Мошкин В. Н.* Сибирская платформа.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. II. Тектоника. Изд-во «Недра», 1968.
- Ступкина Л. М.* К минералогии золото-вольфрамового месторождения Джилау.— Труды Ленинград. об-ва естествоиспыт., 1961, 72, вып. 1.
- Тимофеева Т. С.* Гастингсит рудопоявления Конизак.— Записки Узбекск. отд. Всес. мпн. об-ва, Изд-во «Наука», Узб.ССР, 1964, вып. 10.
- Тимофеевский Д. А.* Закономерности локализации и поисковые критерии оруденения Дарасунского типа в Восточном Забайкалье.— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 41.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. Изд-во «Мир», 1970.
- Федорчук В. П., Шишкин Л. Т.* К вопросу о возрасте рудно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня.— В сб. «Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезных ископаемых Средней Азии». Изд-во ФАН, Ташкент, 1969.
- Филлипенко В. В.* Формирование бескорневых кварцево-жильных месторождений на примере Аксу (Северный Казахстан).— В сб. «Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана». Алма-Ата, 1969.
- Фогельман Н. А.* Материалы к систематике золотоносных районов по геолого-структурным условиям формирования месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 41.
- Фогельман Н. А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.
- Хамрабаев И. Х.* Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд-во Узб.ССР, 1958.
- Хомич В. Г., Чеглаков С. В.* О верхней границе оруденения близповерхностных месторождений золота (Балейское рудное поле).— В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», Чита, 1966, вып. 2.
- Хорошилов Л. В., Елисеева О. П., Лисицина Г. А., Иванов И. Б.* Возраст и геолого-тектоническое положение главнейших интрузивных комплексов Северного Казахстана.— Труды XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. Изд-во «Наука», 1969.
- Чернышев Ф. В.* Курусай-Туранглинское рудное поле.— В кн. «Особенности структур

- гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». Изд-во «Наука», 1968.
- Чернышев В. Ф., Сафонов Ю. Г., Бабенко В. М.* Кансайское рудное поле.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах». Изд-во «Наука», 1968.
- Чернышев В. Ф., Корин И. З., Харкевич К. А., Мельниченко А. Д.* Основные особенности строения и размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области.— Геол. рудн. месторожд. 1971, № 5.
- Чистяков А. А.* К геологическому строению и неотектонике верховьев Зеравшана.— Вестник Моск. ун-та, серия биол., почвовед. геол. географ., 1958, № 2.
- Чистяков А. А.* История развития восточной части бассейна реки Зеравшан в неоген-четвертичное время.— В кн. «Проблемы геологии и палеогеографии антропогена». М., 1966.
- Шумихин П. И.* О роли разрывных структур в локализации золотого оруденения.— В сб. «Геология и геохимия месторождения благородных металлов». Алма-Ата, 1969.
- Щеглов А. Д.* Эндогенные месторождения областей автономной активизации.— В кн. «Эндогенные рудные месторождения». Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов, проблема 7. Изд-во «Наука», 1968.
- Яковлев Г. Ф.* Структуры рудных районов, полей и полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1959, вып. 2.
- Янов Э. Н.* Саяно-Алтайская складчатая система.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. II. Тектоника. Изд-во «Недра», 1968.
- Baragwanath W.* The Ballarat Goldfield.— *Geology of Australian ore deposits*. Melbourne, 1953.
- Bilgrami S. A.* Further data on the chemical composition of the Zhob Valley chromites.— *Amer. Min.* 1963, 48.
- Cameron E. N., Abendroth H. F.* Occurrence of chromite deposits in the eastern part of the Bushveld complex.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, 67, N 12, pt. 2.
- Cameron E. N. and Emerson M. E.* The origin of certain chromite deposits of the eastern part of the Bushveld complex.— *Econ. Geol.*, 1958, 53, N 7.
- Cameron E. N. and Emerson M. E.* The origin of certain chromite deposits of the eastern part of the Bushveld complex.— *Econ. Geol.*, 1959, 54, N 7.
- Campbell J. D.* The structure of the Kalgoorlie Goldfield.— *Geology of Australian ore deposits*. Melbourne, 1953.
- Colbertalde Dino Di, Schnelderhöhn H.* Die Blei-Zinkerzlagertstätten von Raibl.— *Neues J. Mineral. Monatsh.*, 1958, N 10.
- Emmons W. H.* Gold deposits of the world. N. Y.— London, 1937.
- Grout F. F.* A type of igneous differentiation.— *J. Geol.*, 1918, 26.
- Grantham R. M., Full R. P.* Ore deposits of the Republic Mining District, Ferry County, Washington. In: *Ore Deposits of the United States 1933—1967*, 1968, 2, A. L. M. E.
- Giusca D., Ciofeica G. and Udubasa G. G.* Metallogenesis associated to neogene volcanism in the Romanian Carpathians.— *Rev. Roum. Geol. Geophys. Géogr.-serie de Geologie*. Bucarest, 1969, 13, N 1.
- Grčev K.* Application of petrological methods in exploration for concealed chromite ore bodies in the Ljuboten peridotite massif, Makedonia, Yugoslavia.— In: *Methods prospect. chromite*. Paris, 1964.
- Hombelton H. W.* A petrofabric study of layering in the Stillwater complex, Montana. Northwestern Univ., 1947.
- Harta.* Geologica a Republici socialiste Romania, 1/1000 000, 1/200 000. Bucuresti, 1967, 1968.
- Hausen D. M., Kerr P. F.* Fine Gold occurrence at Karlin, Nevada. *Ore Deposits of the United States, 1933—1967*, 1968, 2, A. L. M. E.
- Hess H. H.* Discussion. An essay review: the petrology of the Skaergaard intrusion Kangerdlugasuag, east Greenland.— *Amer. J. Sci.*, 1940, 238, N 5.
- Hess H. H., Phillips A. H.* Optical properties and chemical composition of magnesium orthopyroxenes.— *Amer. Min.*, 1940, 25.
- Hissleitner G.* Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. T. 1. und 2. Wien, 1951/52.
- Howland A. L., Garrels E. M. and Jones N. R.* Chromite deposits of Boulder river area, Sweetgrass county, Montana.— *U. S. Geol. Surv., Bull.* 948-c, 1949.
- Howland A. L.* Chromite deposits in central part Stillwater complex, Sweet Grass county, Montana.— *U. S. Geol. Surv., Bull.* 1015-D, 1955.
- Jackson E. D.* Primary features of stratiform chromite deposits.— In: *Methods of prospecting for chromite*. Paris, 1963.
- Jackson E. D.* The chromite deposits of the Stillwater complex, Montana.— In: *Ore deposits of the United States, 1933—1967*, 1968, 2.
- Janovic V., Giusca D., Ghitulescu T. P., Borcos M., Lupu M., Bleahu M., Savu H.* Evolutia Geologica a muntilor Metaliferi. Bucuresti, 1969.
- Jankovič S., Petkovič M.* Hromitska ležišča u području Dakovičkog masiva. Beograd, 1956.

