

Академия наук
СССР



ЭНДОГЕННЫЕ
РУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(геология,
условия образования,
методы изучения)

3473



Издательство
«Наука»
Москва
1980

Книга посвящена новым аспектам теории эндогенного рудообразования и новым методам изучения эндогенных рудных месторождений. В ней рассмотрены связь процессов формирования и условий размещения эндогенных месторождений с глубинным строением земной коры, влияние геологических факторов на условия локализации, образования и минеральный состав руд железа, хрома, олова, вольфрама; изложены результаты анализа геологической позиции и структур рудных районов, полей и месторождений на основе космических и высотных снимков; описаны методы геометрического анализа рудоносных структур, а также изучения минеральных парагенезисов руд и оптических свойств рудных минералов.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области изучения рудных месторождений, геологов производственных организаций, преподавателей и студентов высших учебных заведений.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В.И. КАЗАНСКИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы представления об условиях образования и закономерностях размещения рудных месторождений испытывают большие изменения. Этому способствует развитие традиционных и появление новых методов исследований. Новые аспекты изучения геологии эндогенных рудных полезных ископаемых и объединяют статьи на то-ящего сборника. Он составлен по результатам работ сотрудников отдела эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР в области изучения геологических структур рудных полей и месторождений, металлогении рудных районов, математического анализа рудообразующих факторов, генезиса и минерального состава руд.

Результаты исследований показывают, что дешифрирование космических снимков, морфоструктурный анализ и палеорекострукции открывают новые возможности для познания орогенных структур и их влияния на локализацию оруденения. Крупномасштабные космические снимки позволяют также уточнять геологическую позицию рудных полей и их внутреннее строение. Исторический подход к изучению структур раскрывает закономерности положения хромитовых месторождений в массивах ультрабазитов, соотношения даек с постмагматическим оруденением. Геометрический анализ дислоцированных слоистых толщ оказывается полезным для прогноза гидротермального оруденения на глубину, а петрофизические данные — для выяснения условий локализации пегматитов в разрезе метаморфических пород.

В настоящее время исследователи рудных месторождений стремятся понять многообразие связей оруденения с геологической средой. Наглядным выражением этой тенденции служат статьи о постоянных и переменных факторах образования эндогенных месторождений, о возникновении железорудных месторождений ангаро-илимского типа вследствие тепловой мобилизации пластовых рассолов траппами, о влиянии геологических факторов на состав и свойства вольфрамитов. Одним из важных источников генетической информации служат оптические свойства рудных минералов.

Дальнейший прогресс в учении об эндогенных рудных месторождениях требует синтеза имеющихся данных и концентрации исследований для разработки крупных научных проблем. К их числу относится проблема "Условия образования и глубинное строение эндогенных рудных месторождений, полей и районов", выдвинутая отделом на ближайшие годы.

В.И. Казанский

ПОСТОЯННЫЕ И ПЕРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время одно из главных направлений в учении о рудных месторождениях связано с исследованием геологических факторов, определяющих возникновение процессов рудообразования, их развитие и масштабы. Вместе с тем анализ существующих данных показывает, что рудообразование, так же, впрочем, как и большинство других геологических явлений, нельзя считать процессом строго детерминированным. В определенной мере этот процесс является и вероятностным. Поэтому при изучении рудных месторождений, особенно при решении вопросов их генезиса, классификации и оценки, нередко возникают значительные трудности, во многом обусловленные изменчивостью определенной части коррелирующих с рудообразованием геологических факторов, неоднозначностью их роли.

Действительно, даже простое сопоставление рудных месторождений, принадлежащих одному генетическому типу или родственным рудным формациям, позволяет выявить некоторые постоянные и переменные особенности минерального состава, морфологии и масштабов рудных тел, определяющие, соответственно, общие черты этих месторождений и их особенности, связанные с конкретной геологической обстановкой формирования.

Как неоднократно подчеркивалось многими исследователями, выявление постоянных и переменных минералого-геохимических и геологических факторов образования месторождений и соответствующих им признаков имеет большое значение для решения целого ряда вопросов, например для рудно-формационного анализа. Именно постоянные, "устойчивые" особенности создают главные общие черты месторождений единой рудной формации. В то же время эти редуцирующие признаки различны для разных рудных формаций генетически родственных месторождений, что становится очевидным из анализа имеющихся пометальных рудно-формационных классификаций. Например, золото-сульфидно-кварцевые месторождения разделяются на формации в зависимости от глубины образования и связанных с ней количественных соотношений кварца и сульфидов в рудах, формации месторождений олова выделяются на основании количественных соотношений в рудах кварца, сульфидов и силикатов (топаза, мусковита, хлорита, турмалина) и глубинности ассоциированных магматических пород [8]; формации месторождений молибдена — по его соотношениям с вольфрамом и медью, а также в зависимости от особенностей морфологии рудных тел [7] и т.д.

Анализ переменных геологических факторов иногда позволяет приблизиться к решению некоторых сложных вопросов генезиса, в

частности, к выявлению конвергентных месторождений, имеющих разные источники рудного вещества.

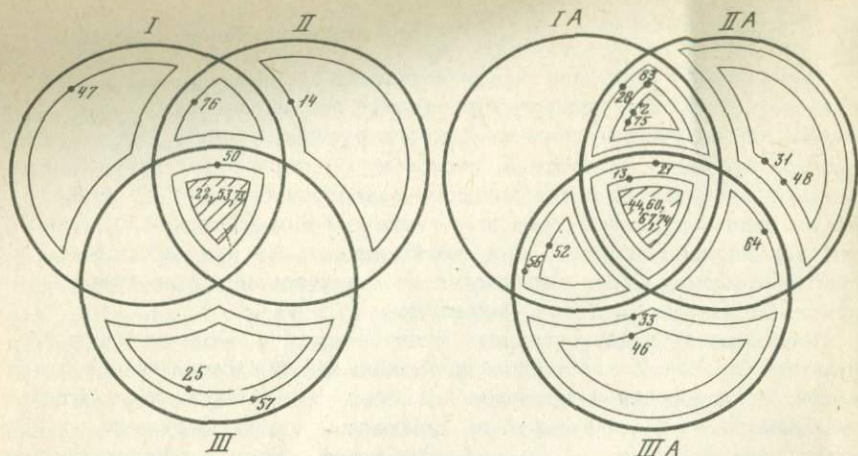
Выявление постоянных и переменных геологических факторов приобретает особое значение при прогнозной оценке вероятных масштабов малоизученных месторождений и рудопроявлений. Такого рода прогноз особенно ответствен, поскольку он определяет направление дальнейших дорогостоящих поисково-разведочных работ. В то же время анализ этих факторов имеет важное теоретическое значение, так как вполне вероятно, что многие уникальные по масштабам месторождения разных металлов имеют некоторые общие особенности геологических условий локализации [11].

Несмотря на свою очевидную практическую и теоретическую значимость, проблема постоянных и переменных факторов еще не стала объектом специальных исследований. Можно упомянуть лишь отдельные работы, где авторы решали конкретные задачи, опираясь на изучение этих факторов [6, 5, 1, 3]. Возможно, что это обстоятельство в значительной мере определялось отсутствием соответствующих методов, позволяющих на должном уровне подойти к изучению исходных геолого-минералогических данных. Разработанные в настоящее время в ИГЕМ АН СССР логико-информационные методы анализа многофакторных геологических систем, основанные на использовании средств математической логики и комбинаторики, открывают новые возможности для выявления постоянных и переменных факторов рудообразования и определения их роли в образовании месторождений, отличающихся какими-либо характерными особенностями.

ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

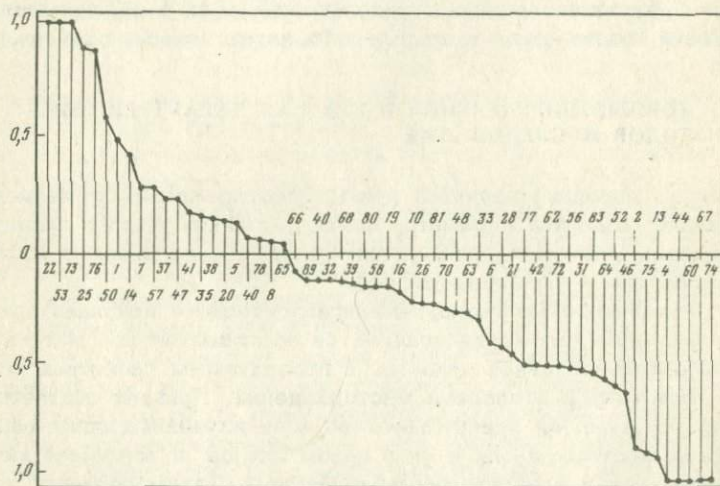
В принятой методике изучения рудных месторождений учитывались по меньшей мере два параметра каждого геологического признака исследуемых месторождений: устойчивость и сила связи с исследуемым свойством — различающий вес.

Под устойчивостью геолого-минералогического признака здесь и в дальнейшем изложении понимается постоянство положительной или отрицательной связи признака с исследуемым свойством в различных сочетаниях эталонных месторождений. Признак считается устойчивым, если он присутствует во всех изученных сочетаниях эталонных месторождений и ни в одном случае не изменяет характера своей связи с исследуемым свойством. Таким образом, устойчивый признак присутствует и сохраняет свое положительное или отрицательное влияние на исследуемое свойство во всех исходных системах месторождений, принадлежавших одной из сравниваемых групп и, следовательно, этот признак в наименьшей степени подвержен воздействию посторонних факторов, не связанных с изучаемым свойством. Признак называется переменным, если он не изменяет характера своего влияния на изучаемое свойство, но присутствует лишь в части возможных сочетаний месторождений иссле-



Фиг. 1. Постоянные и переменные факторы образования барит-полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая

I, II, III - системы факторов образования барит-полиметаллических месторождений; IA, II A, III A - системы факторов образования колчеданно-полиметаллических месторождений. Заштрихованы области с комплексами постоянных признаков

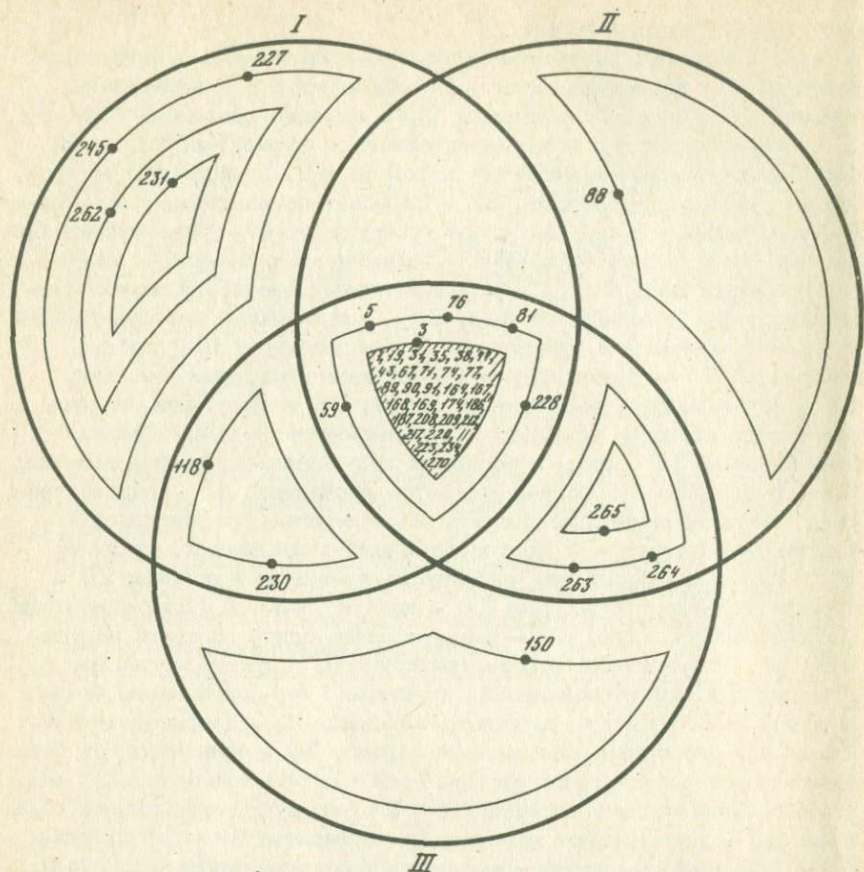


Фиг. 2. Различающие веса постоянных и переменных факторов образования колчеданно-полиметаллических (справа) и барит-полиметаллических (слева) месторождений. Факторы образования колчеданно-полиметаллических месторождений в порядке убывания различающих весов: 74 - рудовмещающая толща состоит из переслаивающихся пород различного состава (>3); 67 - в рудовмещающей толще присутствуют туфопесчаники и туффиты; 60 - рудное поле расположено на расстоянии 1,5-2 км от гранитного массива; 44 -

Продолжение подписи к фиг. 2

в рудном поле распространены липарито-дацитовые и липаритовые порфиры; 4 - палеовулканические сооружения; 13 - пересечения трещин; 75 - глубина залегания пород нижнего палеозоя > 500 м; 2 - антиклинорий; 46 - крупновкрапленные липарит-порфиры; 52 - системы разноориентированных разломов; 64 - вмещающие породы представлены алевролитами; 83 - карбонат-серцитовые околорудно-измененные породы; 83 - присутствуют руды барит-полиметаллического типа (менее 50%); 56 - согласное с разрывными нарушениями простираие даек; 72 - присутствуют средне- и мелкообломочные туфы основного состава; 62 - вмещающими породами являются конгломераты и брекчии; 42 - присутствуют базальтовые порфириты; 17 - присутствуют взрывчатые или иные брекчии; 21 - форма рудных тел пластообразная; 28 - присутствуют руды пиритового состава (<50%); 6 - вмещающие породы образуют моноклиналь; 33 - руды в основном колчеданно-полиметаллические; 63 - вмещающими породами являются песчаники; 48 - распространены диориты, кварцевые диориты и диоритовые порфириты; 70 - присутствуют средне- и мелкообломочные туфы кислого состава; 81 - карбонат-хлоритовые околорудно-измененные породы; 26 - пологое падение рудных тел; 10 - наличие пластов "благоприятных" для оруденения пород; 16 - развито более одной системы нарушений; 19 - простираие рудоконтролирующих структур согласное по отношению к оси региональной структуры; 58 - оруденение локализовано в 0,5 км от гранитного массива; 80 - хлорит-серцит-кварцевые околорудно-измененные породы; 39 - присутствуют руды барит-полиметаллического состава (~50%); 68 - присутствуют лавы и лавобрекчии кислого состава; 32 - присутствуют медноколчеданные руды; 43 - присутствуют андезитовые порфириты; 89 - баритизация; 66 - глинистые известняки - аргиллиты в составе вмещающих пород.

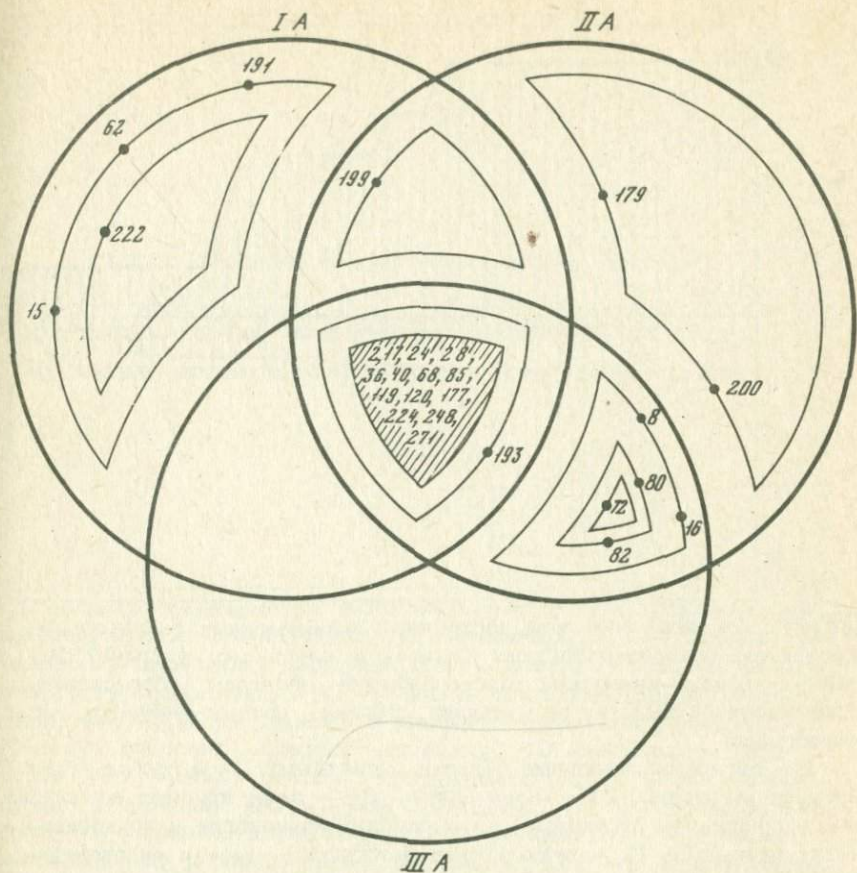
Факторы образования барит-полиметаллических месторождений: 22 - форма рудных тел неправильная; 53 - с оруденением ассоциируют единичные тела даек; 73 - руды локализируются в трех разностях пород; 25 - падение рудных тел крутое; 76 - глубина залегания пород нижнего палеозоя < 500 м; 50 - присутствуют фельзит-порфиры и липарит-порфиры; 1 - оруденение в крыле регионального синклинория или антиклинория; 14 - зоны трещиноватости и расщепления; 7 - оруденение в крыле антиклиналя; 57 - простираие даек секущее по отношению к разрывным нарушениям; 37 - в рудных телах присутствуют свинцово-цинковые руды; 47 - присутствуют диабазы и диабазовые порфириты; 41 - габбро, габбро-диабазы; 35 - в рудных телах присутствуют существенно медные руды; 38 - присутствуют полиметаллические руды; 20 - простираие рудоконтролирующей структуры несогласное по отношению к оси региональной структуры; 5 - вмещающие породы смяты в брахискладки; 40 - в рудах присутствует золото; 78 - кварц-серцитовые околорудно-измененные породы; 8 - региональные флексуры; 65 - в составе вмещающих пород присутствуют кремнистые туфиты



Фиг. 3. Постоянные и переменные факторы образования близповерхностных и глубинных месторождений золото-сульфидно-кварцевой группы формаций

дуемой группы. Можно количественно определять степень устойчивости признака как отношение числа сочетаний эталонных месторождений, в которых признак наблюдается, к общему числу возможных сочетаний этих месторождений.

Кроме устойчивости, для характеристики каждого отдельного фактора важное значение имеет понятие о его различающем весе. Под различающим весом фактора (признака) понимается количественно выраженная степень его связи (сильная, средняя, слабая) с изучаемым свойством объектов. Это может быть связь количественного отношения олова и вольфрама в рудах оловянно-вольфрамовых месторождений с геологическими условиями их локализации или связь отношения золота к серебру с минеральным составом и геологическими особенностями месторождений золота, или зависимость масштабов месторождений от их геологической позиции и так далее.

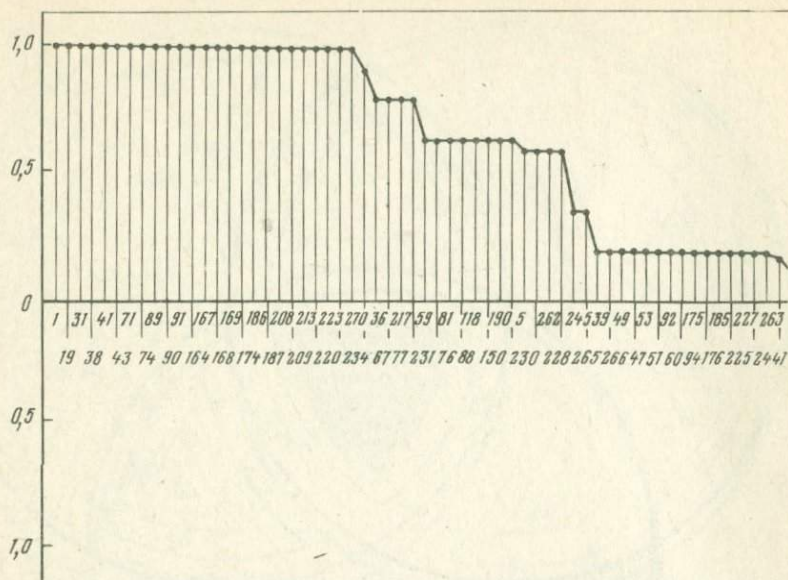


I, II, III₁ — системы факторов образования близповерхностных месторождений; IA, IIA, IIIA — системы факторов образования глубинных месторождений. Заштрихованы области с комплексами постоянных факторов

Приведенные определения вытекают из работ, посвященных решению геологических задач с помощью логико-информационного анализа [9, 10].

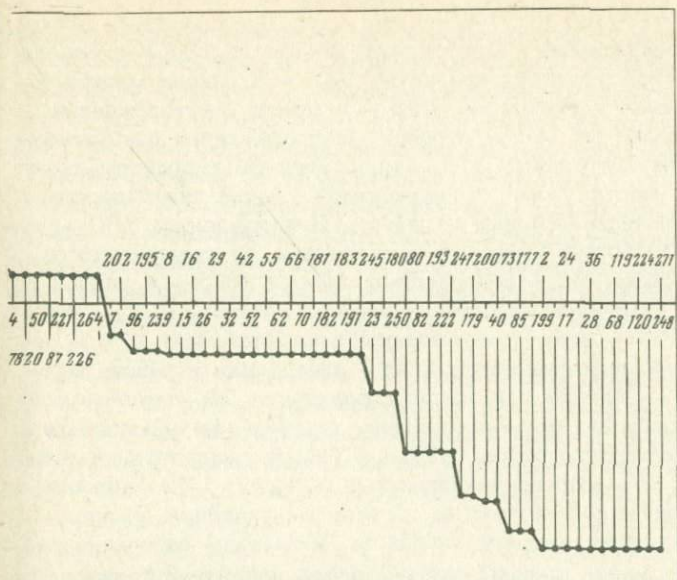
Указанные параметры определялись целенаправленно для прогноза какой-либо одной важной характеристики месторождений: их масштаба, формационного типа, соотношения в рудах различных ценных компонентов, возможности выявления новых рудных столбов и т.д.

Методы получения различающих весов геологических признаков были освещены ранее [4]. Суть их заключается в том, что сначала среди многих признаков находят признаки информативные, т.е. действительно связанные с изучаемым свойством месторождений, определяется направление (положительное или отрицательное) их влияния и вес. Для этой цели исследуемые объекты — эталонные



Фиг. 4. Различающие веса постоянных и переменных факторов образования близповерхностных (слева) и глубинных (справа) золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Факторы образования близповерхностных и, в меньшей степени, среднеглубинных месторождений

1 - эвгеосинклиналильные области - системы; 19 - грабен-синклинали - грабены; 31 - моноклинали; 38 - зоны крупных разломов; 41 - сочленение разломов; 43 - комбинация пологих и крутопадающих разрывов; 71 - рудные тела залегают в экзо- и эндоконтакте; 74 - штокверки; 89 - вертикальная зональность оруденения; 90 - горизонтальная зональность оруденения; 91 - погребенные рудные тела; 164 - в рудном поле присутствуют субвулканические тела среднего состава; 167 - покровы эффузивных пород кислого состава; 168 - покровы эффузивных пород среднего состава; 174 - в районе распространены глинистые сланцы; 186 - распространены покровы кислых эффузивов и их туфов; 187 - распространены покровы средних и основных эффузивов и их туфов; 208 - вмещающие породы кислые эффузивы и их туфы; 209 - вмещающие породы основные и средние эффузивы и их туфы; 213 - вмещающие породы - гранитоидные интрузии; 220 - серицитизация; 223 - карбонатизация; 234 - адуляризация; 270 - рудные тела выполнения полостей; 67 - среди интрузивных вмещающих пород ксенолиты пород кровли; 35 - межпластовые, межформационные срывы; 77 - зоны прожилков; 217 - рудные тела в дайках; 231 - березитизация; 59 - веерообразные рудовмещающие трещины; 76 - жильные зоны; 81 - пластообразные жилы; 88 - углы падения рудных тел $> 70^{\circ}$; 118 - дорудные дайки кислого состава; 150 - дайки сиенит-порфиров; 190 - субвулканические тела основного состава; 230 - лиственитизация;



5 - области тектонической активизации (молодые платформы); 228 - каолинизация; 262 - текстуры руд массивные; 265 - главные тектонические деформации дорудные; 245 - имеются признаки внутрирудного переотложения; 266 - главные тектонические деформации синрудные; 39 - локализация в крыльях крупных разломов; 47 - трещины оперения крупных разломов; 49 - отрывные нарушения; 51 - зоны мелкой трещиноватости; 53 - постскладчатые нарушения; 60 - пучки разрывов; 92 - слепые рудные тела; 94 - уровень эрозийного среза средний; 175 - в районе месторождения распространены алевриты; 176 - в районе месторождения распространены конгломераты; 225 - пропилитизация; 277 - хлоритизация; 244 - количество продуктивных стадий больше одной; 263 - текстуры руд колломорфные; 178 - в районе месторождения распространены известняки; 4 - древние активизированные платформы; 20 - купольные структуры; 50 - зоны дробления, брекчирования; 87 - углы падения рудных тел $30-70^{\circ}$; 221 - окварцевание; 264 - вкрапленные текстуры руд; 272 - образование метасоматических рудных тел. Факторы образования глубинных и среднеглубинных месторождений: 7 - щиты; 202 - вмещающие породы - кристаллические сланцы; 96 - на участке распространены граниты; гранит-порфиры; 195 - вмещающие породы - песчаники; 239 - амфиболитизация; 8 - антиклинории; 15 - глубинные разломы; 16 - антиклинали - брахиантиклинали; 26 - осевые зоны, шарниры складок 29 - зоны смятия, пластического течения; 32 - изгибы складок по простиранию; 42 - крутопадающие нарушения нескольких систем; 52 - соскладчатые нарушения; 62 - сложные нарушения; 66 - участки пород, по составу благоприятные для замещения; 70 - руд-

ные тела в экзоконтактах гранитоидных массивов; 181 - в районе месторождения присутствуют кварциты; 182 - в районе месторождения присутствуют амфиболиты; 183 - в районе месторождения присутствуют филлиты; 191 - в районе месторождения присутствуют гранитоидные интрузивы; 246 - многоэтапный гидротермальный процесс; 23 - участки пород с интенсивной сжатой складчатостью; 180 - кристаллические сланцы в районе месторождения; 250 - мезозойский возраст оруденения; 80 - согласные со складчатостью седловидные залежи; 82 - линзовидные залежи; 193 - в районе месторождения отмечены массивы щелочного состава; 222 - турмалинизация; 247 - возраст оруденения докембрийский; 179 - доломиты в районе месторождения; 200 - известняки в районе месторождения; 40 - изгибы зон крупных разломов; 73 - рудные тела экранируются дайками; 85 - простираие рудных тел параллельно простираию вмещающих пород; 177 - в районе присутствуют кремнистые сланцы; 2 - миогеосинклинальные области; 17 - синклинали-брахисинклинали; 24 - участки с открытой линейной складчатостью; 28 - складки высоких порядков; 36 - зоны рассланцевания; 68 - участки с малой проницаемостью пород надрудной толщи; 119 - дорудные аплиты; 120 - дорудные пегматиты; 224 - биотитизация; 248 - палеозойский возраст оруденения; 271 - рудные тела выполнения и замещения

месторождения располагаются в вариационный ряд в соответствии с постепенным изменением у них исследуемого свойства. Затем с помощью графических построений находится тесторный вес этих признаков. Корректировка тесторных весов в соответствии с весами, полученными с помощью треугольника Паскаля, позволяет получить различающие веса информативных признаков. Критерием правильного решения задачи является прямо пропорциональное изменение сумм различающих весов и исследуемого свойства.

Устойчивость признаков определяется путем анализа поведения информативных признаков в различных сочетаниях эталонных месторождений до нахождения тесторных весов. Эта операция проводится на ЭВМ с помощью алгоритма, разработанного И.А. Чижовой. Результаты определения устойчивости и различающих весов признаков иллюстрируются графиками (фиг. 1-4).

ПОСТОЯННЫЕ И ПЕРЕМЕННЫЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Анализ устойчивости факторов образования колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений был выполнен по материалам, подготовленным сотрудниками ЦНИГРИ В.В. Кузнецовым и Е.И. Филатовым [2]. Результаты этого анализа иллюстрируются фиг. 1 и 2. На фиг. 1 окружностями обозначены группы при-

знаков, свойственных трем различным системам эталонных месторождений. Эти системы в отличие от прочих содержат наибольшее количество признаков с большими различающими весами. В пересечениях кругов перечислены признаки, характерные одновременно для двух или трех рассматриваемых систем. Относительная устойчивость признаков характеризуется изолиниями.

На фиг. 2 показаны различающие веса информативных признаков: справа — положительно связанных с колчеданно-полиметаллическими месторождениями и соответственно отрицательно влияющих на барит-полиметаллические; слева — положительно связанных с барит-полиметаллическими и отрицательно — с колчеданно-полиметаллическими.

Из фиг. 1 и 2 становится очевидным, что наиболее важными постоянными геологическими факторами образования колчеданно-полиметаллических месторождений являются наличие палеовулканических сооружений и гранитных массивов и переслаивание в рудовмещающей толще туфопесчаников, туффитов, липаритовых и липарит-дациитовых порфиров. Несколько меньшей устойчивостью обладают пластообразная форма рудных тел и положительно влияющие на колчеданно-полиметаллическое оруденение пересечения трещин. К переменным признакам, имеющим меньшее значение, относятся пиритовый состав руд, развитие систем даек, согласных с разрывными нарушениями, и разрывов разных направлений; антиклинории с глубоким залеганием пород нижнего палеозоя, присутствие в пределах рудного поля руд барит-полиметаллического ряда, магматических тел диоритов, кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов, карбонатно-серцитовые изменения боковых пород и наличие в составе вмещающих пород крупнокрапленных липарит-порфиров.

Итак, в образовании колчеданно-полиметаллического оруденения отчетливо выступает роль магматического контроля, о чем говорит значительная устойчивость и высокий различающий вес эффузивных пород и палеовулканических структур. Не вполне понятна положительная связь оруденения с гранитными массивами, наряду с тяготением его к палеовулканическим структурам. Не исключено, что эти результаты указывают на скрытую конвергентность колчеданно-полиметаллических образований. Ярко проявленная рудоконтролирующая роль пересечений дизъюнктивов позволяет говорить об эпигенетическом характере хотя бы части оруденения.

Для образования колчеданно-полиметаллических руд оказывается недостаточно только постоянных факторов, хотя они, как видно из фиг. 1 и 2, играют при этом главную роль. Необходимо участие факторов переменных, отличающихся на разных месторождениях и тем не менее вносящих существенный вклад в общую картину типовых ситуаций появления колчеданно-полиметаллических месторождений. Помимо уже отмеченных, к таким факторам относится, например, присутствие среди вмещающих пород средне- и мелкообломочных туфов основного состава, базальтовых порфиритов, конгломера-

тов и брекчий (в том числе взрывчатых), а также некоторые другие факторы с меньшими различающими весами.

По-видимому, как об этом свидетельствует анализ имеющихся данных, крупные колчеданно-полиметаллические месторождения, в отличие от барит-полиметаллических, возникли в связи с отчетливо проявленными вулканоплутоновыми комплексами, в завершающие этапы их формирования и приурочены к сложно построенным мощным эффузивно-осадочным отложениям антиклинорий. Хотя типичной формой рудных тел являются пластообразные залежи, все же на оруденение положительно влияют пересечения трещин, дайки липарит-порфиров и более основных пород, а также гранитные массивы.

Постоянные геологические факторы, благоприятствующие появлению барит-полиметаллического оруденения, существенно иные. Рудные тела месторождений этой формации представлени залежами неправильной формы, сопровождаются единичными дайками фельзит-порфиров и липарит-порфиров и залегают в сравнительно простых по составу толщах, состоящих не более чем из трех литологических разностей. К переменным факторам относится глубина залегания кровли подстилающих пород нижнего палеозоя, которая здесь не превышает 500 м.

Заметную положительную роль играют крутое падение рудных тел, приуроченность их к зонам повышенной трещиноватости и расланцевания, а также ассоциация с единичными дайками диабазов и диабазовых порфиритов, которые, как и дайки фельзитов, занимают секущее положение по отношению к зонам рудовмещающих нарушений.

Как и в случае колчеданно-полиметаллических месторождений, для появления барит-полиметаллических руд одних постоянных факторов оказывается недостаточно. Последние обязательно должны сочетаться с переменными факторами, к которым, помимо перечисленных, относятся и такие, как приуроченность рудопроявления к крылу антиклинория или синклинория, наличие в пределах рудного поля сопутствующих свинцово-цинковых рудопроявлений и небольших тел габбро и габбро-диабазов и многие другие факторы с небольшими различающими весами (см. фиг. 2).

Как известно, генезис сульфидного оруденения на Рудном Алтае является дискуссионным. Существует "интрузивная гипотеза", сторонники которой считают промышленные скопления руд связанными с гидротермальным процессом, а сами руды - эпигенетическими по отношению к вмещающим вулканогенно-осадочным породам. Ей противопоставляется "эффузивная" или "вулканогенная" гипотеза, в соответствии с которой оруденение связывается с девонским вулканизмом, а руды могут быть сингенетическими или наложенными, но близкими по возрасту к вмещающим толщам.

При изучении характеристик колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений этот вопрос не исследовался, так как речь шла лишь о факторах, различающих эти два типа месторождений. Все же приведенные выше данные об ассоциации

колчеданно-полиметаллического оруденения с гранитными массивами и палеовулканическими структурами, по-видимому, позволяют ставить вопрос о возможной внутренней неоднородности формации колчеданно-полиметаллических месторождений и вероятном наличии среди них как представителей обычного гидротермального процесса, так и объектов, связанных с вулканическими эксгаляциями.

Таким образом, сравнительное логико-информационное изучение данных о колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая позволило сформировать их геолого-информационные модели. Каждая такая модель состоит как бы из "ядра" постоянных и дополняющего их комплекса переменных геологических факторов. С помощью этой модели может полноценно решаться конкретная задача прогнозирования по известным геологическим данным наиболее вероятного типа оруденения. Эти же модели могут попутно использоваться и для исследования особенностей геологической ситуации образования колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений.

ПОСТОЯННЫЕ И ПЕРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, СВЯЗАННЫЕ С ГЛУБИНАМИ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как упоминалось выше, наиболее важным критерием рудно-формационной классификации золото-сульфидно-кварцевых месторождений являются глубина образования и связанные с ней количественные соотношения кварца и сульфидов в рудах. Соответствующая классификация, впервые предложенная Н.В. Петровской, получила наиболее полное освещение в работе Н.В. Петровской, Ю.Г. Сафонова и С.Д. Шера [8].

С помощью охарактеризованной методики была предпринята попытка выявления постоянных и переменных факторов образования золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Для этой цели обрабатывались данные по 41 золоторудному месторождению, охарактеризованные по шкале из 272 признаков [7]. Исследуемые месторождения первоначально были разделены на три класса: близповерхностные, среднеглубинные и глубинные. Оказалось, однако, что полученные данные об устойчивости признаков позволяют разделить исследуемые месторождения не на три, а лишь на две группы. С одной стороны, выявились признаки, характерные главным образом для близповерхностных и, в меньшей мере, среднеглубинных месторождений; с другой стороны - для глубинных и среднеглубинных. Такое разделение признаков необходимо учитывать при интерпретации результатов исследования их устойчивости. Оно показывает, что по найденным геологическим факторам близповерхностные месторождения резко отличаются от глубинных, а среднеглубинные занимают промежуточное положение и могут характеризоваться различными наборами устойчивых признаков. В то же время по суммам различающих весов исходные три класса определяются доста-

точно надежно. Таким образом, на основании исследования устойчивости признаков нельзя указать факторы, определяющие образование только среднеглубинных месторождений. Полученные результаты допускают возможность проявления в среднеглубинных месторождениях любого из признаков, характерных для близповерхностных или для глубинных месторождений. Наличие специфических признаков у среднеглубинных месторождений вполне возможно, но требует специальных исследований.

Фиг. 3 и 4 дают возможность решить, какие факторы положительно связаны с месторождениями малых глубин и отрицательно — с близповерхностными.

На фиг. 3 в кругах перечислены устойчивые признаки, присущие трем системам близкоповерхностных и трем системам глубинных месторождений. Постоянные признаки располагаются в области, образованной пересечением трех кругов; остальные признаки — переменные и их относительная устойчивость показана изолиниями. На пересечении двух кругов расположены переменные признаки, встречающиеся в двух системах эталонных месторождений, а в одном круге — признаки, появляющиеся и устойчивые в одной системе.

На фиг. 4 приведены признаки, имеющие значительные различающиеся веса, то есть заметно связанные с глубинами образования золоторудных месторождений. Сравнение фиг. 3 и 4 позволяет выявить такие признаки, которые имеют значительный разделяющий вес, но являются переменными и обладают различной устойчивостью.

Среди положительно связанных с образованием близповерхностных золоторудных месторождений в первую очередь отметим постоянные геологические факторы, имеющие региональный характер. Это эвгеосинклинальные области, с одной стороны, и области тектонической активизации — с другой. Как отмечалось ранее [4], рудоконтролирующая роль этих двух исключаящих друг друга региональных геологических структур, возможно, свидетельствует о связи близповерхностных золотых месторождений с эвгеосинклинальными зонами более тесной, чем это предполагается в настоящее время. Большое влияние на локализацию оруденения оказывали грабен-синклинали-грабены, а также моноклинальное залегание пород, ассоциации оруденения с зонами крупных разломов, сочленения разломов разного направления, в том числе крутопадающих с пологопадающими и межпластовыми межформационными срывами. Отчетливо проявлена связь этих месторождений с субвулканическими телами и эффузивами как среднего, так и кислого состава, которые наряду с глинистыми сланцами и гранитоидами могут являться рудовмещающими породами. Совокупность постоянных факторов позволяет считать, что рудные тела этой группы месторождений часто имеют крутое ($>70^\circ$) падение и перекрываются более молодыми отложениями. Минерализация имеет зональное строение по вертикали и горизонтали. Рудные тела приурочены к системам открытых трещин, располагаются в экзо- и эндоконтактах интрузив-

ных массивов, причем в последних развиты ксенолиты боковых пород. Оруденение сопровождается серицитизацией, карбонатизацией и адуляризацией.

Из переменных факторов, достаточно тесно и положительно связанных с появлением близповерхностных золотых месторождений, отметим пластообразную и штокверковую форму рудных тел, их приуроченность к дорудным дайкам гранитов или сиенит-порфиоров, каолинизацию вмещающих пород. Заметную связь с оруденением имеют и многие другие факторы, относящиеся к локальным рудоконтролирующим структурам, вмещающим породам и околорудным изменениям.

3473
Что касается глубинного золотого оруденения, то здесь картина существенно меняется. Постоянными положительно коррелирующимися с глубинным золотым оруденением факторами, отличающими его от близповерхностных руд, оказываются приуроченность к миегосинклинальным областям и частая локализация в складках типа синклиналей - брахисинклиналей; складки носят открытый характер и осложнены складчатостью более высоких порядков. Оруденение локализовано в зонах расщепления в участках с малой проницаемостью пород надрудной толщи. Положительно связаны с оруденением дорудные дайки аплитов и пегматитов. Образование рудных тел происходит как путем выполнения трещин, так и в результате замещения боковых пород. Менее устойчивыми являются приуроченность рудных полей к антиклинориям и связь их с глубинными разломами, локализация в антиклиналях - брахиантиклиналях, седловидная и линзовидная форма рудных тел, а также наличие во вмещающих толщах карбонатных фаций и сопровождающая оруденение турмалинизация.

Среди переменных факторов, обладающих малой устойчивостью, обращают на себя внимание играющие роль экранов дайки, интенсивная сжатая складчатость, многоэтапный характер гидротермального процесса, наличие в разрезе вмещающих пород кристаллических сланцев, кварцитов, филлитов, амфиболитов и щелочных интрузивных пород и некоторые другие.

Анализ результатов показывает, что отсутствие данных о переменных факторах не позволяет на основании только постоянных факторов вынести достаточно обоснованное суждение о принадлежности месторождений к группе малоглубинных или глубинных. В то же время переменные факторы могут сильно меняться, иногда образуя комплексы, прямо противоположные по своей геологической сущности. Так, например, благоприятное влияние на появление глубинных золотых месторождений могут оказывать, с одной стороны, вмещающие оруденение кварциты, а с другой - щелочные интрузивные породы, а на появление близповерхностных месторождений - как дорудные, так и синрудные деформации. В то же время при анализе полученных данных трудно сформулировать определенное мнение по поводу источников золотого оруденения, роли вмещающих пород в его локализации и т.д. Для решения этих вопросов, по-видимому,

необходимы специальные исследования с более подробными исходными данными.

Синтез постоянных и переменных факторов, как это было показано, позволяет создать геолого-информационные модели глубинного и близповерхностного месторождения золото-сульфидно-кварцевой группы. Специфической особенностью близповерхностных месторождений является их связь с эффузивными образованиями различного состава и локальной разломной тектоникой, а глубинных — глубокий метаморфизм вмещающих пород, более заметное влияние пликтивных дислокаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Логико-информационные методы исследования многофакторных геологических систем позволяют по-новому подойти к изучению факторов, связанных с образованием и особенностями рудных месторождений, что иллюстрируется на примере колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Для этих целей могут быть использованы выявляемая в процессе математической обработки устойчивость геологических признаков месторождений, на основании которой признаки делятся на постоянные и переменные, а также данные о различающем весе признаков. Устойчивость постоянных и переменных признаков определяется целенаправленно в связи с конкретным исследуемым параметром месторождений. Выясняется, что для прогнозирования этого параметра недостаточно знать только постоянные факторы; обязательно должны учитываться и факторы переменные, которые на исследуемом объекте проявились в том или ином сочетании. Становится очевидным, что исследование геолого-информационных моделей изучаемых групп месторождений открывает новые возможности для понимания конкретных условий рудообразования.

Прогнозирование конкретных особенностей рудных месторождений, таких как их масштабы, распределение полезных компонентов, протяженность рудных тел на глубину, выяснение и оценка роли геологических факторов, влияющих на эти особенности, возможны путем создания и изучения особых геолого-информационных моделей месторождений. Такая геолого-информационная модель характеризуется набором устойчивых факторов и включает следующее:

- 1) "ядро" постоянных факторов, присущих подавляющему большинству обладающих прогнозируемым параметром месторождений;
- 2) обширный комплекс переменных факторов, в тех или иных сочетаниях влияющих на этот параметр;
- 3) данные о различающем весе постоянных и переменных факторов, определяющие силу связи каждого фактора с прогнозируемым параметром месторождений.

Создание и исследование геолого-информационных моделей месторождений, несомненно, может способствовать решению многих неснятых вопросов геологии рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. - В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965.
2. Константинов Р.М., Кузнецов В.В., Филатов Е.И., Чижова И.А. О применении математических методов для типизации свинцово-цинковых месторождений на Рудном Алтае. - В кн.: Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. - Труды ЦНИГРИ, 1977.
3. Кузнецов В.А. Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. - Геол. и геофиз., 1972, № 6.
4. Логико-информационные методы оценки рудных месторождений. М.: Наука, 1977.
5. Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
6. Петровская Н.В. К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд. - Труды НИИГРИЗОлото, 1955, вып. 20.
7. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977, т. 1.
8. Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, т.1,2.
9. Сиротинская С.В. Метод вариационных рядов и его применение к исследованию некоторых геологических особенностей оловянно-вольфрамовых месторождений. - В кн.: Логико-информационные решения геологических задач. М.: Наука, 1975.
10. Чижова И.А. Совершенствование методов распознавания геологических объектов на основе определения устойчивости их признаков (в печати).
11. Шеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1975.

ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Чаткало-Кураминский регион известен исключительно высокой насыщенностью разнообразными по типу рудными месторождениями, которые в большинстве своем возникли в конце палеозоя, когда регион переживал период орогенного развития. Именно поэтому в центре внимания авторов настоящей работы была реконструкция основных черт регионального структурного плана позднего палеозоя. Она опиралась на материалы, полученные разными методами, и в том числе новыми для региона, такими как морфоструктурный анализ и дешифрирование космических снимков. Необходимость опереться на комплексные материалы связана с тем, что в позднем палеозое регион представлял собой континентальное поднятие с системой наложенных впадин, выполненных наземными вулканитами. В последнее время именно этим впадинам и уделялось главное внимание, причем региональный структурный план оставался мало изученным. Результаты проведенных исследований позволили показать существование, начиная со среднего палеозоя, специфического структурного плана, который можно характеризовать как радиально-концентрический. Именно ему подчинено размещение магматических комплексов, включая систему кальдерных депрессий, расположенных в пределах подковообразного пояса, дайковых поясов и самих металлогенических зон, которые имеют дугообразную форму, контролируемую региональной концентрической структурой. Основные элементы строения последней запечатлены и в тектонических формах современного рельефа.

Эволюция взглядов на тектонику региона развивалась от признания эвгеосинклинального типа его развития в среднем и позднем палеозое к выделению его в качестве внутреннего поднятия или даже срединного массива в системе герцинид Тянь-Шаня. В последнее время широко распространились представления о тектоно-магматической активизации, которой подверглась область в позднем палеозое. Разделяя их, авторы считают важным подчеркнуть, что в среднем и нижнем палеозое в регионе происходило активное формирование земной коры континентального типа, обусловившее глубокую перестройку структурного плана. При этом возникли и развивались радиально-концентрические структуры различных таксономических рангов, которые контролировали эндогенные процессы и сами были результатом интрателлурических потоков вещества и тепла. Вертикальные движения приводили к формированию сводов, которые являются типоморфными структурами континентальной стадии развития земной коры, и подчиненных им впадин.

Чтобы лучше представить позицию и строение Чаткало-Курамин-

ского региона, мы сначала кратко осветим особенности крупнейшей орогенной структуры — Западно-Тяньшаньского мегасвода, который включает Чаткало-Кураминское поднятие в качестве дочерней структуры. При этом необходимо сразу же отметить специфику последнего, заключающуюся в обилии здесь континентальных вулканитов и значительно меньшей амплитуде поднятия по сравнению с остальной частью Западно-Тяньшаньского мегасвода.

Прежде чем рассмотреть особенности внутреннего строения орогенных структур Западного Тянь-Шаня, целесообразно коснуться некоторых вопросов методического характера. Поскольку в позднем палеозое преобладали континентальный режим и восходящие движения, осадочные толщи этого возраста имеют ограниченное распространение. Для реконструкции возникающих в этот период структур положительного знака был использован комплекс взаимодополняющих методов. Вначале анализировались материалы дешифрирования мелкомасштабных снимков, которые сопоставлялись с геофизическими данными и морфоструктурной схемой масштаба 1:200 000, отражающей тектонические формы современного рельефа, а затем выяснялось время заложения выявленных сводово-глыбовых сооружений. Последнее отражено как на палеотектонических материалах, так и на схемах, характеризующих особенности распределения дайковых поясов, систем дугообразных и радиальных разломов палеозойского возраста.

ЗАПАДНО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ МЕГАСВОД

Региональной орогенной структурой, включающей Чаткало-Кураминскую область, является Западно-Тяньшаньский мегасвод, который выступает в современном рельефе как обособленное горное сооружение. На мелкомасштабных космических снимках и топографических картах на территории Западного Тянь-Шаня была выявлена овальная сложно построенная концентрическая структура.