- Jones W. R., Peoples J. W., Howland A. L.* Igneous and tectonic structures of the Stillwater complex, Montana.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1071-H, 1960.
- Karamata S.* Quelques données sur les gisements des chromites et des ultramfites du massif de Vourines (Grece).— Bull. Sci., Conseil Acad RSP Yougoslavie, Sect. A. Zagreb, 1966, t. 11, N 4-6.
- Koschmann A. H.* The Cripple Greek district, Teller County.— Min. Res. Colorado, Denver, 1947.
- Peoples W. and Howland A. L.* Chromite deposits of the eastern part of the Stillwater complex, Montana.— U. S. Geol. Surv., Bull. 922-N, 1940.
- Sampson E.* Magmatic chromite deposits in South Africa.— Econ. Geol., 1932, 27, N 2.
- Schmidt E. R.* The structure and composition of the Merensky Reef and associated rocks on the Rostenburg platinum mine.— Geol. Sec. South Africa Trans., 1952, 55.
- Slaughter A. L.* The Homestake Mine.— In: Ore Deposits of the United States, 1933—1967. 1968, 2, A. L. M. E.
- Sunarič O., Oluič J.* Osnovne geološke karakteristike ležišta hromita Duboštica.— Geol. glasn., br. 12. Saraevo, 1968.
- Thayer T. P.* Some critical differences between alpinotype and stratiform peridotite-gabbro complex. 21-st Internat. Geol. Congr., pt. 13. Copenhagen, 1960.
- Thayer T. P.* Application of structural petrology in Exploration for Podiform chromite deposits. Rept. V — Meet.— Geol., F. P. H. Yugoslavia. Beograd, 1962.
- Thayer T. P.* Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey.— Econ. Geol., 1964, 59.
- Thomas D. E.* The Bendigo Goldfield.— Geology of Australian ore deposit. Melbourn, 1953.
- Wagner P. A.* The chromite of the Bushwald igneous complex.— South Africa. J. Sci., 1923.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Структурные особенности формирования эндогенных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. Л. И. Луккин . . . . .	5
Эндогенные месторождения в кристаллическом основании . . . . .	6
Эндогенные месторождения в геосинклинальном структурном этаже . . . . .	7
Эндогенные месторождения в платформенном структурном этаже . . . . .	17
Эндогенные месторождения в орогенном структурном этаже . . . . .	23
Сравнительная характеристика структурных условий формирования хромитовых месторождений платформенных и геосинклинальных областей. Г. Г. Кравченко . . . . .	27
Хромитовые месторождения платформенных областей . . . . .	27
Хромитовые месторождения геосинклинальных зон . . . . .	37
Заключение . . . . .	56
Особенности строения и закономерности размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области. В. Ф. Чернышев, И. З. Корин . . . . .	58
Особенности геологического строения и развития центральной части Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоны . . . . .	59
Типы оруденения, последовательность его формирования и основные закономерности размещения . . . . .	66
Основные особенности строения месторождений . . . . .	71
Структурные особенности золоторудных месторождений в областях с различной историей геологического развития. Ю. Г. Сафонов . . . . .	95
Золоторудные месторождения в областях геосинклинального развития . . . . .	95
Золоторудные месторождения на активизированных древних платформах . . . . .	126
Золоторудные месторождения областей активизации складчатости . . . . .	142
Некоторые общие вопросы структурных условий формирования золоторудных месторождений . . . . .	150
Заключение . . . . .	154
Литература . . . . .	158

---

### Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии.*

Редактор издательства Н. В. Знаменская      Художественный редактор С. А. Литвак  
Художник Е. Д. Троман      Технические редакторы В. В. Волкова и И. А. Макогонова

Сдано в набор 2/IV 1973 г.      Подп. к печ. 28/V 1973 г.      Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.      Бумага № 2  
Усл. печ. л. 14,42.      Чч.-изд. л. 15,3      Тираж 1200.      Т-04873.      Тип. зак. 1944

Цена 1 р. 53 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсоенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

---

1 р. 53 к.

749