Мегасвод охватывает отроги Таласского хребта, включая горы Каржантау, Угамский, Пскемский, Коксуйский, Чаткальский, Кураминский хребты с разделяющими их крупными речными долинами. В плане это сооружение имеет форму правильного эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении. Его размеры составляют 300 км по длинной оси и 160 км в поперечнике (фиг. 1, см. вкл.). Вдоль осевой части мегасвода расположена линейная грабенообразная долина реки Чаткал. Для мегасвода характерна зональность в размещении различных гипсометрических уровней рельефа, которые в виде дугообразных поясов окаймляют центральную впадину приуроченную к наиболее широкому участку долины. Прилегающие к впадине орографические линии, имея общее северо-восточное простирание, образуют вокруг центральной впадины пологие дуги. Кроме того, мегасвод расчленен поперечными линиями тектонических нарушений северо-западного простирания на ряд сегментов. Их границы проявляются в форме крупных уступов в современном рельефе. Нарастание высот

в мегасводе происходит скачкообразно от 2000 до 4500 м в северо-восточном направлении.

Помимо этого, мегасвод осложнен двумя дочерними сводовыми структурами, внутреннее строение которых в общих чертах повторяет строение мегасвода. Дочерние структуры (Пскемско-Угамская и Кураминская) также осложнены по длинной оси грабенообразными впадинами, одна из которых совпадает с долиной р. Пскем, другая с долиной р. Ангрен. К наиболее расширенным частям этих впадин приурочены пологие дугообразные нарушения, хорошо дешифрируемые на высотных аэрофотоснимках. Следует отметить, что по рельефу придолинные области, ограниченные дугообразными нарушениями, отличаются от окружающей территории. На фоне высокогорного рельефа с крутыми скалистыми склонами обособлены слабовсхолмленные области с многочисленными террасами. Таким образом, намечается интересная особенность строения центральных впадин сводовых структур на территории Западного Тянь-Шаня. Их основу составляет линейная грабенообразная тектоническая долина, к которой примыкают области относительных опусканий, отчлененные от приподнятых частей свода дугообразными нарушениями. Это проседания, которые примыкают к зоне осевого грабена, ограниченные дугообразными разломами.

Палеотектонические и геологические материалы позволяют считать, что современные орогенные сооружения Западного Тянь-Шаня унаследованно развиваются от верхнепалеозойского орогенного этапа, хотя последний отделен от современного этапа периодом эпейрогенических движений и платформенного развития. В этот период в пределы региона распространялось эпиконтинентальное море.

Судя по палеогеографическим данным для мела и палеогена, в период формирования этих платформенных отложений "реликтовые" поднятия на месте современных сводов сохранялись и в условиях морской трансгрессии. На геологических картах область Западного Тянь-Шаня выступает в виде крупного антиклинорного сооружения, обрамленного по периферии меловыми и палеогеновыми отложениями, которые местами также сохранились во внутренних впадинах - Чаткальской и Ангренской.

Позднепалеозойское поднятие региона совпадало с современным Западно-Тяньшаньским мегасводом. Об этом можно судить по преимущественному расположению пермских вулканогенных и молассоидных толщ по периферии мегасвода. Позднепалеозойские вулканы широко развиты также в юго-западной (Чаткало-Кураминской) части мегасвода. К ядру мегасвода приурочен крупный Гава-Ангренский массив гранитоидов, несколько смещенный в сторону Ферганской впадины.

Еще более определенно выступает на геологических картах антиклинорное сооружение дочернего Кураминского свода. В ядре его выступают две области выходов нижнепалеозойских и частично докембрийских толщ: одна на правобережье бассейна р. Чаткал, другая - на юго-западе Чаткало-Кураминского региона. В целом Кура-

минский дочерний свод отличается исключительно широким развитием гранитоидов — преимущественно карбонового возраста.

В литературе имеются многочисленные упоминания об унаследованности современных структур от палеозойских (В.И. Красников, Л.И. Резвой, В.И. Попов, В.Г. Королев и др.).

Исследования названных авторов показывают, что современные структуры Тянь-Шаня нередко развиваются унаследованно в основном с верхнепалеозойского периода. Так, например, В.И. Попов отмечал, что многие современные разломы зародились в палеозое и поэтому современные складчато-глыбовые структуры часто формируются в рамках древнего структурного плана. Он считает также, что брахитектоника палеозоя и мезокайнозоя представляет две формы одного и того же процесса [18].

Хотя без подробных палеотектонических реконструкций нельзя достоверно решать вопросы унаследованного развития, определенные черты его устанавливаются и с помощью анализа геологических карт. В свою очередь это позволяет с некоторыми оговорками считать, что современный структурный план области мегасвода может помочь воссоздать общие черты верхнепалеозойской орогенной структуры.

Как уже упоминалось, подобный вывод имеет важное значение и для решения металлогенических вопросов, так как с позднепалеозойской эпохой связано образование наиболее продуктивного оруденения.

Охарактеризовав в самых общих чертах орогенную структуру более высокого таксономического ранга — Западно-Тяньшаньский мегасвод, рассмотрим подробнее осложняющее его Чаткало-Кураминское поднятие.

ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЕ СВОДОВО-ГЛЫБОВОЕ ПОДНЯТИЕ

Внутреннее строение поднятий по морфоструктурным данным и результатам дешифрирования дистанционных фотоснимков

Чаткало-Кураминский регион расположен в западной части Кураминского дочернего свода. С северо-востока он ограничен зоной разломов северо-западного простирания, хорошо проявляющихся в современном рельефе. Этот регион охватывает два сегмента названного дочернего свода. Границы между сегментами представляют собой уступы, высота которых достигает 500–600 м. Оба сегментаобладают и общими чертами внутреннего строения. Всей области к юго-западу от Кумбельского разлома присуща единая система радиально-концентрических дислокаций. На морфоструктурной схеме устанавливается, что территория Чаткало-Кураминского региона расчленена системой линейных дислокаций на семь трапециевидных блоков, которые группируются вокруг центральной впадины, приуроченной к расширенной части долины р. Ангрэн (фиг. 2, см. вкл.). По-

скольким разломам, ограничивающим блоки, занимают радиальное положение и сходятся к центральной впадине, создается впечатление единой закономерной внутренней структуры. Кроме того, имеет место зональное размещение гипсометрических уровней вокруг той же центральной впадины и обрамление приподнятых блоков с северо-запада и юга зонами опускания (впадины Приташкентского района и Ферганская). Это позволяет говорить о едином автономном сводово-глыбовом сооружении, которое, по-видимому, образовалось в связи с изгибанием земной коры под действием вертикальных усилий. Это неотектоническое поднятие по аналогии с регионом названо Чаткало-Кураминским.

Структура Чаткало-Кураминского сводово-глыбового поднятия (размером 110 км по длинной оси и 80 км по короткой), хорошо дешифрируется на мелкомасштабном снимке. На этом снимке (полученном с АОС "Салют-4") устанавливаются элементы концентрического строения в пределах самого Чаткало-Кураминского блока, а также дешифрируется ограничивающая его система разломов северо-западного направления. Кроме того, четко выделяется изометричное расширение Ангренской впадины, осложняющей центр Чаткало-Кураминского поднятия. Намечается также ряд линейных нарушений и локальных кольцевых структур.

На фотосхемах границы свода подчеркиваются вариациями фототона, часто соответствующими разным ландшафтам. Вокруг центральной части свода дешифрируется система мелких линейных элементов, являющихся секущими по отношению к современной "скульптуре" хребтов. Эти элементы представлены узкими светлыми полосами, которые простираются поперек современных долин, склонов, поднятий, образуя систему дуг "опирающихся" на линейную впадину долины р. Ангрэн с севера и юга. Блоки, заключенные внутри этих дуг, занимают пониженное положение в рельефе. Как указано выше, по геологическому строению осевая (Ангренская) впадина Чаткало-Кураминского сводово-глыбового поднятия имеет много общего с Чаткальской и Пскемской впадинами Западно-Тяньшаньского мега-свода.

По периферии Чаткало-Кураминское поднятие обрамляется обширными впадинами Приташкентского района с запада и северо-запада и Ферганской впадиной с юга и юго-востока. Наиболее четко границы свода на снимках выступают на северо-западе и юго-востоке. На северо-востоке свод как бы "деформирован" и опирается в Кумбельскую зону линейных тектонических нарушений северо-западного простирания, вдоль которой проходит гипсометрическая ступень.

Одним из элементов строения сводово-глыбового поднятия являются также надвиги, по которым блоки поднятий надвинуты на сопредельные впадины. Судя по деформации мел-палеогеновых отложений, надвиговые перемещения блоков происходили в альпийское время. Вероятно, различные элементы внутреннего строения свода формировались последовательно в процессе его развития.

Важным подтверждением реальности существования Чаткало-Ку-

раминского сводово-глыбового поднятия может служить также характер деформации позднемезозойской поверхности выравнивания. Эти данные можно получить из "Схематической структурной карты реставрированного предмезозойского пенеплена Чаткало-Кураминской горной страны", составленной М.Г. Калабиной и Э.Х. Гольдшмитом. Рисунок изогипс, концентрическое расположение различных уровней деформированного предмезозойского пенеплена, а также осложняющие эту поверхность разломы (в том числе надвиги) подчеркивают прежде всего единую сводовую структуру этой области.

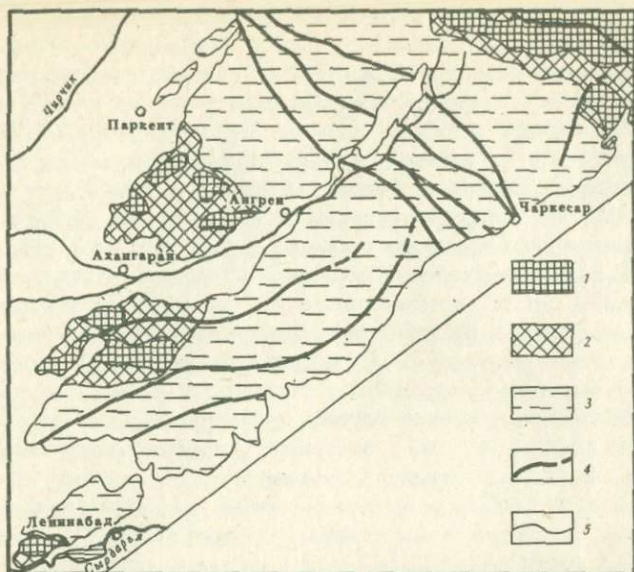
Основными элементами внутреннего строения свода являются секториальные блоки, которые выделены на морфоструктурной схеме и намечаются по результатам дешифрирования (см. фиг. 2). Каждый из семи секториальных блоков характеризуется определенным гипсометрическим уровнем и степенью внутренней расчлененности. Абсолютные отметки вершин приподнятых секторов II, III, IV достигают 3000-3500 м. Для них характерен высокогорный тип рельефа с островершинными поднятиями, узкими глубоко врезанными долинами. К наиболее расчлененным из них относится секториальный блок II. Уровень вершинной поверхности секториальных блоков I, V, VI достигает 1600-2000 м. Рельеф этих блоков среднегорный с округлыми вершинами, широкими долинами со склонами средней крутизны. Блок VII относительно опущен, его высоты не достигают и 1000 м. Во все перечисленные секториальные блоки "вписаны" концентрические структуры подчиненного порядка. При этом большинство концентрических морфоструктур, осложняющих секториальные блоки, совпадают с известными по геологическим данным кальдерами, выполненными вулканитами среднекарбонového пермского возраста.

Система кальдер прослеживается в виде пояса полукольцевой формы от юго-западных отрогов Чаткальского хребта через долину р. Ангрэн в область Кураминского хребта.

О геологических критериях выделения позднепалеозойского Чаткало-Кураминского поднятия

Как показано выше, морфоструктурный анализ и дешифрирование снимков позволяют установить, что Чаткало-Кураминский сегмент Западно-Тяньшаньского свода в свою очередь обладает чертами автономного радиально-концентрического строения. Последнее могло определяться внутренними вертикальными усилиями и деформациями изгиба, воздействовавшими на сегмент в период активизации орогенных движений. Обращаясь к геологической истории формирования сводовой структуры отметим, что поднятия уже в среднем палеозое возникли на восточной и западной окраинах региона. Они фиксируются в бассейнах рек Кассан и Сумсар, в юго-западных частях хребтов Могол-Тау и Чаткальского и в западной части Кураминского хребта (фиг. 3). Размер поднятий достигал 25-30 км в поперечнике.

Поднятие восточной части региона располагается за пределами изучаемого района, поэтому особенности его строения здесь не рас-



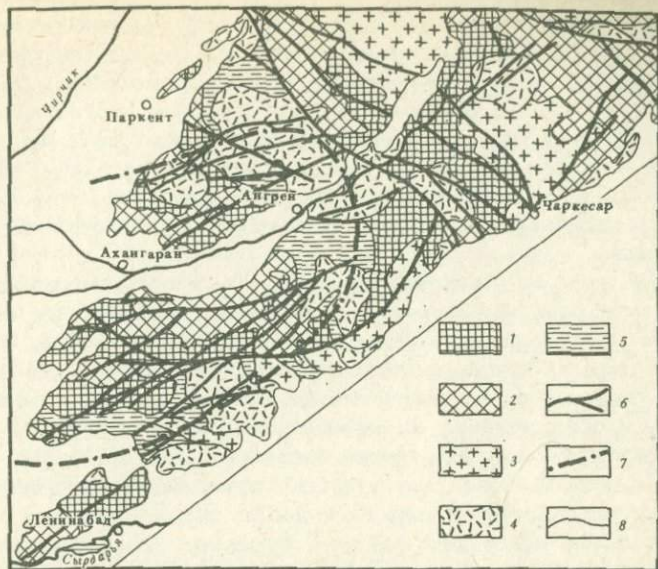
фиг. 3. Тектоническая схема Кураминской зоны в среднем палеозое

1 - ядра поднятий, сложенные рифейскими отложениями основания, силур-девонскими гранитоидами и песчанико-сланцевыми отложениями ордовика - силура; 2 - переходные зоны, выполненные континентальными осадочно-вулканогенными отложениями нижнего - среднего девона; 3 - впадины, выполненные терригенно-осадочными отложениями среднего девона - нижнего карбона; 4 - важнейшие разломы; 5 - границы выходов палеозойских пород

смагиваются. В структуре западного поднятия отмечаются элементы концентрического строения. В современном эрозионном срезе наиболее древние породы, представленные гранитными интрузивами, обнажаются преимущественно по периферии поднятия, тогда как более молодые осадочно-терригенные породы девона - нижнего карбона фиксируются в его центральной части и имеют преимущественно центроклинальное падение от выходов интрузивов. По-видимому, это обусловлено последующим проседанием центрального ядра депрессии по дугообразным разрывам, образовавшимся в процессе разрастания поднятия вдоль блоков пород с различной жесткостью.

Центральные области региона в этот период представляли собой пониженные депрессионные участки, где отлагались морские осадочно-вулканогенные отложения девона-нижнего карбона. В осевой части депрессионной структуры, разделяющей поднятия восточной и западной части района, возникли крупные разломы - Кумбельский, Кенкольский, Арашанский.

В процессе формирования герцинских структур орогенной активизации ранее образованные поднятия продолжали разрастаться, при-



Фиг. 4. Тектоническая схема Кураминской зоны в позднем палеозое

ядра поднятий, сложенные разновозрастными (силур-девонскими - среднекаменноугольными) гранитоидами; 2 - поднятия, сложенные разновозрастными осадочно-вулканогенными породами от рифея до нижней перми включительно; 3 - верхнепалеозойские полнокристаллические гранитоиды верхнекаменноугольного - пермского возраста; 4 - вулканогенные депрессии, сложенные преимущественно пермскими эффузивами; 5 - переходные зоны, сложенные эффузивами среднего карбона нижней перми; 6 - важнейшие разломы; 7 - осевая линия, вдоль которой размещаются верхнепалеозойские кальдеры; 8 - границы выходов палеозойских пород

чем этот процесс сопровождался внедрением ниже-среднекаменноугольных гранитоидов (Ангренский, Кураминский, Моголтауский и др. массивы). В этот период поднятие восточной части района, разрастаясь в западном направлении, охватывает значительную часть Чаткало-Кураминского региона, слагая практически всю площадь восточнее Кумбельского разлома и частично юго-западный блок разлома в бассейне р. Актас (фиг. 4).

Поднятия в западной части зоны, разрастаясь в восточном направлении, также образуют герцинское сводово-глыбовое поднятие. Ядро свода было осложнено впадиной размером около 30 км в поперечнике, которая частично накладывается на восточную часть раннего поднятия и слагается преимущественно ниже- и среднекаменноугольными вулканогенными образованиями минбулакской и акчинской свит, а также частично нижнепермскими вулканитами шурабсайской свиты. Ядро поднятия четко оконтуривается полукольцом

верхнепалеозойских вулканогенных депрессий, располагающихся вдоль внешней границы поднятия. В строении депрессий уже принимают участие и более молодые вулканы равашской и кызыл-нуринской свит. При этом наиболее молодые кызылнуринские липариты пользуются максимальным распространением в периферической зоне поднятия (см. фиг. 4). В целом на территории Чаткало-Кураминского свода намечаются черты зонально-концентрического распределения разновозрастных вулканогенных формаций верхнепалеозойской группы.

Особый интерес представляют особенности размещения так называемых даек регионального распространения. Большинство из них внедрилось после завершения вулканической деятельности, причем многие дайковые пояса не обнаруживают непосредственной связи с вулканотектоническими постройками. Они пересекают отдельные кальдеры и обнаруживают по отношению к ним структурную автономию и, вероятно, контролируются более крупным орогенным сооружением. Дайковые пояса вытянуты обычно в северо-восточном направлении, но известны и меридиональные, северо-западные, широтные. Отдельные пояса даек шириной несколько километров и протяженностью 16-33 км, сменяя друг друга по простиранию, формируют региональный пояс. Последний объединяет системы частных дайковых поясов, которые обрамляют с внешней стороны пояс кальдер и куполов (фиг. 5, см. вкл.). Внутри большого дайкового кольца отходят радиальные пояса даек, прослеживающиеся в направлении ядра свода. Дайковые пояса образуют радиально-концентрическую структуру, маркируя основные дислокации свода. Позднепалеозойские гранитоиды группируются в широкое полукольцо, которое прослеживается на юге вдоль Кураминского хребта, а затем поворачивает в северо-западном направлении.

Таким образом, концентрически зональное расположение магматогенных позднепалеозойских формаций является наиболее яркой закономерностью строения Чаткало-Кураминского региона и может быть объяснено образованием этих формаций в пределах активно развивающегося, но "невысокого" сводового поднятия. Это дает основание считать, что выявленное с помощью морфоструктурного метода современное сводово-глыбовое поднятие унаследованно развивается с позднепалеозойского времени.

Важным элементом строения структурного этажа активизированной платформы являются многочисленные разломы, определяющие ее мозаично-блоковый характер. Некоторые из них были заложены еще в геосинклинальный период развития района и в дальнейшем неоднократно подновлялись, являясь путями проникновения разновозрастных магматических расплавов. Другие связаны с эпохой сводообразования.

Привлечение материалов дистанционных съемок позволило выявить также системы зон скрытых разломов, которые имеют сквозной характер. По пространственной ориентировке среди них выделяются крутопадающие разломы северо-западного, северо-восточного

простираются, зоны скрытых нарушений субширотного и меридионального простираются, кольцевые, дугообразные и пологопадающие разрывы.

Системы разломов дугообразной формы по своему положению связаны со сводом. Крупнейшими из них являются Баштавакский разлом в Кураминском хребте, обращенный выпуклостью к югу, и Чайлисайский разлом в Чаткальском хребте, обращенный выпуклостью к северу. Оба разлома проходят вдоль основной системы кальдер и вулканических куполов, которые образуют подковообразный пояс. Возникновение и развитие этих двух крупных дугообразных разломов, которые, по-видимому, смыкаются в полукольцо через фрагменты Кумбельского разлома, можно связать с образованием Чаткало-Кураминского свода. Многочисленные локальные кольцевые и дугообразные разломы обычно развиваются в краевой зоне кальдерных депрессий. Их образование тесно связано с динамическими воздействиями вулканических очагов.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО СВОДА

В период активного развития вулканизма и интрузивной деятельности в позднем палеозое в области континентального поднятия Чаткало-Кураминского свода сформировались системы очаговых структур двух основных типов: кальдеры, вулканические и интрузивные купола диаметром 10-25 км, а также линейные вулканогенные грабены. Кольцевые структуры очагового типа оказывают существенное влияние на размещение рудных месторождений. Подобные структуры изучены в восточных районах СССР И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской [21].

Важная рудоконтролирующая роль очаговых структур заставляет обратить пристальное внимание на их изучение. Вместе с тем обычными методами геологического картирования удается выявить далеко не все структуры подобного типа. В последнее десятилетие в Чаткало-Кураминском регионе интенсивно изучаются кальдерные постройки, которые контролируют здесь рудные районы. Большой вклад в изучение этих вулкано-тектонических структур сделан Н.П. Лаверовым, В.Н. Полуэктовым, А.Е. Толкуновым, В.И. Левиным и коллективом геологов, руководимым В.А. Арапозым [14, 3].

На мелкомасштабных фотоматериалах кольцевые структуры выделяются не только благодаря концентрическому распределению отрицательных и положительных эрозионных форм рельефа. Некоторые из них, например Камчикская структура, отличаются более однородным фототонном. Ряд структур имеет радиально-концентрическое строение, как например, Адрасманская. Другие отличаются поясовым расположением концентрических элементов.

Кальдерные постройки - Камчикская, Чилтенская, Карабашская, Лашкерекская, Адрасманская, Самгарская и другие - достаточно

четко оконтуриваются по материалам дешифрирования дистанционных фотоснимков и формам современного рельефа. Примечательно, что на космических снимках фиксируются не только общие контуры этих депрессий, но зачастую и расположенные внутри них более мелкие вулканические структуры, экструзивные купола, вулканические аппараты, субвулканические интрузивы, границы вулканических толщ различного состава и т.д. Так, крупный Лашкерекский купол включает целую систему локальных кольцевых структур, которые группируются по периферии купола в кольцевой пояс.

В современном рельефе кальдерные постройки отражаются как отрицательными формами (Карабашская, Шаваз-Алатаньгинская, Адрасманская депрессии), так и положительными. Последние при- сущи крупным массивам экструзивных куполов и субвулканических интрузивов (Камчикская, Лашкерекская, Адрасманская депрессии).

Некоторые кальдеры (Чилтенская, Карабашская, Аксакатинская) подчеркиваются изометрическими магнитными аномалиями, вызванными, по-видимому, различной магнитной восприимчивостью слагающих депрессии кислых вулканитов и окружающих их гранитоидов и эффузивов среднего состава. Однако магнитные аномалии в районе Карабашской и Аксакатинской депрессии характеризуются более широкими контурами, выходящими за пределы депрессий.

С другой стороны, некоторые вулcano-тектонические структуры (такие как Аксакатинская, Кызылнуринская, Самгарская и Адрасманская) не сопровождаются изометричными структурами в современном рельефе. Первые три не выделяются также на материалах дешифрирования.

Вопрос об отображении анализируемыми методами локальных поднятий является значительно более сложным. В пределах Чаткало-Кураминского свода хорошо фиксируется изометричными формами современного рельефа и структурами, выявленными на космических материалах, локальное Моголтауское поднятие, ядро которого сложено гранитоидами, а крылья осадочно-эффузивными породами. Достаточно четко этими же элементами отображается сложное силур-девонскими образованиями древнее поднятие западной оконечности Кураминского хребта (бассейн р. Сардоб).

Возвращаясь к вопросу об условиях размещения основных вулcano-тектонических структур, прежде всего подчеркнем их связь с внутренним строением Чаткало-Кураминского свода. Она выражается в том, что основная группа кальдер и куполов образует пояс подковообразной формы, который занимает закономерную позицию в своде, обрамляя его внутреннюю часть. В этот пояс входят Карабашская, Чилтенская, Камчикская, Лашкерекская, Адрасманская вулcano-тектонические структуры и Алтынтопканский купол.

Анализ морфоструктурных материалов позволил также установить расчлененность Чаткало-Кураминского свода на систему секториальных блоков, причем в каждый из них "вписана" соответствующая кальдера или купол.

СКВОЗНЫЕ НАРУШЕНИЯ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО ПОДНЯТИЯ И ИХ ОТРАЖЕНИЯ НА МЕЛКОМАСШТАБНЫХ СНИМКАХ

Сквозные глубинные дислокации представляют собой линейные ослабленные зоны, прослеживающиеся непрерывно сквозь весьма различные тектонические области земной коры [22]. Они имеют устойчивое направление, независимое от ориентировки структур в пересекаемых областях. Структуры этого типа проявляются в завуалированной форме, поэтому до последнего времени они не были объектами систематического изучения при геологическом картировании. Однако поскольку была установлена важная металлогеническая роль этих дислокаций [19], здесь мы делаем предварительную попытку реконструировать эти структуры, а также усовершенствовать методику их выявления с привлечением результатов дешифрирования космических снимков. Сквозные "антитяньшаньские" структуры намечались ранее в пределах Средней Азии рядом авторов. Б.А.Петрушевским [17] была выделена Индо-Памирская меридиональная зона поперечного поднятия. Эта широкая глобальная зона повышенной подвижности и глубокого заложения намечается от Меридионального вала на дне Индийского океана (о-ва Чагос и др.) через западную (приподнятую) часть плато Декана, "синтаксис" Гималаев, Памир и далее в Чаткало-Кураму и Казахстан.

Непосредственно для Чаткало-Кураминского региона сквозные структуры намечались по геофизическим данным Н.Б.Вольфсоном [7], Н.Б.Вольфсоном и А.Г.Хваловским [9]. В этих построениях важное внимание уделялось глубинным нарушениям северо-восточного и северо-западного направлений, а в последнее время и меридиональным, которые намечались исключительно по геофизическим данным [8]. Последние выступают в форме гравитационных ступеней и локальных минимумов магнитного поля. Вместе с тем систематическое реконструирование разломов фундамента с привлечением морфоструктурных и геологических признаков для Чаткало-Кураминского региона пока еще не проводилось.

Изучение топографических, космических и геоморфологических материалов дает основание выделить большое количество линейных нарушений. Как видно из морфоструктурной схемы (см. фиг. 2), линейные элементы очень разнообразны по своим масштабам и значению. Некоторые из них ограничивают крупные сводовые сооружения, другие являются элементами внутреннего строения последних. Поясовые группировки мелких линейных элементов образуют протяженные линейные зоны, которые можно разделить на согласные и секущие. Согласные линейные зоны очень отчетливо прослеживаются в рельефе. Они совпадают с основными орографическими линиями региона. Секущие зоны почти всегда ориентированы под углом к простиранию основных хребтов и впадин. Согласные и секущие линейные зоны часто бывают унаследованы от более древних тектонических нарушений.

Доминирующее простирание линейных зон в Чаткало-Кураминском регионе - северо-западное. Наиболее крупная зона разломов этого

простираясь, обозначенная на морфоструктурной схеме цифрами 15-15, образована серией разломов - Кумбельским, Кенкольским, Джулайсайским, Орашанским. Ширина зоны составляет 30-32 км. В современном рельефе она подчеркивается крупным тектоническим уступом высотой 600 м. Каждый из вышеупомянутых разломов слагается прерывистыми линиями. Зона в целом отличается мелко-блоковым построением. Блоки большей частью узкие, вытянутые в северо-западном направлении, различаются по высоте и облику поверхности рельефа. Для зоны в целом характерен сложный структурный рисунок. Здесь много кольцевых сооружений, которые очень четко выявляются по топо- и фотоматериалам. Некоторые кольцевые структуры сильно нарушены, их отдельные части смещены, причем перемещение внутри кольцевых структур происходит в основном по линиям разломов северо-западного простираясь.

Кроме того, на исследуемом материале через весь Чаткало-Кураминский регион отчетливо прослеживается очень крупная и широкая (40-50 км) зона нарушений северо-восточного направления, почти согласная с общим орогидрографическим планом исследуемой территории. Она выступает в основном на мелкомасштабных материалах. На топографических картах эта зона подчеркивается совокупностью более мелких линейных тектонических элементов того же простираясь. На мелкомасштабных снимках видно, что весь пояс и пещрен огромным количеством структурных элементов северо-восточного простираясь. Эти элементы четко прослеживаются по сгущениям линейных фотоаномалий. Мелкие черты рельефа внутри зоны резко отличаются по простираясь от сопредельных территорий. Мелкие водотоки, отроги хребтов, обрывы, гряды и т.п. подчинены северо-восточному простираясь. На снимках отдешифрованы также мелкие кольцевые структуры, которые сосредоточены большей частью внутри характеризуемой зоны.

По геологическим данным эта зона подчеркивается сгущением здесь разломов фундамента и цепочек жерловых аппаратов. В ней концентрируются и наиболее важные рудные объекты Чаткало-Кураминского региона.

Среди других крупных линейных зон нарушения значительными гипсометрическими ступенями сопровождаются в рельефе разломы северо-западного простираясь. Зона 14-14 делит Чаткало-Кураминский свод на две равновысокие части. Зона 13-13 также разграничивает два сегмента Кураминского свода и в рельефе выделяется как относительно опущенная. Долины текущих вдоль нее рек отличаются большой протяженностью и более глубоким врезом. Зона 12-12, соответствующая известной Алмалыкской зоне разломов, выделяется как пояс сгущения трещиноватости, который отражается в рельефе в виде серий сближенных параллельных водотоков. Следует отметить, что на среднемасштабных снимках упомянутые зоны прослеживаются фрагментарно.

К числу крупных тектонических элементов территории принадлежат также разломы, согласные с простираясь основных хребтов и

долин. Это разломы, приуроченные к долинам рек Чирчик, Ангрен, вдоль северного борта Ферганской долины. Они хорошо выступают в форме спрямленных участков долин, перегибов склонов, гипсометрических ступеней и др. Таким образом, диагональная система нарушений проявлена очень четко в современном рельефе.

В отличие от диагональной, ортогональная система разломов проявлена в рельефе менее отчетливо. Широтные и меридиональные нарушения в большинстве своем не согласны с общим структурным планом территории. Эти зоны дислокаций как бы искажают или "возмущают" типичные формы рельефа и сами сопровождаются аномальными формами рельефа. Так, часто линейные хребты или долины, которые пересекаются подобными зонами как бы деформируются, становятся шире или, напротив, уже. Иногда нарушениям ортогональной системы сопутствуют сближенные параллельные валы или мелкие спрямленные долины. На среднemasштабных снимках некоторые зоны выделяются системами "штриховых" элементов и вариациями фототона.

На морфоструктурной схеме и на снимках выделен ряд подобных зон широтного простираения. Расстояние между ними составляет около 20 км, в то время как ширина каждой зоны 4-7 км. Все они отличаются тенденцией к олуskанию. Очень важно отметить, что все упомянутые зоны совпадают с разломами фундамента, выявленными по геологическим признакам, а некоторые из них сопровождаются геофизическими аномалиями.

На морфоструктурной схеме выделены также и 4 меридиональные линейные зоны. По ширине они превосходят широтные, достигая 10-12 км. Оси зон расположены друг от друга на расстоянии 35-36 км. Меридиональные системы разломов, намеченные на морфоструктурной схеме, так же как и широтные, совпадают с зонами разломов фундамента, которые выявляются по комплексу индикаторных геологических признаков. Это относится к Янгибад-Гушсайской, Каульдинской и др. зонам. Фрагменты меридиональных зон, по данным Н.Б. Вольсона, трассируются также линейными магнитными и гравиметрическими аномалиями. Кроме того, А.Т. Юдиным на основе морфометрических построений установлены вдоль этих же направлений тектонические ступени.

Несколько подробнее была изучена Янгибад-Гушсайская меридиональная зона. Последняя далеко выходит за рамки не только Чаткало-Кураминского региона, но и всего Западно-Тяньшаньского мегасвода. На мелкомасштабных снимках эта зона выступает в виде крупного вала, который пересекает отроги Западного Тянь-Шаня. На снимках более крупного масштаба внутри упомянутого вала удастся рассмотреть дополнительные детали. В центральной части вала выделяется продольное понижение, которое сохраняется на всем протяжении структуры. При еще большем увеличении удастся выделить резко дифференцированные участки внутри зоны. Кроме того, вдоль пониженных участков зоны видны узкие гряды, а фототон становится светлее. Зона в целом слагается многочисленными линей-

ными элементами, имеет сложную сетчатую поверхность. В ее пределах широко проявлены гидротермальные изменения и особенно ожелезненные породы.

Таким образом, линейные зоны дислокаций на территории Чаткало-Кураминского региона достаточно отчетливо намечаются по материалам анализа топографических карт. Внутреннее строение этих зон удалось выяснить с помощью космических фотоматериалов. Оказалось, что на всем протяжении линейные зоны не меняют своих дешифровочных признаков.

Среди намечаемых зон линейных дислокаций, особенно ортогональной системы, преобладают нарушения типа скрытых разломов фундамента. Это линейные ослабленные зоны, которые часто не сопровождаются крупными разломами и непосредственно не отражаются на геологических картах. Однако они могут проявляться в форме зон повышенной трещиноватости, и являясь долгоживущими структурами, сопровождаются системой косвенных признаков. Наиболее общей индикаторной особенностью таких структур является то, что они определяют возникновение различных геологических, геохимических и других аномалий, которые имеют форму локальных фациальных коридоров: в складчатых толщах они выступают в форме системы флексур или поперечных перегибов складок и т.д. [16]. Системы крупных разломов при их пересечении зонами скрытых нарушений испытывают ветвление, сопровождаются системой оперяющихся нарушений и/или искривляются сами. В ряде случаев помимо мелкой трещиноватости в зонах скрытых нарушений концентрируются и сравнительно небольшие разломы.

Очень характерной индикаторной особенностью скрытых разломов фундамента является концентрация в их пределах поясовых скопленных мелких интрузивов, даек, жерловых аппаратов. В противовес этому в пределах крупных "батолитоподобных" гранитоидных массивов зоны скрытых разломов трассируются в форме поясов ксенолитов. Причиной того, что зоны разломов фундамента сопровождаются системой весьма разнородных признаков, является их многократная активизация в различные стадии развития региона.

Основным приемом, который позволяет надежно документировать зоны скрытых разломов фундамента, является составление совмещенной схемы их индикаторных признаков. Достоверным существование таких структур можно признать в случае, если они выявляются по совпадению не менее двух признаков.

Нами проводилось сопоставление выявленных при морфоструктурном анализе и дешифрировании линейных ослабленных зон с индикаторными признаками, сопутствующими скрытым разломам фундамента. При этом привлекались следующие индикаторные признаки линейных структур: 1) поясовые группировки даек; 2) линейные зоны, выделяемые по расположению центров извержений, жерловых аппаратов, субвулканических интрузивов и т.д.; 3) пояса сгущения разломов и их аномальных участков. Последние представляют собой

места искривления линий разломов, их расщепления и ветвления, участки примыкания к разломам оперяющих систем нарушений.

Сопоставление этих признаков с выделенными по результатам дешифрирования зонами показали, что те и другие обычно пространственно совпадают. Все это позволяет с большой долей уверенности относить вновь выделяемые нарушения ортогональной системы к скрытым разломам фундамента.

СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕГИОНА С ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРОЙ

На территории Чаткало-Кураминского региона зафиксировано свыше 1000 различных рудных месторождений и рудопроявлений. Его металлогенические особенности подробно освещены в сводных работах Х.М. Абдулаева и др. [1], Ф.И. Вольфсона [6], Е.Д. Карповой [11], И.П. Кушнарева [12], Н.П. Лаверова [14], В.А. Арапова [4] и др. В соответствии с общепринятой систематикой здесь могут быть выделены следующие генетические группы рудных месторождений: пегматитовые, грейзеновые, скарновые и гидротермальные.

Процессы рудообразования в районе проявлялись неоднократно. По данным Н.П. Лаверова и ряда других исследователей здесь выделяются две главные группы рудных проявлений.

1. Рудопроявления, образовавшиеся в орогенный этап развития каледонской геосинклинали (поздний силур - ранний девон). В эту группу включены пегматиты, грейзены, кварц-сульфидные жилы и редкометалльные проявления. Промышленного значения эти проявления, как правило, не имеют.

2. Рудные месторождения и проявления, сформировавшиеся в период герцинской тектоно-магматической активизации эпикаледонской платформы (поздний палеозой). К этой группе относятся среднекарбоновые и позднекарбоновые-райнепермские пегматиты, грейзены, скарны, алуниты вулканогенного происхождения, а также кварц-турмалиновые и кварцевые жилы с сульфидной и, возможно, золоторудной минерализацией.

Основное промышленное значение имеют те типы оруденения, которые сформировались в период позднепалеозойской активизации, особенно скарны и гидротермальные образования. Они пространственно связаны с интрузивами и вулканическими комплексами пород карбонового и пермского возраста.

Пегматиты отмечаются в гранитоидах различного возраста и относятся к кварц-полевошпатовому редкометалльному типу. В отличие от более древних пегматитов в проявлениях этой группы более широко развита редкометалльная минерализация, однако в промышленных концентрациях она не встречается.

Грейзены развиты преимущественно в апикальных частях пермских гранитоидных интрузивов, размещающихся в зонах поднятий. Среди них установлены кварц-мусковитовые с топазом, кварц-касситеритовые, кварц-вольфрамитовые и кварц-молибденовые грейзены. Промышленных скоплений эта минерализация также не образует.

Скарновые месторождения широко развиты в Чаткало-Кураминском регионе. По составу руд среди них выделяются скарново-магнетитовый, скарново-шеелитовый с молибденитом и скарново-полиметаллический типы. Для скарновых месторождений характерно расположение в краевых зонах поднятий, сложенных гранитоидами преим. шестивенского каменноугольного возраста. Рудная минерализация контролируется разломами, отделяющими поднятия от депрессионных структур.

Гидротермальные месторождения получили в Чаткало-Кураминском регионе наиболее широкое распространение. По геологическим условиям образования среди них могут быть выделены следующие типы оруденения.

1. Высокотемпературные кварц-редкометалльные, кварц-гематитовые и кварц-золоторудные месторождения, локализованные преимущественно в краевых зонах поднятий, сложенных раннепермскими гипабиссальными интрузивами.

2. Колчеданно-полиметаллические, мышьяково-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа. Они размещаются в краевых зонах поднятий, главным образом в карбонатных толщах и характеризуются широким развитием метасоматических процессов и хорошо проявленным литологическим контролем оруденения.

3. Жильные и штокверковые месторождения редких металлов с сульфидами и флюоритом, располагающиеся в краевых зонах поднятий и пространственно связанные с гипабиссальными интрузивами гранитов верхнепермского возраста.

4. Медно-порфиновые, медно-висмутовые, кварц-флюоритовые, редкометалльные с молибденитом, флюорит-полиметаллические с баритом, золоторудные, серебряно-полиметаллические месторождения, образованные в близповерхностных условиях. Они тесно связаны с вулканическими и вулкано-интрузивными комплексами кислых, средних и субщелочных пород. Для месторождений этой группы характерно размещение в депрессиях вулканического происхождения или в их непосредственном обрамлении в зонах кальдерных разломов.

5. Эпитермальные месторождения золота и серебра, пространственно связанные с экструзивными и субвулканическими телами гранит-порфиров гущасайского типа.

Месторождения верхнекарбонového возраста локализуются преимущественно в центральных частях Чаткало-Кураминского сводового поднятия. В периферических частях свода намечается второй пояс, включающий также и более молодые пермские месторождения.

Задачей дальнейших исследований является установление металлогенических особенностей региона и их связи с выявленным сводово-глыбовым сооружением, а также с зонами линейных дислокаций. Опыт исследований в других регионах, где оруденение формировалось в условиях тектоно-магматической активизации, показывает, что сводово-глыбовые сооружения контролируют металлогеническую зональность [20].

Самостоятельной проблемой является выяснение позиции рудных районов и узлов в орогенной структуре региона. Рудоносные площади этого ранга — размерами от 1 — 1,5 тыс. км² до нескольких сотен квадратных километров.

Коснемся прежде вопроса об особенностях металлогенической зональности в пределах рассматриваемого региона. Металлогения региона изучалась Х.М. Абдулаевым, Т.М. Мацокиной [1,2], Е.Д. Карповой и многими другими исследователями. Ю.В. Неклюдов [15] рассмотрел вопросы металлогенического районирования по отношению к вулканотектоническим структурам среднего масштаба.

По возрасту большинство месторождений региона относится к верхнему палеозою (от верхнего карбона до верхней перми включительно). Разновозрастные группы месторождений связаны с различными верхнепалеозойскими формациями: вулканогенными, интрузивными, включая дайковые ассоциации.

В самых общих чертах особенности металлогенической зональности для обширной области, охарактеризованной выше как Западно-Тяньшаньский мегасвод, были ранее затронуты в статье Г.Г. Грушкина [10]. По его данным, отчетливо проявляется концентрическая и подковообразная форма металлогенических зон. Намечаются две области с элементами концентрической металлогенической зональности. Одна из них соответствует восточной части Западно-Тяньшаньского мегасвода, а другая — Чаткало-Кураминскому дочернему поднятию. В первом случае периферическое положение занимают флюоритовые и полиметаллические зоны. Во внутренней части обособляется зона редкометальной минерализации, имеющая форму близкую к кольцеобразной.

В пределах Чаткало-Кураминского свода, как уже упоминалось, обнаруживается концентрически-зональный характер размещения ряда позднепалеозойских формаций. Внутренняя (приангренская) часть свода имеет овальную форму и слагается преимущественно нижне-среднекарбонowymi вулканитами минбулакской и акчинской свит. По составу это главным образом андезитовые толщи.

Внешняя зона свода, окаймляющая полукольцом внутреннюю, отличается более сложным геологическим строением. В целом эта зона представляет собой относительное поднятие, сложенное докарбонowymi толщами, вулканитами минбулакской свиты и среднекаменноугольными гранитоидами. В пределах этой же зоны расположен дуговой пояс верхнекаменноугольных гранитоидов. Эти особенности позволяют предполагать, что внешняя зона и в карбоне выступала как относительное поднятие, тогда как внутренняя представляла собой центральную впадину свода.

Между внешней и внутренней зонами, частично перекрывая их, располагается полукольцевой пояс кальдер и куполов. В пределах этого пояса широким распространением пользуются кислые вулкани-ты и экструзии равашской и Кызылнуринской свит.

Система дайковых поясов (большое дайковое кольцо Чаткало-Курамы) обрамляет с внешней стороны пояс кальдер и куполов

(очаговых структур) или следует близ границы внешней и внутренней зон свода.

С описанными особенностями строения сводового поднятия связана и конфигурация металлогенических зон (фиг. 6, вкл.). Так, весьма отчетливо проявляется связь с внутренней зоной свода кварцевой малосульфидной формации. Возраст этой минерализации по данным определений составляет 304–310 млн. лет, то есть соответствует верхнему карбону. Внешние границы этой металлогенической зоны контролируются дугowymi разломами, сопряженными с грабеном долины р. Ангрен.

Близ границы внутренней и внешней зон свода получила развитие медно-висмутовая минерализация, образующая фрагментарный пояс подковообразной формы. В северном крыле свода этот пояс приурочен к периферии очаговых структур, а в южном крыле на значительном протяжении контролируется зоной разломов восток-северо-восточного направления. Однако при подходе к очаговым структурам позиция медно-висмутовой минерализации резко меняется. Она распределяется в соответствии с внутренними дислокациями Лашкерекской и Адрасманской очаговых структур (IV, V на фиг. 6, см. вкл.).

Серпообразная по форме зона позднепермской флюоритовой минерализации приурочена к поясу очаговых структур, совпадая также на значительном протяжении с Чайлисайской системой дугowych разломов. В южном крыле свода этот тип минерализации проявлен слабо.

Во внешней зоне сводового поднятия преобладающее развитие получают полиметаллическая и малосульфидная кварцевая минерализация. Последняя в отличие от оруденения внутренней части свода включает также более молодые проявления пермского возраста. Она контролируется в южном крыле свода зоной дислокаций, сопровождающей Баштавакский дугообразный разлом. Однако по мере приближения к очаговым структурам области ее развития резко расширяются. В северном крыле свода пояс минерализации этого типа прослеживается фрагментарно, и, вероятно, в значительной мере скрыт под рыхлыми отложениями. Полиметаллическая минерализация обнаруживает еще большее тяготение к очаговым структурам и обычно приурочена к их периферическим частям.

Таким образом, рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что поясовое распределение разных типов минерализации определяется в значительной мере концентрической структурной зональностью сводового поднятия. Эта общая закономерность усложняется влиянием секториальных блоков и особенно очаговых структур, которые порой сильно нарушают концентрическую зональность в размещении оруденения. Влияние секториальных блоков заключается в различной интенсивности развития в них оруденения разного типа. Так, блоки северного крыла свода отличаются более интенсивным развитием флюоритовой минерализации, а блоки южного крыла – полиметаллической. В северном крыле блок II отличается более интенсивным развитием полиметаллической и малосульфидной кварце-

вой минерализации и меньшим — флюоритовой. Иначе говоря, по особенностям рудоносности он ближе к блокам южного крыла.

Границы некоторых блоков служат барьерами, ограничивающими пояса минерализации, как например, граница блоков III и IV для флюоритового пояса (фиг. 10).

Еще более отчетливое влияние на конфигурацию металлогенических поясов оказывают расположенные внутри блоков очаговые структуры (кальдеры, купольные поднятия). С ними связано также общее усиление интенсивности оруденения. В последние годы именно связи оруденения с очаговыми структурами были в центре внимания многих исследователей [14, 3, 15, 5].

По своим размерам крупные очаговые структуры региона (200–500 км²) соответствуют рудным узлам и районам. Многие из них и контролируют рудоносные площади этого таксономического ранга.

Многие региональные рудные пояса, подходя к очаговым структурам меняют свои очертания, обрамляя эти структуры по периферии или образуют круглые рудоносные площади во внутренней части очаговых структур. Реже рудные пояса как бы пересекают очаговые структуры по осевой линии. Можно выделить характерные типы рудных узлов и районов по зональности оруденения.

Специфична позиция и строение рудных районов Приангрэнского пояса с кварцево-малосульфидной минерализацией. Внешние границы распространения последней контролируются дугowymi разломами, сопряженными с грабенообразной впадиной долины р. Ангрэн. По отношению к этим разломам намечается зональное размещение типов малосульфидной кварцевой минерализации, причем относительно обогащенный сульфидами (и теллуридами) тип минерализации тяготеет в своем размещении к периферической зоне дугowych разломов. Внутри этого пояса позиция рудных узлов определяется локальными очаговыми структурами позднекарбонového возраста, подобными Гульдураминской и Кызылалмасайской размерами в десятки квадратных километров [8, 15].

Для рудных районов и узлов южного крыла свода, контролируемых очаговыми структурами, характерен концентрический тип зональности оруденения. При этом в Кармазарском и Адрасманском рудных районах полиметаллическое оруденение располагается в периферической зоне. Так, контролирующее Кармазарский рудный район Алтынтопканское купольное поднятие вытянуто в широтном направлении и расположено в блоке VI, сложено гранитоидами и обрамлено по периферии вулканитами. К периферическим частям Алтынтопканского купола, где сохранились также гряды палеозойских известняков, приурочены пояса полиметаллического оруденения. Во внутренней части купола пользуется распространением малосульфидная кварцевая минерализация.

Адрасманский рудный район приурочен к изометричному полю вулканитов. Его очертания определяются конфигурацией двух зон: периферической с полиметаллическим оруденением и внутренней с медно-висмутовым оруденением.

Более сложным строением отличается Лашкерекский рудный район, для которого характерна асимметричная рудная зональность. Лашкерекский разлом, который расчленяет Лашкерекскую кальдеру на две половины, нарушает также единую зональность оруденения. По периферии северной половины структуры развита медно-висмутовая минерализация, а во внутренней части полиметаллическая. Во внутренней части южной половины преобладает малосульфидная кварцевая минерализация, а по периферии — медно-висмутовая.

В северной части свода Камчикский вулканический купол обрамляется по периферии флюоритовым поясом минерализации, которая сменяется по мере перемещения во внутреннюю часть малосульфидной кварцевой и затем полиметаллической минерализацией.

Чилтенская кальдера с южной стороны обрамлена полукольцевым поясом медно-висмутовой минерализации, а с севера — полиметаллической. Фрагменты флюоритового пояса прослеживаются во внутренней части северной половины структуры.

Таким образом, наряду с общей для Чаткало-Кураминского региона поясовой рудной зональностью проявляется и локальная концентрическая зональность оруденения, связанная с очаговыми структурами, контролирующими рудные районы и узлы.

В структурном контроле более локальных рудоносных площадей, особенно важную роль приобретают разломы. Одни из них генетически связаны со сводом и очаговыми структурами, другие — являются сквозными. Среди последних наиболее важную рудоконтролирующую роль играют меридиональные и затем широтные зоны дислокаций, которые представляют собой зоны скрытых разломов шириной несколько километров, и выявлены благодаря привлечению материалов мелкомасштабных снимков и других специальных схем. В Чаткало-Кураминском регионе хорошо известна роль разломов в образовании линейных группировок месторождений и рудопроявлений. Последние имеют небольшую протяженность (до 10 км) и прослеживаются как вдоль скрытых разломов фундамента, так и вдоль "открытых" разломов широтного, северо-восточного и северо-западного направлений. Цепочками рудопроявлений сопровождаются также кольцевые разломы по периферии очаговых структур.

Важную роль в локализации оруденения играют также меридиональные зоны разломов фундамента. Они не несут черт рудной специализации и для них не характерны пояса и цепочки месторождений, но при пересечении меридиональными зонами рудных поясов и цепочек различного направления эти разломы контролируют положение относительно крупных рудных объектов в их пределах. Очень многие промышленные рудные поля разных типов располагаются в пересечениях очаговых структур меридиональными разломами. Последние, таким образом, играют в регионе рудоцентрирующую роль.

Приведенные выше материалы показывают, что реконструкция орогенных структур позднепалеозойской активизации позволяет создать новую основу для прогнозно-металлогенических обобщений. Не-

обходимо отметить, что пока сделаны лишь первые шаги в этом направлении. Как показывает полученный опыт, орогенные структуры следует изучать с привлечением комплекса методов от геологических и геофизических, до морфоструктурных и космогеологических.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулаев Х.М., Мацокина Т.М., Калабина М.Г. Металлогенические особенности и вопросы прогнозирования рудных месторождений Чаткало-Кураминских гор. - В кн.: Металлогенические и прогнозные карты, 1959.
2. Абдулаев Х.М., Мацокина Т.М., Горьковой О.П. О возрасте рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, 1964.
3. Арапов В.А. Кольцевые вулканоплутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (срединный Тянь-Шань). - В кн.: Труды Второго Всесоюзного вулканогенического совещания. М., 1966, т. 2.
4. Арапов В.А. История развития Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (Тянь-Шань). - В кн.: Эволюция вулканизма в истории земли. М., 1973.
5. Бородин Ю.В. Основные черты металлогении северной части Центрально-Кураминского рудного района. - Узб. геол. журн., 1976, № 2.
6. Вольфсон Ф.И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
7. Вольфсон Н.Б. Применение геофизических и геохимических методов при выявлении и картировании скрытых разломов фундамента в Кураминской структурно-фациальной зоне. - Сб. науч. трудов, 1964, вып. 4.
8. Вольфсон Н.Б. Опыт применения геофизических и геохимических методов при выделении рудоконтролирующих структур в Кураминской металлогенической зоне. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 11.
9. Вольфсон Н.Б., Хвалевский А.Г. Опыт применения геофизических методов при тектоническом металлогеническом районировании территории Узбекистана. - Методы разведочной геофиз., 1971, вып. 12.
10. Грушкин Г.Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. - Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1.
11. Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. - В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования, 1968.
12. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1969.
13. Лаверов Н.П., Беликов Б.П., Иванов И.Б. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1964, № 10.
14. Лаверов Н.П., Максимова И.Г., Толкунов А.Е. Карабашская вулканическая депрессия и ее рудоносность (Средняя Азия). - В кн.: Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1972.
15. Неклюдов Ю.В. Металлогеническое районирование и региональная зональность оруденений Кураминской зоны. - В кн.: Некоторые вопросы геологии месторождений полезных ископаемых. Вып. 163. Ташкент, 1975.

16. Орлова А.В., Томсон И.Н., Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Структурные и литологические факторы размещения оруденения в рудных районах. М.: Недра, 1964.
17. Петрушевский Б.А. Некоторые особенности тектоники Памира. - Бюл. МОИП, 1964, № 4.
18. Полов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета наук УзССР, Ташкент, 1938.
19. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. - Сов. геология, 1968, № 10.
20. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Полякова О.П. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение. - Сов. геология, № 12, 1970.
21. Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10.
22. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИМОРЬЯ, МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Использование новых методов структурного районирования, таких как морфоструктурный анализ, дешифрирование дистанционных снимков, совместно с палеотектоническими реконструкциями позволяет сделать новый крупный шаг в выявлении специфических структурных элементов орогенных эпох. *Специальный подход к анализу орогенных структур необходим в связи с тем, что, развиваясь в условиях поднятия, они сопровождаются лишь ограниченными коррелятными осадками. Но геологическая летопись этих эпох богата эндогенными проявлениями, которые нередко сопровождаются массовым рудообразованием. Активный орогенез в Приморье развивался в пределах консолидированной области завершённой складчатости, начиная с позднего мела. Причём до неогена включительно развитие орогенных структур сопровождалось магматическими и другими эндогенными процессами. Есть все основания считать, что металлогеническое районирование Приморья необходимо проводить на основе структур, возникших и активно развивавшихся в рудоносную эпоху. Они резко наложены на структурный план складчатой области.*

Территория Сихотэ-Алиня в процессе длительного и сложного развития претерпела неоднократную перестройку структурного плана. По данным И.И. Берсенева и других [6], здесь, начиная с докембрия, периодически возникали раздвиги, приводившие к образованию геосинклиналей. Синхронное сжатие в прилегающих областях было причиной возникновения складчатых и разрывных дислокаций, а также значительных горизонтальных перемещений отдельных блоков земной коры. Заключительная перестройка структурного плана региона произошла в орогенный этап развития Сихотэ-Алиня. В сенонское и палеогеновое время процессы орогенной активизации, характеризующиеся интенсивными восходящими движениями и широким развитием интрузивного и эффузивного магматизма, охватили не только территорию юрско-меловой складчатой области, но и прилегающие к ней ранее консолидированные структурно-фациальные зоны.

В орогенный этап произошло частичное подновление многочисленных разломов, а также формирование принципиально новых структурных элементов, резко наложенных на образования предыдущих эпох. В последнее время было обращено внимание на существование в Сихотэ-Алине многочисленных структур очагового типа, которые резко наложены на складчатое основание и по поперечным размерам обычно не превышают трех десятков км [60, 59, 11, 53]. Регио-

нальные орогенные структуры до последнего времени детально не изучались. Имеющиеся немногочисленные работы по этому вопросу содержат лишь самые общие указания на возможный сводовый характер развития отдельных районов Сихотэ-Алиня в орогенную эпоху [46, 43, 50] или же касаются некоторых деталей их строения [42].

По мнению Н.И. Томсона и других (1974), реконструкция структур эпохи воздымания связана со значительными трудностями, поскольку "формационный метод тектонического районирования, с успехом применяющийся при анализе строения областей преимущественного погружения, здесь недостаточно эффективен". В связи с этим, а также учитывая значительные размеры (несколько сотен километров в поперечнике) орогенных поднятий, затрудняющие их непосредственное геологическое картирование, анализ орогенной тектоники требует применения специальной комплексной методики, которая и была разработана в лаборатории металлогении рудных районов ИГЕМ АН СССР. Проведшая успешную проверку в Забайкалье, она предусматривает всестороннее обобщение данных, касающихся геологического, геоморфологического и глубинного строения исследуемых регионов. Так, при анализе орогенной тектоники Сихотэ-Алиня были использованы материалы, полученные на основании дешифрирования космических снимков различных масштабов, морфоструктурного анализа, палеоструктурных реконструкций отдельных этапов орогенной эпохи, анализа разломной тектоники, обобщения данных геофизических исследований. Как будет показано ниже, с выявленными при этом структурами тесно коррелируются особенности металлогенической зональности региона. Применение указанного комплекса взаимодополняющих методов позволило выявить, а также существенно уточнить положение крупных положительных структур и впервые установить их внутреннее строение.

Реконструкция орогенной тектоники проводилась на большей части территории Сихотэ-Алиня за исключением Южно-Приморской зоны (по И.И. Берсеневу, 1968) и района к северу от реки Тумнин. В результате было изучено пять крупных орогенных сводово-глыбовых структур: Фурмановская [12], Южно-Сихотэ-Алинская, Средне-Сихотэ-Алинская, Бикинская и Северо-Сихотэ-Алинская. Однако в настоящей работе основное внимание будет уделено первым трем орогенным поднятиям, расположенным на территории Приморского края.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР МЕТОДАМИ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

В комплексе методов, использованных нами при выявлении и характеристике орогенных сводово-глыбовых структур, существенное значение имел морфоструктурный анализ, в процессе которого использовались также данные дешифрирования космических снимков.

Морфоструктурный анализ, который позволяет выявить тектонические элементы по формам современного рельефа, получает в послед-

нее время все большее и большее распространение. Признание и широкое применение этого метода исследования связано с установлением тесных структурно-генетических связей между рельефом и геологическим строением литосферы. Именно поэтому применение комплекса взаимодополняющих приемов анализа рельефа позволяет получить целый ряд дополнительных данных, касающихся особенностей структурного плана исследуемых регионов. Примером, иллюстрирующим вышесказанное, могут служить проведенные ранее в Сихотэ-Алине морфоструктурные исследования [14], которые выявили и подтвердили существование целого ряда сквозных линейных структур, поперечных по отношению к простиранию складчатости, а также серию наложенных кольцевых структур. Однако при этом была подробно охарактеризована лишь одна крупная орогенная морфоструктура — Фурмановский свод, металлогеническое значение которого рассмотрено в работах И.К. Волчанской [12, 13]. Г.И. Худяков [61, 62] отмечает единый сводовый характер всей Сихотэ-Алинской горной области, отводя главное значение в определении внутреннего строения не блоковым перемещениям, а многочисленным, хаотично расположенным локальным геоморфоструктурам (антиклиналям, брахиантиклиналям, валам, куполам), возникновение которых обусловлено процессами орогенного магматизма.

С учетом данных предыдущих исследований, касающихся морфоструктурного плана Сихотэ-Алиня, нами была сделана попытка реконструировать с помощью морфоструктурного анализа основные особенности орогенной тектоники региона, т.е. целенаправленно выявить те элементы геоморфоструктуры, которые формировались в эпоху массового рудообразования.

Правомерность анализа современного рельефа с целью выявления орогенных структур обосновывается характером становления и развития рельефа этого региона. В работах Г.И. Худякова [61, 62] — наиболее фундаментальных монографиях, освещающих историю развития рельефа юга Дальнего Востока — достоверно обосновывается вывод о древности основных черт современного рельефа Сихотэ-Алиня, заложении их в верхнемеловое-палеогеновое время и продолжающемся по сей день унаследованном восходящем развитии горной системы. Автором показана неправомерность представления о рельефе Сихотэ-Алиня как горной страны, возникшей на месте поверхности денудационного выравнивания в процессе неотектонической активизации. Опираясь на эти принципиально важные положения, мы приходим к выводу о значительной роли в геоморфогенезе региона структур, формировавшихся в орогенный этап развития.

В процессе анализа современного рельефа с целью выявления орогенных морфоструктур нами применялся комплекс взаимодополняющих методов. Это дешифрирование разномасштабных космических снимков, изучение планового рисунка эрозионной сети и анализ строения поля высот.

Дистанционные изображения Земли, получаемые с искусственных спутников и орбитальных станций, являются новым видом геолого-

геоморфологической информации. Специфические свойства космических снимков, такие как мелкомасштабность, обзорность, эффект генерализации позволяют с успехом применять их при изучении структурных особенностей регионов. Именно при дешифрировании космических снимков нами были получены первые данные, говорящие о существовании в пределах Сихотэ-Алиня крупных радиально-концентрических структур.

При дешифрировании мелкомасштабных (1:7 500 000) телевизионных снимков, полученных с ИСЗ "Метеор-25", на рассматриваемой территории выявляется ряд однородных округлых фотоаномалий, имеющих достаточно четкие границы и индивидуальный рисунок фотоизображения. Качество и разрешающая способность этих материалов не позволили сделать выводы о внутреннем строении дешифрируемых объектов, которые удалось наметить лишь при изучении материалов более крупного масштаба.

При дешифрировании фотоматериалов, полученных с орбитальной станции "Салют-4", в пределах намеченных ранее объектов довольно отчетливо выявляются целые серии линейных и дуговых элементов рельефа, образующих ряд радиально-концентрических систем. Такими элементами рельефа, несомненно predeterminedенными разрывными нарушениями, являются речные долины, крутые уступы, а также протяженные системы микроформ главным образом эрозионного происхождения. Кроме радиально-концентрических систем нарушений, детально отдешифрированных нами в пределах Южно-Сихотэ-Алинского и частично Средне-Сихотэ-Алинского поднятий, на снимках читается чрезвычайно сложная сеть линеаментов и многочисленные локальные кольцевые морфоструктуры. Материалы дешифрирования космических снимков оказали существенную помощь в процессе составления морфоструктурной схемы Приморья.

Изучение планового рисунка эрозионной сети позволяет получить ценную информацию о структурном плане исследуемых территорий. Структурный контроль речных долин в Сихотэ-Алине рассматривался И.А. Граменичкой [16], которая в своей работе показала, во-первых, обусловленность практически всех крупных водотоков Приморья разломами различных порядков и зонами повышенной трещиноватости и, во-вторых, устойчивость и консервативность большинства речных долин, время заложения которых относится к верхнемеловому-нижнекайнозойскому этапу орогенного развития территории.

Эти данные позволяют рассматривать анализ эрозионной сети Сихотэ-Алиня и в особенности закономерностей его планового рисунка как важнейший метод изучения структурного плана орогенной эпохи. Характеризуя особенности планового рисунка эрозионной сети Сихотэ-Алиня, предыдущие исследователи обращали главное внимание на ярко выраженную линейность многих речных долин, классифицируя в целом рисунок гидросети как решетчатый [63] или прямоугольный [7]. Однако в пределах рассматриваемой территории имеется целая серия долин отчетливой дугообразной в плане формы. Это долины рек Высокогорской, Красной речки, Суклай, Ко-

були, Тур и некоторых других. Проведенный нами анализ планового рисунка эрозионной сети по мелкомасштабным топографическим картам показал, что указанные долины являются элементами крупных радиально-концентрических речных систем диаметром около 200 км.

Достаточно ярко такая система речных долин проявлена в Южном Сихотэ-Алине. Наиболее отчетливо здесь читается почти замкнутая грубокольцевая система, образуемая долинами рек Журавлевки, Березовой, Красной речки, Высокогорской и верхним течением и притоками р. Павловки. Радиальными в указанном концентрическом рисунке являются реки Кавалеровка, Сотникова, Дорожная, верхний отрезок р. Большой Уссурки и др. Параллельно указанной кольцевой системе водотоков располагается целая серия крупных и мелких эрозионных форм (реки Джигитовка, Быстрая, Антоновка, Откосная и др.), что позволяет рассматривать их как элементы единой концентрической системы. Ее южная часть характеризуется ярко выраженным радиальным рисунком водотоков, который образует долины рек Маргаритовки, Сухой речки, Васильковой, крупные правые притоки р. Аввакумовки и других, веерообразно расходящиеся от массивов гор Снежной и Облачной. Вторая крупная радиально-концентрическая речная система располагается в междуречье Бикина и Серебрянки. Здесь также выделяется изометричная центральная система, включающая отдельные отрезки долины рек Кемы, Пещерной, Арму, Тунанцы и их притоков, которые занимают также и радиальное положение. Внешнее кольцо образуют долина р. Серебрянки, отдельные отрезки р. Большой Уссурки, а также многочисленные более мелкие долины, являющиеся притоками рек Лондо, Максимовки, Кемы, Дальней и др. Обращает на себя внимание наличие протяженных дугобразных систем речных долин, расположенных дискордантно по отношению к описанному радиально-концентрическому рисунку. Их создают долины рек: Большая Уссурка - Дальняя - левые притоки Бикина; верховье Дальней - верховье Валинку - притоки Бикина; Пещерная - Таежная; притоки реки Рудной - р. Зеркальная - р. Аввакумовка; малые долины в бассейне рек Васильковка и Маргаритовка.

Таким образом, кроме линейных долин, в пределах Приморья прослеживается ряд радиально-концентрических и дуговых систем эрозионной сети. Как известно, радиально-концентрический характер имеют речные системы, развивавшиеся при росте изометричных сводовых поднятий [25, 47]. Эрозионные процессы в этом случае осваивают внутренние дислокации сводовых поднятий, имеющие радиально-концентрический характер. Близкое происхождение имеют дуговые зоны разрывов, предопределившие формирование дугобразных систем речных долин в северной части рассматриваемой территории. Так, дугобразная зона нарушений, осваиваемая верховьями рек Дальней, Валинку и притоками Бикина, концентрична расположенной севернее Бикинской сводово-глыбовой морфоструктуре и связана, по-видимому, с деформациями, сопровождавшими становле-

ние этой структуры. Дугообразная речная система, образуемая средним течением рек Дальней, Большой Уссурки и другими, параллельна протягивающемуся почти на 100 км Боголазинскому разлому, который по данным Ю.Н. и Э.М. Размахниных [43], окаймляет "жесткое ядро" Алчано-Матайской зоны, рассматриваемой этими авторами как центральная часть крупной купольной структуры. И, наконец, грубо дугообразная зона разрывов, фиксируемая реками Пещерной и Таежной, является, по-видимому, следствием слияния сходящихся под тупым углом радиальных дислокаций и дугового разлома, ограничивающего ядро Средне-Сихотэ-Алинского сводового поднятия. Возможный генезис расположенных южнее дуговых систем дислокаций, опирающихся на береговую линию, будет рассмотрен ниже.

Таким образом, рисунок эрозионной сети Сихотэ-Алиня позволяет говорить о существовании на рассматриваемой территории крупных изометричных поднятий с радиально-концентрическими системами внутренних дислокаций, формирование которых происходило, по-видимому, в процессе становления горного рельефа в верхнемеловое-палеогеновое время.

Дешифрирование космических снимков и анализ рисунка эрозионной сети позволили выявить в пределах Сихотэ-Алиня системы радиально-концентрических дислокаций, указывающих на наличие деформаций центрального типа, обычно связанных с ростом изометричных сводовых поднятий. Непосредственное изучение морфологических проявлений этих структур возможно с помощью анализа строения поля высот. В настоящее время разработано несколько различных методов, направленных на решение этой задачи [29, 57, 65, 36 и др.]. Нами была использована методика составления карт "тектонического" рельефа, предложенная Ю.Г. Симоновым и А.А. Лукашевым [48]. Основанная на графическом "снятии" с топографических карт результатов деятельности экзогенных агентов, она имеет те преимущества, что, во-первых, в ней учитывается расположение разрывных нарушений, выраженных в рельефе, а во-вторых, генерализация рельефа проводится в несколько приемов, что позволяет заранее задаться определенным радиусом осреднения в зависимости от масштаба исследуемых морфоструктур.

При составлении карты "тектонического" рельефа мы опирались на структурный каркас, намеченный при анализе эрозионной сети.

Поле высот в пределах Сихотэ-Алиня имеет чрезвычайно сложный характер, что опровергает мнение об этом регионе, как линейно-вытянутом хребте, имеющем крутой восточный и пологий западный склон. Высоты, близкие к максимальным для данного района, часто расположены в стороне от осевой части горной страны и линии Сихотэ-Алинского водораздела. В то же время в центральных областях Сихотэ-Алиня часто наблюдаются резкие понижения поля высот, приуроченные к межгорным впадинам и отстающим в интенсивном воздымании отдельным блокам. В хаотическом, на первый

взгляд, размещении многочисленных горных массивов, однако прослеживаются некоторые закономерности. Так, наиболее крупные из них имеют изометричную форму и относительно слабую дифференциацию поля высот. Первый из этих массивов располагается в междуречье Кемы и Арму и окаймляется описанной ранее грубоконцентрической системой речных долин, являющейся центральным звеном более обширной радиально-концентрической системы. Второй горный массив окружен долинами рек Высокогорской, Красной речки, Березовой, Журавлевой и расположен в ядре второй радиально-концентрической системы. Третий, значительно уступающий в размерах, является центром радиального рисунка эрозионной сети, осложняющей южный фланг указанной системы.

Дифференциация поля высот резко возрастает за пределами упомянутых выше областей максимального развития среднегорного рельефа. Здесь относительно опущенные участки земной поверхности с абсолютными отметками 600-800 м иногда граничат с горными массивами, достигающими высоты 1200-1500 м. Однако границами этих областей часто служат разломы, входящие в ранее описанные радиально-концентрические системы.

Характеристика поля высот рассматриваемого района будет неполной, если не отметить наличие пересекающих горную систему узких линейных областей пониженных значений поля высот. Они трансформируются долинами рек Уссури и Милоградовки, Зеркальной и Павловки, Бикина и Светлой. Именно к этим зонам приурочены немногочисленные известные здесь речные перехваты. Таким образом, анализ распределения поля высот показал, что его сложное строение во многом согласуется с выделенными ранее радиально-концентрическими системами эрозионной сети. Это позволяет говорить об унаследованном характере орогенных поднятий, которые, несмотря на длительный период времени, прошедший с начала их формирования, тем не менее отражаются в современном рельефе. Рассматриваемые Средне-Сихотэ-Алинский, Южно-Сихотэ-Алинский и Фурмановский своды сохранили относительно недеформированными лишь свои центральные части, в то время как их крылья были интенсивно переработаны более поздними блоковыми движениями.

Конечным результатом анализа перечисленных выше данных явилось составление морфоструктурной схемы современного рельефа Приморья (фиг. 1, см. вкл.). На ней получили свое отражение сводовые поднятия, которые осложнены локальными куполами и расчленены сложной системой разломов на серию блоковых морфоструктур. Большинство приподнятых блоков включает гранитные тела, в том числе не скрытые на поверхности, но намечающиеся по геофизическим данным. Степень блоковой расчлененности ядер сводовых поднятий значительно меньшая по сравнению с их периферической частью. Исключение составляет лишь секториальный блок в южной части Южно-Сихотэ-Алинского поднятия, заметно отстающий в воздымании от соседних участков. Интересно, что в пределах именно этого "аномального" блока располагается значительная часть месторож-

дений Кавалеровского рудного района. Разломы, сформировавшиеся в доорогенный этап развития территории, достигают наибольшей яркости морфологического проявления там, где они вписываются в радиально-концентрическую структуру сводов, т.е. на тех своих участках, которые, по-видимому, использовались в процессе сводообразования.

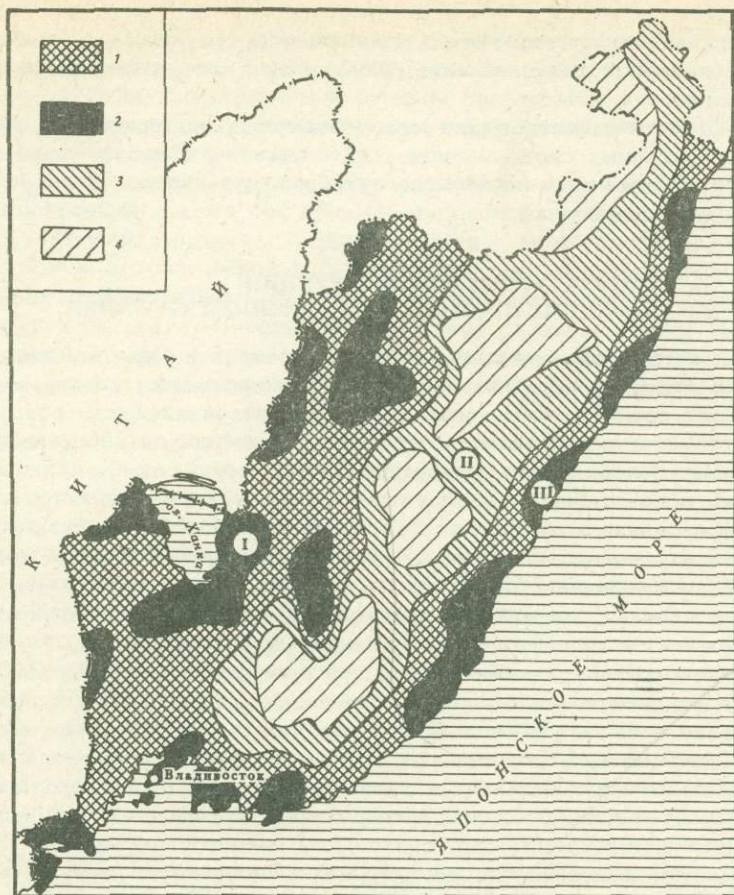
В процессе последующей деформации орогенных поднятий значительную роль сыграли нисходящие движения, отмечавшиеся в четвертичное время в полосе, примыкающей к побережью Японского моря [28]. Однако очертания зоны погружений обнаруживают определенную зависимость от внутренней структуры сводов.

Независимо по отношению к орогенным поднятиям ведут себя мощные линейные зоны, поперечные к простиранию горной страны, также существенно искажающие современную форму сводов.

Анализ рельефа Сихотэ-Алиня позволяет наметить, кроме вышеописанных, большое количество локальных кольцевых морфоструктур, связанных с процессами орогенного магматизма. Главным образом это кольцевые системы разрывов, проявленные в рельефе и отчетливо дешифрируемые на высотных и космических снимках. Гораздо реже кольцевые морфоструктуры играют активную роль в геоморфогенезе, сохраняя вплоть до настоящего времени определенную направленность тектонических движений.

Таким образом, изучение морфоструктурного плана Сихотэ-Алиня позволяет выделить здесь серию крупных поднятий, для которых характерна "черепашовая" структура, образованная разрывами радиально-концентрической системы.

Интересны результаты сопоставления морфоструктурной схемы с аномалиями геофизических полей. Земная кора в пределах Сихотэ-Алиня имеет мощность около 35 км и относится к периокеаническому типу, занимающему промежуточное положение между более мощной континентальной и утоненной океанической корами [26]. По данным гравиметрических исследований рассматриваемый регион довольно отчетливо подразделяется на три области, различающиеся по характеру поля силы тяжести (в редукции Буге): западную, характеризующуюся интенсивными сложно построенными положительными аномалиями Δg , восточную резко положительных аномалий, занимающую узкую полосу вдоль побережья Японского моря, и расположенную между ними центральную область, которая выделяется как зона отрицательных значений гравитационного поля с серией крупных дискретных интенсивных минимумов [27] (фиг. 2). Обращает на себя внимание резко дискордантный характер этих минимумов относительно структурно-фациальных зон складчатой области. Примером могут служить интенсивные гравитационные минимумы в южной части Сихотэ-Алиня, которые расположены главным образом в пределах Сихотэ-Алинского синклинория, но распространяются и на Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий. В тоже время неоднократно отмечалась тесная корреляция поля силы тяжести с современным рельефом и характером орогенного магматизма [32, 33,



Фиг. 2. Схема гравитационного поля Приморья [27]

1 - повышенные и высокие аномалии; 2 - максимумы силы тяжести; 3 - пониженные и низкие аномалии; 4 - минимумы силы тяжести. Аномальные области: I - западная; II - центральная; III - прибрежная

34, 39 и др.]. Так, отрицательным аномалиям соответствуют положительные морфоструктуры и зоны гранитизации, а положительным - отрицательные морфоструктуры, сформировавшиеся в результате базификации земной коры.

Выделенные в пределах Сихотэ-Алиня сводовые поднятия совпадают с крупными изометричными резко отрицательными аномалиями поля силы тяжести. Согласно расчетам В.Н. Белогуба с соавторами [4], нижняя кромка плотностных неоднородностей, предопределяющих интенсивные отрицательные аномалии орогенных сооружений юга Дальнего Востока, расположена на глубине 80-100 км.

Это позволило предположить, что процессы гранитизации связаны с разогревом и разуплотнением подкорковых частей тектоносферы [4].

Упомянутые соотношения подтверждают правомерность выделения серии орогенных сводовых поднятий в пределах Сихотэ-Алиня и позволяют наметить возможные пути решения вопроса о природе подобных образований.

ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ЭТАПА СВОДООБРАЗОВАНИЯ

Особенности мезо-кайнозойского этапа развития Сихотэ-Алиня, характер структур, которые при этом сформировались, и направленность их развития изучались нами с использованием палеоструктурных реконструкций, анализа площадного размещения интрузивов, дайковых полей, систем закартированных нарушений. Комплекс этих данных в сочетании с результатами морфоструктурного анализа и дешифрирования космических снимков позволил уточнить контуры орогенных сводово-глыбовых структур, типы их внутренних дислокаций, унаследованность развития, начиная с сеноман-турона, характер влияния поднятий на размещение в регионе магматических образований и оруденения, а также ряд других вопросов.

Реконструкцию мезо-кайнозойской орогенной тектоники Сихотэ-Алиня достаточно определенно можно проводить, начиная с поздне-мелового времени. Поскольку континентальные терригенные формации, выполняющие депрессии этого этапа, развиты в регионе незначительно, время заложения и характер развития орогенных поднятий может в данном случае фиксироваться по времени формирования магматических комплексов, синхронных сводообразованию.

Большое значение для расшифровки направленности развития сводовых поднятий региона и их внутреннего строения имеют палеоструктурные реконструкции и анализ локализации вулканических структурно-фациальных зон Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Нами на рассматриваемой территории подобная реконструкция проведена для сеноман-туронского и сенон-датского времени. В основу палеоструктурных реконструкций положены материалы В.И. Рыбалко по стратиграфии вулканогенных толщ пояса, результаты разномасштабных геологических съемок и собственные наблюдения над разрезами эффузивов. При палеоструктурных реконструкциях учитывался также характер ареалов распространения гранитоидов соответствующего состава. Для отнесения тех или иных частей разрезов, а также интрузивных образований к определенному возрасту были широко использованы результаты определения абсолютного возраста пород, полученные в лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Современное распространение на рассматриваемой территории вулканитов сеноман-туронского и сенон-датского возраста и интерполяция с учетом вероятного эрозионного среза свидетельствуют о первичном концентрическом и дуговом характере структурно-фаци-

альных зон эффузивов, отличающихся типами разрезов. Это свидетельствует о том, что формирование вулканических депрессий в это время было в определенной степени обусловлено дугowymi разломами, входящими в концентрическую систему внутренних дислокаций вознивших сводовых поднятий.

Рассмотрим более подробно представленные схемы палеоструктурных построений. Схема для сеноман-туронского времени (фиг. 3, см. вкл.) учитывает характер распространения и особенности разрезов двух свит — петрозувейской и синанчинской. По составу и первоначальному структурному положению эти свиты значительно отличаются друг от друга. Породы петрозувейской свиты являются наиболее равными в разрезе мезо-кайнозойской вулканической толщи Сихотэ-Алиня, их накопление знаменует начальный этап формирования пояса. В целом петрозувейская свита характеризуется вулканогенно-осадочным составом; в разрезах свиты в различных соотношениях присутствуют туфы липаритов и андезитов, а также разномзернистые туфогенные и осадочные породы. Анализ типов разрезов петрозувейской свиты свидетельствует о проявлении в пределах рассматриваемой территории резкой фашиальной изменчивости состава этой толщи в направлении с юга на север. Так, южнее широты бухты Ольги свита представлена туфами андезитов и осадочными породами. Севернее этой широты состав свиты резко меняется; здесь среди вулканитов начинают преобладать туфы липаритов. Подобный характер толщи сохраняется вплоть до широты бухты Пластун, севернее которой в разрезах вновь начинают существенную роль играть туфы андезитов. Таким образом, в пределах рассматриваемой территории выделяется блок с широтными ограничениями, который характеризуется преобладанием кислых вулканитов в разрезах петрозувейской свиты.

Характерна структурная позиция современных выходов пород петрозувейской свиты. Как видно на схеме, они концентрируются в дуговые зоны, выгнутые в сторону континента. Достаточно достоверно здесь выделяются четыре таких зоны. При этом обращает на себя внимание преимущественно осадочный состав свиты в дуговых зонах, располагающихся ближе к береговой линии. Исключение составляет лишь южный отрезок наиболее крупнй дуговой зоны, прослеживающийся на междуречье Тадуши — Аьбакумовки.

Иной характер состава и структурной позиции свойствен породам синанчинской свиты. По типу разрезов здесь достаточно четко выделяются две области. В состав первой из них входит Южный Сихотэ-Алинь и восточная часть Среднего Сихотэ-Алиня. Она характеризуется преимущественным развитием андезитов и их туфов с редкими горизонтами осадочных пород и туфов кислого состава. При этом кислые туфы появляются в разрезе севернее Ольгинской широтной структурной зоны. Вторая область охватывает западную часть Среднего Сихотэ-Алиня. Ей свойственно более широкое развитие в разрезе синанчинской свиты осадочных пород, которые чередуются с андезитами и их туфами. Обе области в Среднем Сихо-

тэ-Алине достаточно отчетливо разграничиваются меридиональной структурной зоной. Восточнее этой зоны развиты вулканиты с первым типом разреза, а западнее — со вторым. Пространственно со-временные выходы синанчинской свиты группируются в три дуговые зоны. Наиболее южная из них, протягивающаяся из верховьев реки Маргаритовки в бассейн среднего течения р. Таухе, выгнута в сторону континента аналогично зоне выходов пород петрозуевской свиты. Западнее, параллельно ей, прослеживается дуговая зона концентрации интрузивов сеноман-туронского возраста. Вторая, почти замкнутая, по существу концентрическая зона выходов пород синанчинской свиты прослеживается севернее р. Аввакумовки. Третья, наиболее крупная, дуговая зона выходов этой свиты протягивается с левобережья р. Бикин в верховья р. Большой Уссурки. Она выгнута в сторону побережья, а в южной своей части раздваивается. Ареалы гранитоидов сеноман-туронского возраста, развитые в зоне центрального структурного шва, располагаются закономерно на продолжении двух последних вулканогенных дуговых зон, замыкают их и подчеркивают концентрический характер тех разрывных структур, которые контролировали заложение вулкано-тектонических депрессий.

В пределах Среднего Сихотэ-Алиня, помимо указанной закономерности в размещении вулкано-тектонических депрессий и интрузивов сеноман-туронского возраста, отмечается закономерное изменение состава интрузивов по латерали. Интрузивы, которые располагаются в западной части вулканогенно-интрузивной концентрической зоны и тяготеют к центральному структурному шву, имеют габбро-монзонит-гранитный состав. В то же время интрузивы, которые локализованы на площади, обрамляемой этой концентрической зоной, имеют гранодиоритовый состав.

Сопоставление структурного положения выходов петрозуевской и синанчинской свит и синхронных им гранитоидов приводит к выводу, что концентрические разрывные дислокации, свойственные сводовым поднятиям, наиболее активно проявились, начиная со времени формирования синанчинской свиты. Лишь в это время начали формироваться вулкано-тектонические депрессии, связанные с началом роста сводов. Заложение же структур Восточного Сихотэ-Алинского пояса (время образования петрозуевской свиты) проходило по иному структурному плану. В это время главную роль играли системы дуговых разломов, выгнутых в сторону континента, которые развивались вдоль береговой линии. В этой связи интересно еще раз отметить барьерную роль Ольгинской широтной структурной зоны. Как видно на фиг. 3, севернее этой линии формирование синанчинских вулкано-тектонических депрессий происходило при преобладающем влиянии систем концентрических разрывных нарушений развивающихся сводов. В то же время южнее в период образования как петрозуевской, так и синанчинской свит сохранялся единый структурный план орогенного развития, связанный с движениями по системам прибрежных дуговых разломов.

Гораздо полнее влияние концентрической системы внутренних дислокаций развивающихся сводовых поднятий проявилось в сенон-датское время. Как видно на схеме палеоструктурных реконструкций для этого этапа (фиг. 4, см. вкл.), первичное концентрическое расположение структурно-фациальных зон сенон-датских эффузивов выявляется достаточно отчетливо при анализе современного распространения вулканитов и интерполяции с учетом эрозионного среза. Концентрически-замкнутый и дуговой характер вулcano-тектонических депрессий, формирующихся в это время, резко доминирует, свидетельствуя о распространении процессов сводообразования на всю рассматриваемую территорию. В то же время достаточно отчетливо проявляется пространственное обособление концентрических и дуговых вулcano-тектонических депрессий в пределах Южного и Среднего Сихотэ-Алиня, что указывает на продолжающееся развитие здесь двух структур — Южно-Сихотэ-Алинского и Средне-Сихотэ-Алинского сводов. В сенон-датское время наметилась асимметрия в развитии первого из них за счет формирующейся на его южном фланге дочерней структуры Фурмановского свода.

Анализ типов вулканитов этого же возраста в Южном и Среднем Сихотэ-Алине в свою очередь указывает на существование концентрической латеральной зональности в распределении здесь пород разного состава и генезиса. Так, для центральных частей обоих сводовых поднятий характерно развитие туфов кислого состава и резкое сокращение мощности толщ. Характерно, что здесь туфы переслаиваются с горизонтами осадочных пород иногда значительной мощности. Все это указывает на специфические условия накопления вулканогенных толщ в центральных частях сводов, где на фоне общего воздымания возникали депрессионные зоны, залонявшиеся туфовым и терригенным материалом. Указанные особенности позволяют обоснованно выделить центральные части сводов в качестве одного из основных элементов структур — ядер сводов. Внешние зоны сводов, обрамляющие центральные части, отличались эксплозивно-лавовым характером извержений и накоплением в вулcano-тектонических депрессиях мощных эффузивных толщ. В пределах внешних зон выделяются также узкие дуговые пояса, где наряду с кислыми вулканитами присутствуют "аномальные" для этой толщи горизонты андезитов. На положение площадей с горизонтами андезитов во внешних зонах развивавшихся сводов определенное влияние оказывали и сквозные линейные структуры (см. фиг. 4). Так, в пределах Средне-Сихотэ-Алинского свода две меридиональные линейные структуры ограничивают блок, в котором андезиты в разрезе сенон-датской толщи отсутствуют. Аналогичный "безандезитовый" блок, ограниченный широтными сквозными линейными структурами, выделяется в Южно-Сихотэ-Алинском своде.

Сквозные системы разломов оказывали влияние и на конфигурацию самого вулканического пояса, определяя прямолинейность внутренней границы собственно вулканической его зоны.

СТРУКТУРНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ СВОДОВ

Особенности внутреннего строения сводов и прежде всего их радиально-концентрическая и дуговая системы нарушений во многом определяют особенности пространственного размещения на рассматриваемой территории полей даек и интрузивов верхнемелового-палеогенового возраста. Системы разломов, формирование которых связано с развитием Южно- и Средне-Сихотэ-Алинских сводов, нами были выявлены при анализе материалов предшествующих исследований, данных геологических съемок, результатов дешифрирования космических снимков и морфоструктурных построениях. При этом были использованы сведения, содержащиеся в работах Ю.Н. и Э.М. Размахниных [42, 43], Р.Е. Остроумова [37], В.И. Рыбалко и др.

Сложный рисунок разрывных нарушений в Южном и Среднем Сихотэ-Алине обусловлен сочетанием нескольких отличных друг от друга систем разломов, связанных с разновозрастными и различного типа деформациями. Наиболее полно здесь изучены протяженные глубинные разломы меридионального, северо-восточного и север-северо-восточного простираний, такие как Меридиональный сдвиг, Центральный Сихотэ-Алинский шов, Прибрежный, Колумбинский, Тигринковский и некоторые другие разломы, охарактеризованные в работах Б.А. Иванова [19, 20], И.И. Берсенева [5, 6] и др. Это, как правило, мощные зоны разрывов, разделяющие или секущие различные структурно-формационные зоны. Помимо указанных крупных линейных разломов, в последние годы в Приморье были выделены и изучены еще две системы разломных структур - региональная система рудоконцентрирующих разломов широтного простирания и система скрытых разломов фундамента широтного, меридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Первая из них впервые в Приморье была выделена Е.А. Радкевич, И.Н. Томсоном и др. и детально изучена М.А. Фаворской, И.К. Волчанской, Е.Н. Сапожниковой и др. [56]. В настоящее время в пределах Южного и Среднего Сихотэ-Алиня прослежено семь таких структур.

Рудоконцентрирующие широтные разломы представляют собой длительно развивавшиеся структуры глубокого заложения, прослеживающиеся на значительные расстояния, при ширине зон от 25 до 50 км. Скрытые разломы фундамента в Южном и Среднем Сихотэ-Алине были выявлены работами И.Н. Томсона и других сотрудников ИГЕМ АН СССР. Эти структуры прослеживаются на расстояние до 100-150 км, при ширине до 5 км. Как показали проведенные нами палеоструктурные реконструкции для сеноман-туронского и сенондатского времени, скрытые разломы фундамента широтного и меридионального простираний играли существенную роль в распределении вулканогенных фаций в Приморье.

Помимо протяженных линейных разрывных дислокаций, в геологической структуре Приморья важную роль играют разломы, образующие радиально-концентрические системы. Они выявляются при анализе геологических карт разных масштабов, дешифрировании кос-

мических снимков, морфоструктурных построениях. В пределах рассматриваемого региона четко выделяются две системы радиально-концентрических нарушений, одна из которых развита в Южном, а вторая — в Среднем Сихотэ-Алине (фиг. 5, см. вкл.). Известно, что образование подобных радиально-концентрических систем разломов связано с деформациями центрального типа в процессе развития изометричных сводовых поднятий. Отсюда следует, что радиально-концентрические системы разломов являются одним из важных критериев при реконструкции сводовых структур. В Южном и Среднем Сихотэ-Алине формирование двух систем подобных разрывных дислокаций связано с развитием Южно- и Средне-Сихотэ-Алинских сводов. На это указывает пространственное совмещение двух радиально-концентрических систем нарушений со сводовыми поднятиями и в современном рельефе, с двумя системами дуговых и концентрических вулкано-тектонических депрессий, выявленных при палеоструктурных построениях, и двумя интенсивными отрицательными гравитационными аномалиями.

Как видно на фиг. 5, в пределах Южно-Сихотэ-Алинского свода достаточно отчетливо выделяются две зоны сгущения дуговых разломов. Одна из них обрамляет центральную часть свода (его ядро), а вторая прослеживается по его периферии. В Средне-Сихотэ-Алинском своде хорошо выражена единая зона дуговых разломов, обрамляющая ядро свода. В обоих сводах очень четко также проявлены радиальные нарушения. Системы внутренних дислокаций определяют сложное блоковое расчленение сводовых структур. Значительный интерес представляют системы дуговых разломов на крыльях сводов, которые отчленяют блоки линзовидной формы. В Южно-Сихотэ-Алинском сводовом поднятии наиболее отчетливо эта система нарушений выражена на восточном его крыле, прослеживаясь из бассейна нижнего течения р. Васильковки на северо-восток в бассейн р. Джигитовки. Параллельный дуговой характер имеет здесь и контур береговой линии на отрезке залива Владимира — пос. Каменка. Характерно, что к этой дуговой зоне нарушений приурочены цепочки выходов пород складчатого основания среди полей эффузивов, что позволяет предположить здесь наличие дуговых валообразных поднятий фундамента, осложненных наложенными очаговыми структурами — кальдерами и купольными поднятиями. На западном крыле Южно-Сихотэ-Алинского свода аналогичные дуговые разломы выражены слабее. Здесь они, видимо, затусованы влиянием Центрального структурного шва и Меридионального сдвига. Эта система нарушений отчетливо проявлена на юго-восточном и северо-западном крыльях Средне-Сихотэ-Алинского свода. В последнем случае дуговые разломы являются фрагментом концентрической системы нарушений сводового поднятия, расположенного севернее рассматриваемой территории, на правом берегу р. Бикин.

Помимо перечисленных, в южном Приморье существует еще одна зона дуговых разрывных нарушений, которая не связана с системами внутренних дислокаций описываемых сводовых поднятий.

Она отчетливо фиксируется при дешифрировании космических снимков, прослеживаясь из бассейна р. Васильковки через верховья реки Милоградовки в верховья р. Черной. На отдельных отрезках дуговая прибрежная зона нарушений трассируется разломами, закартированными при геологической съемке. Как показывают палеоструктурные реконструкции, эта зона оказывала определенное влияние на положение вулcano-тектонических депрессий сеноман-туронского возраста.

Особенности внутреннего строения сводов и прежде всего их радиально-концентрическая и дуговая системы нарушений во многом определяют особенности пространственного размещения на рассматриваемой территории полей даек и интрузивов верхнемелового-палеогенового возраста (фиг. 6, см. вкл.). Анализ структурного положения этих магматических образований показывает, что в Южно-Сихотэ-Алинском сводовом поднятии поля даек от кислого до основного состава группируются в четыре дуговых пояса. Один из них приурочен к центральной части свода, второй, почти замкнутый, тяготеет к ее периферии, два остальных в виде фрагментарных дуг прослеживаются соответственно в северо-восточной и юго-западной частях внешней зоны свода. Верхнемеловые-палеогеновые интрузивы здесь также образуют два дуговых пояса, приуроченных к внешней зоне структуры. При этом южный пояс интрузивов на своем восточном фланге осложнен кольцевой зоной интрузивов, которая контролируется внутренними дислокациями Фурмановского дочернего свода. В Средне-Сихотэ-Алинском своде поля даек концентрируются в линейные радиальные пояса, свойственные ядру структуры, и дуговые, прослеживающиеся в западной половине ее внешней зоны. Интрузивы позднемелового-палеогенового возраста здесь также образуют три протяженных дуговых пояса. Два из них протягиваются параллельно друг другу в восточной части свода, а третий выделяется на его северном фланге.

При анализе внутреннего строения сводов нами было также уделено внимание выявлению и изучению очаговых структур - кальдерных построек, купольных поднятий и др. Выделение очаговых структур основывалось на сочетании целого ряда геологических, геофизических, морфоструктурных признаков, а также данных дешифрирования космических снимков. При построениях мы опирались на обширный и детальный материал Г.М. Фремда, В.И. Рыбалко, В.В. Ветренникова и других геологов по изучению вулcano-тектонических структур.

Оказалось, что в пределах рассматриваемых сводов очаговые структуры образуют дуговые цепочки, положение которых определенно контролируется разрывными нарушениями, входящими в концентрическую и дуговые системы внутренних дислокаций. В Южно-Сихотэ-Алинском своде, в частности, выделяются внутренняя концентрическая цепочка очаговых структур, обрамляющая его ядро, и дуговые цепочки, которые контролируются дуговыми разломами внешней зоны свода. Дуговая цепочка очаговых структур выявляется и в восточной части внешней зоны Средне-Сихотэ-Алинского свода. Анало-

гичную дуговую ориентировку в плане на территории сводов в ряде случаев имеют и вулканические аппараты.

Таким образом, комплекс примененных методов, таких как морфоструктурный анализ, дешифрирование космических снимков, палеоструктурные реконструкции, анализ разрывной тектоники, структурной позиции интрузивных образований и геофизических материалов свидетельствует о том, что в Южном и Среднем Сихотэ-Алине в мезокайнозойский орогенный этап развития сформировались два сводовых поднятия — Южно- и Средне-Сихотэ-Алинские своды. При этом на юго-западном крыле первого из них возникла дочерняя структура — Фурмановский свод. Сводовые поднятия представляют собой положительные структуры средних размеров; они резко наложены на складчатые дислокации Прибрежного антиклинория, Главного синклинория и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. В плане Южно- и Средне-Сихотэ-Алинские своды имеют овальную форму. Они несколько вытянуты в северо-восточном направлении, с длинной осью порядка 210–220 км. По геологическим и морфоструктурным данным в пределах сводов выделяются центральные части (или ядра) и внешние зоны, различающиеся по целому ряду признаков, о которых говорилось выше. Южно-Сихотэ-Алинский свод охватывает площадь, ограниченную долинами — на юге — р. Милоградовки, на западе — нижнего течения р. Арсеньевки, на севере — левых притоков р. Кудрявой. Граница Средне-Сихотэ-Алинского свода пересекает на юге бассейны рек Серебрянки и Большой Уссурки в ее верхнем течении, на западе — бассейн р. Большой Уссурки в ее нижнем течении; на севере граница проходит по левобережью р. Бикин. Восточные границы обоих сводов затоплены водами Японского моря. Фурмановский дочерний свод располагается в междуречье Аввакумовки, Милоградовки и истоков р. Уссури. Он представляет собой изометричную неполноразвитую структуру; по морфоструктурным данным западный фланг свода обрезан Центральным структурным швом. В поперечнике Фурмановский свод достигает 60 км.

В процессе своего развития охарактеризованные сводовые структуры оказывали определяющее влияние на формирование вулканотектонических депрессий Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, распределение вулканических фаций на этой территории, размещение ареалов интрузивных комплексов на этой территории. Как будет показано ниже, сводовые поднятия играли также важную роль в локализации рудных месторождений и определении позиции специализированных металлогенических зон Приморья. Таким образом, проведенный анализ палеотектонических особенностей региона позволил выявить, с одной стороны, концентрическую зональность в распределении вулканогенно-осадочных толщ с различными типами разрезов, и, с другой стороны — барьерные линии меридионального и широтного направления, которые разграничивают ареалы вулканитов различной основности. Следующим шагом будет анализ петро- и геохимических материалов для выяснения возможной связи изменчивости составов магматических пород с выявленными глыбовыми и концентрическими структурами.

СВЯЗЬ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА МЕЗОЗОЙСКИХ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД С ГЛЫБОВЫМИ И СВОДОВЫМИ СТРУКТУРАМИ ОРОГЕННОГО ТИПА

Ареалы вулканических комплексов, связанные с глыбовыми структурами

В течение верхнего мела — палеогена в Приморье формируются значительные объемы вулканитов, характеризующие этап орогенной активизации. Главной особенностью вулканизма этапа активизации является постоянство состава разновозрастных вулканических комплексов.

В этих условиях разнообразие состава магматических продуктов обусловлено главным образом их различной структурной позицией. Структуры разного ранга, крупные блоки, своды, а также разделяющие и пересекающие их сквозные линейные зоны нарушений и узлы длительной эндогенной активности различаются, как правило, рядом особенностей состава вулканитов, также достаточно стабильных во времени. В связи с этим зональность состава разновозрастных магматических образований может служить одним из важных критериев при выявлении структур с независимым или отличным от других эндогенным режимом.

Разновозрастные комплексы верхнемеловых—кайнозойских вулканитов Приморья представлены щелочноземельными сериями главным образом базальт—андезит—липаритового и андезит—липаритового типа и реже собственно базальтами, андезитами и липаритами.

Для петрохимического сопоставления вулканических комплексов различного возраста и структурного положения авторы располагали силикатными анализами пород (более 300), выполненными в лаборатории ИГЕМ в качестве эталонных, и анализами вулканитов (более 600), заимствованными из публикаций и отчетов.

Удается установить вариации составов вулканических комплексов, с одной стороны, по отношению к крупным сквозным нарушениям, расчленяющим регион на крупные блоки, и, с другой — по отношению к концентрическим структурам — сводовым поднятиям.

Рассмотрим сначала влияние некоторых линейных дислокаций, которые разграничивают ареалы вулканитов различного состава. Так, прежде всего можно говорить о наличии устойчивых петрохимических различий между вулканическими комплексами, формирующимися к востоку и к западу от меридиональной сквозной зоны нарушений, именуемой Чалбинско—Бринеровской. Комплексы восточной полосы характеризуются различными объемными соотношениями пород. Здесь представлены непрерывная серия р. Единки; андезитобазальтовая, с подчиненными андезитами и липарито—дацитами кизицкая серия, контрастный базальт—андезит—липаритовый комплекс рек Кузнецова — Соболева и преимущественно дацит—липаритовый комплекс Тернейского района. Для всех них характерны близкие темпы накопления K_2O относительно Na_2O и одни и те же вариации содержания кальция и общий тип щелочности, несколько снижающейся от относительно древних комплексов к молодым.

Вулканиды западной полосы, формирующиеся в том же интервале времени, характеризуются прежде всего высокой скоростью накопления K_2O в сериях. Содержания K_2O выше 4% наблюдаются в этих сериях на уровне андезитов (60–65% SiO_2), а преобладание K над Na – при 58–62% SiO_2 ; в восточных сериях эти явления происходят при 70 и 67–72% SiO_2 соответственно.

Для вулканитов "запада" характерны, кроме того, больший рост железистости в сериях и более высокие содержания Rb, большая скорость накопления Rb относительно K.

Петрографические различия пород западных и восточных блоков проявлены среди кислых разновидностей. Так, на востоке породы с 65–75% SiO_2 представлены преимущественно кварцево-порфировыми разновидностями с примесью биотитов и амфиболов, а на западе преобладают базокварцевые ("сухие") липариты с плагиоклазами, анортоклазом, пироксеном и магнетитом во вкрапленниках.

В целом среди западных вулканитов резко сказываются структурные (по отношению к более мелким блокам, зонам, вулканотектоническим структурам) и возрастные различия составов, более характерны прерывистые и контрастные комплексы. Фациальные, петрохимические и петрографические черты свидетельствуют о преобладании на западе сухих, обогащенных K_2O "кратонных" вулканитов.

Зона раздела упоминавшихся выше западного и восточного полей в целом совпадает с протяженным сквозным линейamentом меридионально о простирания, названного Чалбинско-Бринеровским [2].

Эта широкая зона сближенных меридиональных нарушений на юге перекакает побережье Японского моря между бухтами Пластун и Зеркальная и картируется на различных отрезках системами видимых разломов, линейных и магнитными аномалиями, гравитационными ступенями. В пределах этой меридиональной структуры локализованы тела разновозрастных, но близких по составу калиевых щелочных базитов (лейцитовых базанитов, анкаратритов). На юге, в районе Дальнегорска, это свиты палеогеновых и раннеогеновых даек. В среднем и северном Сихотэ-Алине зона трассируется цепочкой геоген-четвертичных некков и лавовых полей и скоплениями ультраосновных пород. На севере к этой же структуре приурочены богатые калием базальтиды, причем эта особенность состава устойчиво сохраняется в разновозрастных проявлениях от нижнемезозойских порфиритов до неоген-четвертичных базальтов.

Таким образом, по петрохимическим признакам среди регионально распространенных разновозрастных комплексов вулканитов выделяется два главных типа: а) комплексы, близкие к орогенным (серии Каскадных гор), относительно непрерывные, богатые Ca и Al_2O_3 с малым градиентом железистости и содержаниями K_2O . Это так называемые фоновые вулканиты, распространенные в восточном блоке (Тернейский и Единский районы); б) комплексы, близкие к кратонным – прерывистые или контрастные, более богатые K_2O и Rb_2O , с высокими градиентами накопления щелочей и роста желе-

зистости, характерны для западного блока и распространены, в частности, в Южно-Сихотэ-Алинском и Партизанском блоках.

Можно предполагать, что именно вдоль Чалбинско-Бринеровской зоны проходит восточная граница приподнятой и относительно полно сохранившейся части допалеозойского платформенного основания Сихотэ-Алинской складчатой области. По-видимому, такая позиция определяет и специфику магматизма Чалбинско-Бринеровской структуры и ее рудоконцентрирующую роль.

Наиболее важные в металлогеническом отношении элементы внутренней структуры "западного мегаблока", а именно своды и поперечные по отношению к генеральному плану складчатости ортогональные сквозные линейные зоны нарушений обладают отчетливой спецификой магматизма.

Так, центр Южно-Сихотэ-Алинского свода (выделенный ранее под названием Нотинской очаговой структуры [1]), представляет собой ареал распространения разновозрастных, но близких по составу и фациальному типу липаритов с $K_2O > Na_2O$, внедрявшихся в течение верхнего мела и палеогена. При этом распределение комплексов, различающихся по возрасту или преобладающим фациям, контролируется внутренней структурой свода. Так, в частности, ядро свода окаймляется дуговыми телами и свитами даек гранит-порфиров, а также дочерними вулканическими куполами, центрами, мелкими вулканическими постройками сложного, контрастного состава. Характерной составляющей этих мелких вулканических построек и свит даек являются ультракалиевые липариты - закаленные, афировые или слабо порфировые тела с отношениями $K_2O/Na_2O > 10$.

Центральная часть ядра Южно-Сихотэ-Алинского свода приурочена к узлу пересечения северо-западного, северо-восточного и меридионального поясов сгущения трещин. На этой площади располагается ряд крупных локальных аномалий силы тяжести, во многих случаях не отражающих геологическую ситуацию на поверхности. Такими, в частности, наиболее значительные отрицательные аномалии, к одной из которых приурочены выходы габбро-монцонит-граносиенитового Берложного интрузива, а к другой - поля палеогеновых андезитов и базальтов (хотя основные вулканы редко встречаются на этой площади). Аналогичным образом ряду локальных положительных аномалий силы тяжести соответствуют на поверхности массивы и тела липаритов. Все это заставляет сделать заключение о широком распространении на площади свода контрастных базальт-липаритовых камер, несмотря на обилие выходов липаритов на дневной поверхности.

Сквозные рудоконцентрирующие структуры характеризуются в первую очередь сочетанием двух разнотипных вулканических комплексов. Вдоль широтных структур, с одной стороны, далеко на запад проникают типичные орогенные комплексы - примером чего служат верхнемеловые-палеогеновые вулканы Кавалеровского района и окрестностей Дальнегорска. С другой стороны, что более важно, на всем протяжении этих структур широко распространены

одновозрастные с первыми комплексы "кратонного" типа. В большинстве случаев они сосредоточены в относительно мелких, тектонически активных "узлах" — куполах, областях пересечения линейментов. Этот тип "узловых" вулканических комплексов представлен меловыми, палеоценовыми и верхне-палеогеновыми образованиями и ассоциирован как с оловянным, так и с полиметаллическим, борным и другими типами минерализации.

Магматизм широтных сквозных структур отличается от магматизма окружающих фоновых ареалов и в количественном, и в качественном отношении. Среди вулканических комплексов, занимающих определенное место в эволюции магматизма региона, некоторые сосредоточены главным образом в пределах рудоконцентрирующих поясов. К ним относятся проявления дочетвертичных базитов, эоценовые и более молодые кислые вулканы, мезозойские интрузивы нефелиновых и щелочных сиенитов, палеогеновые интрузивы щелочных гранитов, юрские ультраосновные вулканы — меймечиты. Больше того, ряд вулканических комплексов, рассматриваемых в качестве стратотипических единиц, локализованы только в пределах рудоконцентрирующих зон. Так, например, вне этих зон практически неизвестны проявления эоценовых базальтов кузнецовской и суворовской свит, олигоценых кхунинских липаритов, юрских щелочных базальтов погской свиты.

Магматические комплексы, которые не занимают определенного места в региональной схеме последовательности магматизма, не имеют широкого распространения, т.е. являются в регионе редкими или уникальными, известны также практически только в рудоконцентрирующих структурах. Это калиевые базиты, ультракалиевые липариты, трахит-сиенитовые серии и комплексы — березовская, берложная, улунгинская.

В других региональных или фоновых магматических ассоциациях при распространении их в пределы рудоконцентрирующих зон и узлов, появляются характерные отклонения в геологических условиях формирования, в фациальных петрографических типах, в составе вулкаников и особенно в содержаниях редких щелочей и элементов-примесей. Так, например, среди неоген-четвертичных и эоценовых толеитов в узлах тектонической активности появляются разности, несколько обогащенные K, P, Ti, Sr, Al.

Фациальные особенности базальтоидов в этих структурах отражают более длительную историю становления, наличие промежуточных очагов, признаки выщелачивания магм на разных уровнях при высоком водном давлении и периодической потере летучих в процессе подъема и кристаллизации. Такими признаками являются повышенная глиноземистость, сочетание оливин-порфириновых и плагиопорфириновых типов при одном валовом составе, конфигурация границ раздела петрографических типов в базальтовом тетраэдре, появление базальтов с очень высоким отношением K/Rb, признаки ранней интрателлурической кристаллизации и последующего растворения амфиболов в базитах. Суммируя все особенности химического и пет-

рографического состава, можно сделать вывод, что в фоновых комплексах преобладает сочетание "сухих" базальтов и "водных" липаритов, а для комплексов рудоконцентрирующих зон — сочетание богатых щелочами "водных" базальтов и "сухих" липаритов. Наряду с собственно эффузивными, а часто и значительно преобладая над ними, в этих комплексах проявлены субвулканические и жильные фации

Повышенная калиевая щелочность расплавов в западных блоках и особенно в пределах сквозных рудоконцентрирующих зон является первичной, магматической. На это указывает соответствие петрографических особенностей и петрохимического состава пород, а именно: ранние выделения калишпата в трахиандезитах; кристаллизация его в цементе трахитов и трахибазальтов; наличие моноклинных пироксенов с составом диопсида и диопсид-авгита, обилие апатита и сфена; структуры типа рапакиви в дайках граносиенитов; высокая доля ортоклаза в плагиоклазах серий с повышенным содержанием K_2O ; наличие эпидейцитовых пород; корреляция Rb_2O и Na_2O с K_2O .

ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СЕНОМАН-ТУРОНА ПО ОТНОШЕНИЮ К СВОДОВЫМ ПОДНЯТИЯМ

Далее мы рассмотрим на примере магматических комплексов сеноман-турона особенности вариаций состава этих комплексов в зависимости от их расположения в различных концентрических зонах орогенных структур. При характеристике палеотектонической схемы для сеноман-турона было показано, что магматические и вулканогенно-осадочные комплексы образуют два кольцевых и ряд дугообразных поясов. Отчетливо выступает также общая "асимметрия" в строении этих поясов, выражающаяся в увеличении распространения интрузивных фаций в западной и напротив вулканитов в восточной части территории. Ранее уже была рассмотрена роль линейных тектонических барьеров, разграничивающих различные по петрохимическим особенностям комплексы вулканитов. Изменчивость состава магматических пород выявляется и в зависимости от их приуроченности к определенным сводам или их частям.

В пределах описываемой территории вулканоплутонические ассоциации образуют отдельные поля и цепочки, расположение которых в пространстве согласуется со структурным планом Южно- и Средне-Сихотэ-Алинских сводов, а также самостоятельных систем дугообразных разломов. Наблюдается значительное преобладание плутонических образований над вулканогенными в дугообразных зонах, расположенных в западной части территории. Генетическая связь вулканических и плутонических образований этой возрастной группы была обоснована В.В. Ветренниковым [11] и Т.В. Молчановой [35] как для отдельных вулканоплутонических структур, так и для всего пояса в целом.

На юге территории андезиты сеноман-туронского возраста, отне-

сенные к синанчинской свите, распространены в пределах южного и юго-восточного сектора Южно-Сихотэ-Алинского свода в виде широкой полосы от р. Таухе до бассейна р. Аввакумовки. В бассейне р. Аввакумовки толща роговообманковых, лироксеновых и плагиоклазовых андезитовых порфиритов и их туфов, по данным В.В. Ветренникова [11], отличается повышенным содержанием железа и кремнекислоты и пониженным количеством глинозема, щелочей, закиси железа и окиси магния по сравнению с андезитами Р. Дели; Na преобладает над K. Сходным химическим составом обладают также андезиты и их туфы синанчинской свиты в верховье рек Зеркальной, Рудной и Дорожной (центральная часть Южно-Сихотэ-Алинского свода). В отличие от этих андезитов базокварцевые, роговообманковые, биотит-роговообманковые андезиты базовской свиты¹ в бассейне р. Топаузы, описанные В.В. Ветренниковым, а также андезиты Маргаритовской кальдеры, расположенные в обрамлении упомянутого свода, обладают повышенным суммарным содержанием щелочей с небольшим преобладанием K над Na. Таким образом, на этой площади наблюдается повышение щелочности от центра Южно-Сихотэ-Алинской сводовой структуры к ее периферии.

Подобные закономерности в изменении химического состава вулканогенных образований сеноман-туронского возраста были обнаружены и в пределах Средне-Сихотэ-Алинского свода. Пониженной щелочностью, основностью, повышенной кремнекислотностью, свойственными центральным частям сводов, обладают андезитовые порфириты и их туфы черемуховской свиты², расположенные в верхнем течении р. Черемуховой, Джигитовки, Серебрянки и Таежной. Андезиты, располагающиеся в низовьях указанных рек (периферическая часть свода), отличаются повышенной щелочностью. Такими же особенностями, характерными для периферических частей сводов, обладают вулканиты, расположенные на периферии Средне-Сихотэ-Алинского свода в бассейне рек Татибе, Журавлевки и Синеи.

Таким образом, в масштабе Южно- и Средне-Сихотэ-Алинских сводов среди вулканитов сеноман-туронского возраста наметилась зональность химического состава, заключающаяся в том, что в периферических частях сводов повышается основность, щелочность и понижается кремнекислотность вулканогенных образований.

Сведения о составе малых элементов эффузивов этой ассоциации и содержании в них элементов-примесей очень ограничены. По данным авторов и Е.В. Быковской и Э.И. Блюменштейна [9], андезиты синанчинской свиты в бассейне р. Маргаритовка обладают повышенным против кларка в два-три раза содержанием Cu, Mo, V, Сои в меньшей степени Pb. Предполагается продуктивность этой толщи на медно-молибденовое оруденение.

К интрузивным образованиям сеноман-туронского этапа относят-

¹ Абсолютный возраст, по данным Е.В. Быковской, 80 млн. лет.

² Сеноман-туронский возраст, по В.В. Ветренникову [11].

ся плутонические серии улунгинская, бачелазская и татибинская [24, 25] в пределах Средне-Сихотэ-Алинского свода, а также ряд массивов указанного возраста в южной части территории. Эти массивы многофазны, но время их развития не выходит за пределы рассматриваемого этапа. В прибрежной зоне существуют так называемые приморские гранитоиды, формирование отдельных фаз которых происходило от сеноман-туронского времени (габбро-диоритовые образования) до палеогена (наиболее лейкократовые фазы) [10]. На основании данных абсолютного возраста наиболее ранние габбро-диоритовые фазы вынесены на схему вулканоплутонических образований сеноман-туронского возраста (см. фиг. 13).

При анализе опубликованных данных о составе интрузивных пород удается выделить три группы по соотношению кислотности и щелочности.

Наименьшей распространенностью на исследуемой территории пользуются массивы так называемой улунгинской серии. Для северной периферии Средне-Сихотэ-Алинского свода это название было впервые употреблено М.А. Фаворской и др. [55] по отношению к массивам бассейна р. Улунги, сложенным диоритами, диоритовыми порфиритами, монзонит-гранодиоритами. Их наиболее характерной чертой является повышенная щелочность с преобладанием К над Na наряду с повышенной основностью, П.Е. Бевзенко [3] относит подобные породы к габбро-монзонит-сиенитовой серии. К этому типу магматических тел относится сам Улунгинский массив, расположенный на крайнем севере территории за периферической частью свода, а также ряд мелких массивов габбро-сиенитов и габбро-монзонитов, расположенных в восточной и северо-восточной части указанного свода. В обрамлении южного свода эти образования также принимают участие. Они слагают Березовский и Араратский массивы [18], а также ряд мелких массивов габбро-монзонитов в восточной части свода в бассейне рек Синеи и Журавлевки.

Ко второй магматической серии можно отнести широко распространенную в регионе габбро-монзонит-гранитную [3], которая представлена многочисленными верхнемеловыми интрузивами гранодиоритового, сиенито-диоритового и гранитного составов. Они широко распространены на территории Средне-Сихотэ-Алинского свода в бассейне рек Татибе, Арму (татибинская серия), а также в восточной дугообразной зоне этого свода в виде мелких массивов гранодиоритового и граносиенитового состава. В пределах Южно-Сихотэ-Алинского свода они распространены в западной дугообразной зоне в южном его обрамлении. Н.Н. Говоров и Г.Б. Левашов [15] предлагали назвать этот комплекс синегорским. К этой серии отнесены также первые фазы приморских гранитоидов. Формирование интрузивных комплексов начиналось с внедрения кварцевых монзонитов или кварцевых сиенитов и завершалось граносиенитами или лейкократовыми калиевыми гранитами. Общими чертами отличия этих пород от описанных выше являются повышенная кремнекислотность, меньшая основность и некоторая пересыщенность щелочами, способст-

вующая накоплению в остаточном расплаве W, отчасти Sn [44]. В пределах характеризуемой серии существует некоторое различие химического состава между вулканитами Средне- и Южно-Сихотэ-Алинских сводов, заключающаяся в большей основности и соответственно меньшей щелочности пород последнего.

По данным Н.Н. Говорова и Г.Б. Левашова [15], для большинства интрузивов, расположенных в пределах двух описываемых сводов, характерно повышенное содержание W, иногда Mo с превышением кларка в два-три раза; содержание олова колеблется от одного кларка до двух-трех кларков. Наиболее кислые разности обогащены элементами группы железа (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co). Среди летучих компонентов наряду с F присутствуют B и S. Предполагается, что граниты этого типа являются дифференциатами глубинной трахиандезитовой магмы. Кроме этого, есть указания на меденосность пород комплекса [21]. Содержание меди достигает 42-60 г/т. По представлениям М.Г. Руб и других [45], эти интрузивы относятся к такому типу магматических комплексов, с которыми связаны месторождения кварцево-редкометальной и скарново-шеелитовой формации. Если интрузивы габбро-монзонит-гранитного состава образуют дуговые пояса, прослеживающиеся во внешней зоне сводовых структур, то в центральной части Средне-Сихотэ-Алинского свода располагается серия интенсивно дифференцированных массивов, первые фазы которых в основном представлены монзонито-диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и биотит-роговообманковыми гранитами, а наиболее поздние дифференциаты - аляскитовыми и лейкократовыми гранитами, часто повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием. К этому типу относятся Ямунтинзинский, Усть-Микулинский, Усть-Арминский и др. массивы, формирование которых происходило в интервале времени от 95 до 83 млн. лет назад [51, 23, 55, 17]. М.А. Фаворская [55] часть этих массивов относит к Бачалазской монзонито-гранитной серии. Указанные интрузивы в отличие от интрузивов габбро-монзонит-гранитного типа образуют короткие цепочки, расположенные, как правило, вкрест простирания складчатых дислокаций фундамента. Комплекс гранитоидных пород и биотиты из них обладают повышенным содержанием Sn, W, Mo, Pb, Zn и других элементов [55, 49]. Среди летучих компонентов преобладает F. Для такого магматизма характерна малая глубинность, образование магм в результате палингенеза, наличие вольфрамит-кварцевой, касситерит-кварцевой рудных формаций. Появление повышенных содержаний элементов литофильной группы подтверждает предположение о меньшей глубине залегания палингенных очагов монзонит-гранитоидной магмы по сравнению с габбро-монзонит-гранитным типом ассоциаций, где наблюдается дефицит этих элементов.

Таким образом, на основе имеющихся материалов удается наметить признаки разной геохимической специализации вулканоплутонических комплексов в зависимости от их расположения в пределах сводовых структур. В периферических частях Средне-Сихотэ-Алин-

ского и Южно-Сихотэ-Алинского сводов располагаются комплексы габбро-монзонит-сиенитового состава, характеризующиеся наибольшей щелочностью и основностью, повышенным содержанием фемических компонентов и меди. Есть основания предполагать возможную связь с этими комплексами медно-порфирового оруденения. Для габбро-монзонит-гранитных комплексов, тяготеющих также к внешним частям этих сводов, характерно повышенное содержание W и Mo, иногда олова, элементов группы железа, бора, фтора, серы. К этому же поясу приурочены верхнемеловые месторождения кварц-редкометалльной и скарново-шеелитовой формаций. В центре Средне-Сихотэ-Алинского свода располагается овальный ареал относительно кислых интрузивных пород верхнемелового возраста. Для этих массивов характерно повышенное содержание элементов литофильной группы и к ним же приурочены верхнемеловые месторождения вольфрамит-кварцевой и касситерит-кварцевой рудных формаций.

Таким образом, намечаются черты определенной рудной специализации сеноман-туронских магматических (особенно интрузивных) комплексов, причем в рамках Средне-Сихотэ-Алинского свода обнаруживается четкая зональность в распределении специализированных комплексов от вольфрам- и молибденоносных по периферии свода к оловяно-вольфрамовым в его центре. К сеноман-туронскому времени приурочены ранний этап оруденения орогенного периода в Приморье.

ВЛИЯНИЕ НАЛОЖЕННЫХ СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ НА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ

Особенности металлогении были ранее рассмотрены в ряде статей и монографий (Е.А. Радкевич, 1967; Б.И. Иванов, 1971; Е.С. Павлов, 1964). В качестве структурной основы металлогенической зональности всеми авторами привлекалась структурно-фациальная зональность Сихотэ-Алинской складчатой области. Последняя определяется наличием ряда зон, имеющих север-северо-восточное простирание и разделенных структурными швами. Кроме того, было установлено, что важное влияние на рудоносность оказывают долгоживущие зоны скрытых разломов, поперечных к складчатости [41, 56]. Однако не учитывалось то обстоятельство, что начиная с верхнемелового возраста Сихотэ-Алинская область завершённой складчатости подверглась структурной перестройке, на фоне которой проявились интенсивные магматические процессы и рудообразование. Лишь в последние годы обращено внимание на существование в Сихотэ-Алине многочисленных наложенных вулканотектонических структур и на их влияние на рудоносность области [60, 53]. Однако в этих работах шла речь лишь о локальных очаговых структурах диаметром максимум до трех десятков километров. Региональные наложенные структуры в предварительной форме были охарактеризованы в работах Ю.Н. Размахина [43] и впервые подробно рассмотрены выше.

Вопросы рудоносности структур нового типа в печати рассматривались лишь в отношении сквозных разломов. Из ряда публикаций известно, что последние оказывают важное влияние на концентрацию оруденения, а их пересечения контролируют позицию рудных полей [41, 56]. Здесь мы не будем вновь рассматривать вопросы рудоносности разломов.

Металлогеническое значение наложенных сводовых поднятий изучено пока слабо и лишь в немногих регионах [58, 52, 54]. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что своды могут определять концентрическую зональность в размещении разных типов минерализации. Для выяснения характера этого влияния нами был рассмотрен весь фактический материал по рудоносности Восточного Приморья.

В период формирования наложенных сводовых поднятий, который охватывает значительную часть верхнего мела и палеогена, проявилось несколько циклов магматической деятельности и несколько этапов оруденения. Наиболее важными из них следует считать верхнемеловой (110–70 млн. лет) и эоценовый (50–45 млн. лет). Разновозрастные проявления неравномерно распределены в пределах сводовых поднятий: верхнемеловые преобладают в западных частях, возможно, за счет широкого развития палеогеновых вулканитов на востоке. Вероятно, Центральный структурный шов играл роль барьера, ограничивающего распространение относительно молодой минерализации на запад.

Далее мы подробно рассмотрим особенности размещения различных типов оруденения сначала в пределах Средне-Сихотэ-Алинского свода, а затем и Южно-Сихотэ-Алинского (фиг. 7, см. вкл.).

Средне-Сихотэ-Алинский свод накладывается на зоны Главного антиклинория, Главного синклинория и включает интервал Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, которые образуют глубокие апофизы внутрь континента по периферии сводового поднятия. Крупные массивы интрузивов также сосредоточены вблизи периферии свода, причем их количество особенно возрастает в западной части свода, где Центральный структурный шов отсекает западный сегмент этого свода.

В пределах Средне-Сихотэ-Алинского свода сосредоточено большое количество месторождений и рудопроявлений олова, вольфрама, свинца и цинка. Здесь известны также многочисленные, но мелкие проявления молибдена и ртути и интенсивные шлиховые и литогеохимические ореолы этих металлов.

Все проявления минерализации были расклассифицированы по формационным типам и объединены в металлогенические зоны. При этом выяснилось, что распределение зон и районов с однотипной минерализацией имеет концентрически-зональную или блоковую форму. Так, крупный секториальный блок в западной части свода сопровождается почти исключительно рудопроявлениями касситерит-кварцевой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций.

Центр свода расположен вблизи слияния рек Обильной и Наншэ.

Здесь обнажаются верхнеюрские и нижнемеловые осадочные породы, смятые в складки северо-восточного простирания. Изверженные породы практически отсутствуют. В ядре свода известно несколько мелких рудопроявлений касситерит-кварцевой формации, связанных с невоскрытыми гранитными выступами. Площадь со слабой касситерит-кварцевой минерализацией в ядре свода составляет в поперечнике 20-25 км. С запада, севера и востока эта площадь обрамляется зоной развития месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации, включающей известные месторождения Тернистое, Широкополое, Горное и ряд более мелких. В пределах зоны обнажаются те же породы; юрские и нижнемеловые сложно дислоцированные терригенные отложения, прорванные небольшими телами гранитоидов повышенной основности и сериями даек кислого и среднего состава. В южной части зоны осадочные породы перекрываются полями эффузивов.

Большая часть месторождений зоны относится к хлоритовому типу касситерит-силикатно-сульфидной формации, но на нижних горизонтах месторождений проявляется также турмалиновая минерализация. К турмалиновому типу относится Горное месторождение. Сульфиды на этих месторождениях представлены главным образом халькопиритом и пирротинном. галенит и сфалерит играют подчиненную роль.

На месторождении Тернистом, по данным Н.И. Лаврика [30] выделяются следующие стадии минерализации: 1) касситерит-хлорит-кварцевая с обильным апатитом; 2) арсенопирит-кварцевая; 3) халькопирит-пирротинная; 4) кварц-карбонатная. По нашим данным, следует еще выделить самую раннюю турмалин-кварцевую стадию минерализации, с которой связано образование кварц-турмалиновых жил и слабая оловоносность. На некоторых месторождениях встречаются и слабо проявленная грейзеновая минерализация или кварц-полевощпатовые жилы с вольфрамитом, касситеритом и иногда молибденитом.

Описанная зона обрамляется узкой полосой (шириной 10-15 км), в которой преобладают месторождения касситерит-сульфидной формации: Дальнетаежное, Зимнее и другие более мелкие. Общей особенностью этих месторождений является отсутствие или слабое развитие в рудах турмалина и хлорита. Главными жильными минералами месторождений являются кварц, серицит и карбонаты марганца, железа и кальция. Из сульфидов наиболее широко распространен пирротин, несколько уступают ему пирит и арсенопирит. Сульфиды свинца и цинка играют незначительную роль. Околожилные породы представлены серицит-кварцевыми метасоматитами.

На Дальнетаежном и Зимнем месторождениях установлены следующие стадии минерализации: 1) касситерит-арсенопирит-кварцевая; 2) галенит-сфалерит-пирротинная с рассеянным касситеритом; 3) галенит-сфалерит-карбонатная; 4) пирит-кальцитовая; 5) адуляр-кварцевая. Лишь на месторождении Трапедия незначительно проявлены касситерит-хлоритовые руды, связанные с касситерит-хлорит-

кварцевой стадией минерализации, предшествующей касситерит-арсенопирит-кварцевой.

За пределами описанной узкой концентрической зоны с касситерит-сульфидной минерализацией важную роль в распределении типов оруденения приобретают секториальные блоки. В пределах западного секториального блока преобладают месторождения касситерит-кварцевой, реже касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций, а в блоках восточной части свода - оловянно-полиметаллические месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Западный блок ограничен на северо-востоке радиальным по отношению к своду разломом северо-западного простирания, а на юге - Таежнинским дуговым разломом. На западе блок примыкает к Центральному структурному шву, а на востоке - к описанному выше "касситерит-сульфидному кольцу".

В пределах блока обнажаются верхнепалеозойские осадочные породы Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (песчаники, алевролиты, кремнистые породы, известняки себучарской свиты) и ниже-верхнеюрские осадочные породы прилегающей части Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Эти осадочные породы сложно дислоцированы и прорваны крупными массивами гранитоидов верхнеюрского-мелового возраста и многочисленными дайками.

Большая часть месторождений западного блока представлена штокверками и прожилковыми зонами в экзоконтактах, гранитных выступах или в их апикальных частях, реже - грейзенизированными (топазизированными) дайками.

Месторождение Куалинское в экзо- и эндоконтакте Ямутинского массива биотитовых гранитов, прерывающих толщу переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев нижнеюрского возраста, представлено несколькими зонами дробления, содержащими кварцевые прожилки с мусковитом, касситеритом, флюоритом, сульфидами и оторочками мусковитовых грейзенов.

Месторождение Забытое представлено серией жил и штокверковых зон, а также зонами кварц-топаз-слюдистых грейзенов, приуроченных к экзо- и эндоконтакту небольшого штока биотитовых порфировидных гранитов, прорывающих песчанико-сланцевые отложения сеноман-турона. Помимо касситерита, в рудных телах содержатся вольфрамит, молибденит, минералы висмута.

Рудопроявление горы Стланиковой относится к редкому для Приморья, но известному в других регионах мира типу топазизированных даек кварцевых порфиров, содержащих вкрапленность касситерита и турмалина. Это месторождение находится в пределах Таборного оловорудного узла в северо-восточной части блока. Упомянутый рудный узел включает также проявления турмалиновой и хлорит-сульфидной минерализаций, расположенные на его периферии.

В северной части описываемого блока и частично за его пределами располагается обширная площадь, характеризующаяся интенсивными шлиховыми ореолами шеелита и рядом коренных рудопроявлений и месторождений вольфрама, в числе которых находится скарно-

во-шеелитовое месторождение Восток-2. Это — часть молибден-вольфрамового пояса, окаймляющего весь свод по периферии и особенно интенсивно проявленного в его западной части.

Описанные зоны минерализации, располагающиеся в центральной части свода, окаймляются широким поясом оловянно-полиметаллических месторождений, достигающим 25–30 км в ширину. В его северной, восточной и частично южной частях преобладают оловянно-полиметаллические месторождения, а в западной — полиметаллические слабо оловоносные. Оловянно-полиметаллические месторождения относятся главным образом к хлоритовому типу касситерит-силикатно-сульфидной формации. Большая их часть ассоциирует с субвулканическими штоками и жерлами пород кислого и среднего состава. Рудные тела их располагаются как в пределах штоков, так и вблизи них, в осадочных породах. В пределах штоков отмечается небольшое количество высокотемпературной минерализации: кварц-полевошпатовые и кварц-мусковитовые прожилки с касситеритом и вольфрамитом, зоны альбитизации; основная минерализация — с кварц-хлоритовыми и сульфидными жилами.

В восточной части свода в упомянутом поясе известны лишь мелкие проявления аналогичного состава, а также шлиховые и литогеохимические ореолы свинца, цинка и олова. Далее к югу в пределах пояса вновь появляются месторождения того же типа, богатые сульфидами. Полиметаллические проявления западной части свода слабо изучены. Здесь известны барит-полиметаллическое проявление палеозойского возраста, медно-свинцовое Малахитовое, свинцово-редкоземельно-оловянное Арминское и другие, а также оловорудное рудопроявление хлоритового типа к юго-востоку от поселка Картун. Свинцово-цинково-медная минерализация в этой части свода накладывается на оловоносные и вольфрамоносные грейзены. По периферии свода, особенно в его восточной части, известны отдельные слабо изученные рудопроявления касситерит-сульфидной формации. Возможно, что дальнейшие работы позволят выявить здесь второй пояс с касситерит-сульфидными месторождениями, как в Южно-Сихотэ-Алинском своде.

Помимо сказанного отметим, также наличие ряда проявлений вольфрамовой и молибденовой минерализации в пределах большинства из описанных металлогенических зон. Эти проявления приурочиваются к нескольким концентрическим разломам.

Молибденовая минерализация и интенсивные шлиховые и литогеохимические ореолы молибдена образуют почти непрерывную узкую полосу вдоль Таежнинского дугового разлома в южной части свода, лишь на коротких интервалах сменяясь вольфрамовой минерализацией. По периферии свода также прослеживается непрерывная зона молибденовой и вольфрамовой минерализации, сменяя друг друга на отдельных интервалах. На отдельных интервалах упомянутых дуговых разломов наблюдаются проявления и шлиховые ореолы ртути, реже — висмута.

Южно-Сихотэ-Алинский свод наложен на области Главного анти-

клинория, Главного синклинория, Прибрежного антиклинального поднятия и включает фрагмент Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Центральный структурный шов расчленяет его на две части.

На территории Южно-Сихотэ-Алинского свода преобладают флишеидные осадочные породы юрского, мелового, реже триасового и палеозойского возраста. В его пределах также широко распространены обширные поля вулкаников Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, положение которых контролируется здесь внутренними дислокациями сводов. Изверженные породы приурочены в основном к периферии свода, образуя несколько дуговых поясов.

Южная часть свода осложнена небольшим дочерним Фурмановским сводом. Оба свода играют важную роль в зональном размещении оловянной, вольфрамовой, полиметаллической, молибденовой и ртутной минерализации.

В центральной части ядра Южно-Сихотэ-Алинского свода рудная минерализация практически отсутствует, но в обрамляющей ее концентрической полосе шириной 15-20 км сосредоточены месторождения касситерит-сульфидной формации, богатые пирротинном, сфалеритом, галенитом, карбонатами марганца, железа и кальция и содержащие лишь незначительные количества турмалина и хлорита (Смирновское, Дальнее, Даджинское, Встречное, Южное, Верхне-Иманское). Большая часть этих месторождений приурочена или располагается в соседстве с небольшими купольными поднятиями, в пределах которых наблюдается интенсивное ороговывание (биотитизация) пород, а иногда также обнажаются изверженные породы и небольшие грейзеновые проявления.

Перечисленные месторождения, кроме Южного, во многом аналогичны месторождениям, локализованным в пределах Средне-Сихотэ-Алинского свода, но отличаются несколько более сложным составом. Так, на Дальнем и Смирновском месторождениях устанавливаются следующие стадии минерализации: 1) грейзеновая с касситеритом (на Смирновском месторождении эта стадия минерализации проявлена на северо-западном фланге рудного поля, на Дальнем - в пределах месторождения); 2) касситерит-арсенопирит-кварцевая; 3) пирротиновая с подчиненным количеством халькопирита, сфалерита, арсенопирита и рассеянным мелким касситеритом; 4) галенит-сфалерит-карбонатная с небольшим количеством тонкоиглольчатого бесцветного касситерита; 5) арсенопирит-кальцит-кварцевая; 6) пирротин-хлорит-доломитовая (с пластинчатым пирротинном и небольшим количеством станнина); 7) кальцитовая с глинистыми минералами, флюоритом и тонкозернистым пиритом. Отложения минеральных ассоциаций первых трех стадий минерализации сопровождаются образованием серицит-кварцевых метасоматитов, а пятой - хлоритизацией вмещающих пород.

На нижних горизонтах Смирновского месторождения установлены касситерит-кварц-хлоритовые прожилки, секущие сульфиды, что связано, по-видимому, с новым этапом рудообразования.

Месторождение Южное характеризуется наличием дорудных скарлоидов и широким развитием силикатов марганца (бустамита, пироксмангита, роционита и других), распространенностью в рудах джемсонита и минералов серебра, наибольшим количеством пирротина.

К зоне с касситерит-сульфидными месторождениями примыкает широкая (до 40 км шириной) зона месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации (месторождения Октябрьского рудного узла и Кавалеровского района). Среди последних преобладают месторождения хлоритового типа, но на участке пересечения свода широтной Кавалерово-Дальнегорской рудоконцентрирующей структурой появляются и касситерит-турмалиновые (Дубровское, Хрустальное, Верхне-Киндухинское и другие). Особенности этих месторождений неоднократно освещались в литературе. Отметим только, что месторождения хлоритового типа отличаются от турмалиновых более широким распространением среди сульфидов галенита, сфалерита и иногда арсенопирита, а также наличием магнетита и гематита.

Рудоотложение в турмалиновом типе сопровождается образованием турмалин-кварцевых и турмалиновых метасоматитов, в в хлоритовом типе — хлоритовых метасоматитов.

В пределах внешней зоны описанного свода, имеющей ширину 10-15 км, распространены месторождения касситерит-сульфидной формации или полиметаллические, нередко с оловом. В отличие от описанных выше касситерит-сульфидных месторождений внутренней зоны (Смирновского, Дальнего и других) месторождения внешней зоны обогащены сульфостаннатами, сульфосолями сурьмы, свинца и серебра, а также пиритом (Большое Синанчинское). Многие из этих месторождений расположены в эффузивах. Большая часть их ассоциирует с некками и дайками фельзитов, фельзит-порфиров.

В пределах Фурмановского свода широко распространены кислые эффузивные пороцы верхнемелового возраста, из-под которых обнажаются окна осадочных пород: песчаники и алевролиты юрского-мелового возраста.

Зональное распределение минерализации в пределах свода частично рассмотрено И.К. Волчанской [12]. Она считает, что в ядре свода сосредоточены проявления касситерит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой формаций. К ядру примыкает узкая зона с месторождениями касситерит-силикатно-сульфидной формации преимущественно турмалинового типа (Лучистое, Нижнее и другие более мелкие).

Далее от центра свода следует довольно широкая зона касситерит-сульфидных месторождений (Юбилейное, месторождения Щербаковского рудного узла, Лазовское и другие). Большая часть этих месторождений расположена в окнах осадочных пород. Их размещение контролируется дуговыми и радиальными разломами, а чаще узлами их пересечений. Все эти месторождения близки к описанным выше Дальнему, Смирновскому, Зимнему и др.

Месторождения Щербаковского рудного узла характеризуются проявлением как ранней касситерит-кварцевой стадии минерализации,

так и более поздней, наложенной на сульфидные жилы, касситерит-кварцевой с флюоритом и мусковитом минерализации.

По периферии Фурмановского свода развиваются поля с молибденовой минерализацией (отдельные эндогенные проявления кварц-молибденитовой формации, связанные с гранитными телами, а также шлиховые и литогеохимические ореолы). Молибденовые проявления отмечаются также вблизи Центрального структурного шва и в пределах отдельных дуговых разломов.

В крайней восточной части Южно-Сихотэ-Алинского свода прослеживается пояс полиметаллических месторождений и рудопроявлений, имеющий форму дуги, обращенной выпуклостью в сторону материка. Ширина пояса 10–15 км, длина 180 км. Пояс начинается на севере между мысами Страшным и Егорова, и прослеживается на юго-запад вдоль течения рек Куналейки, Большой Черемуховой, верховьев рек Рудной, Высокогорной и Зеркальной. В верховьях последней пояс плавно поворачивает на юго-восток и заканчивается между бухтами Ольга и Владимир, доходя здесь до Японского моря.

Почти на всем протяжении пояс располагается в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Наиболее интересный рудный район пояса – Дальнегорский приурочен к окну юрских и палеозойских осадочных пород среди эффузивов. Здесь известны скарново-полиметаллические и жильные галенит-сфалеритовые месторождения. Упомянутый район находится в участке пересечения полиметаллического пояса с широтной рудоконцентрирующей Дальнегорско-Кавалеровской структурой.

Вторым районом развития полиметаллических месторождений пояса является Ольгинский, также приуроченный к окну палеозойских осадочных пород. Помимо полиметаллических, здесь известны многочисленные скарново-железорудные, а также грейзеновые оловорудные проявления. Полиметаллические проявления района относятся к скарновому, реже к кварцево-жильному типам. Многочисленные полиметаллические проявления известны и в эффузивах. Многие из них содержат висмут и медь.

Западный сегмент Южно-Сихотэ-Алинского свода, расположенный за пределами Центрального структурного шва, отличается резким ослаблением эндогенной минерализации. Изолированный оловорудный узел с месторождениями касситерит-силикатно-сульфидной формации (Кировское и Распашное месторождения) расположен в крайней западной части свода в пределах крупного выкола, отделенного на крыле свода дуговым разломом. Западное обрамление свода трассируется интенсивными шлиховыми ореолами и отдельными эндогенными проявлениями ртути, вольфрама и реже молибдена.

Сравнивая характер рудоносности сводовых поднятий Сихотэ-Алиня, прежде всего подчеркнем, что общим является здесь концентрическая форма металлогенических зон. Однако секущий своды Центральный шов и общая асимметрия строения сводов (выражающаяся в преобладании вулканогенных фаций на востоке и интрузивных на западе) частично нарушают эту стройную закономерность.

Эта асимметрия, по-видимому, и была причиной того, что большинство исследователей ранее выделяли в Сихотэ-Алине лишь линейные металлогенические зоны север-северо-восточного простирания. Приведенные материалы однозначно свидетельствуют о том, что концентрический характер зональности является основным. Интересно, что взаиморасположение металлогенических зон разного состава сходно в пределах различных сводов. Действительно, концентрические зоны касситерито-сульфидной минерализации повторяются дважды в пределах каждого свода, причем внешние зоны включают месторождения более сложного состава (обогащенные сульфосолями и др.). В каждом случае касситерит-сульфидные зоны разделены касситерит-силикатно-сульфидной минерализацией. Во внешних периферических частях сводов получают развитие зоны вольфрамовой, молибденовой, ртутной и другой минерализации. Установленные закономерности уже сейчас могут быть использованы для прогнозов распространения различных типов минерализации. Ряд вновь возникших вопросов требует специальных исследований для своего разрешения. В их числе выяснение причин проявления касситерит-сульфидной и другой минерализации в определенных зонах сводов, возможной связи между горизонтальной и вертикальной зональностью оруденения или выяснение пространственной схемы зональности, а также вопрос о возможности двукратного проявления касситерит-сульфидного оруденения и по вертикали.

В свете выявленных закономерностей с новых позиций могут быть рассмотрены вопросы происхождения разных типов оруденения. Так, месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций, тяготеющие к центральным частям сводов, связаны, по-видимому, с наименее глубинными источниками рудообразования, а месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации — с более глубинным источником: они чрезвычайно богаты элементами фемических магм — магнием и железом, а в ряде случаев и бором. Последний (в виде турмалина) особенно интенсивно проявляется в участках пересечения зон с касситерит-силикатной минерализацией рудоконцентрирующими широтными структурами, т.е. в наиболее проницаемых для глубинных эманаций участках. Роль сульфидов в них увеличивается по направлению к периферии сводов и иногда они сменяются касситерит-сульфидными месторождениями, уже не содержащими силикатов железа и магния.

По-видимому, различные источники рудообразования следует предполагать и для месторождений вольфрама, которые отчетливо концентрируются в двух типах зон: в центральных частях сводов (или отдельных приподнятых блоках) и в пределах узких зон по периферии сводов, где они ассоциируют или чередуются с месторождениями молибдена и ртути.

Для проявлений двух последних элементов характерна приуроченность не только к периферии сводов, но и к другим структурам наиболее глубинного заложения — Центральному и Прибрежному структурным швам. Здесь эти месторождения ассоциируют с габброидами и сопровождаются медной минерализацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования последних лет, в том числе проведенные с учетом материалов дешифрирования космических снимков, позволили выделить в Приморье целую иерархию наложенных и поперечных структур. Среди них отчетливо различаются два главных типа: а) долгоживущие линейные сквозные; б) новообразованные сводово-глыбовые и очаговые структуры. Здесь мы уделили главное внимание сводово-глыбовым структурам, возникшим в этап позднемеловой-палеогеновой перестройки региона.

Как сквозные, так и сводово-глыбовые дислокации играли решающую роль в постскладчатой истории региона, предопределяя характер проявления магматизма и минерализации на этой площади. Сводово-глыбовые структуры, как это уже известно на примере других регионов (Забайкалье, Средняя Азия и др.), являются типоморфными структурами орогенных этапов развития земной коры. Они представляют собой принципиально новые структурные элементы, резко наложенные на складчатые структуры предыдущих эпох. В Приморье рассмотренные своды унаследованно развивались, начиная с сеноман-турона в течение верхнемелового-кайнозойского времени. Эти орогенные структуры были выявлены благодаря применению такого комплекса методов, как морфоструктурный анализ, дешифрирование космических снимков, палеоструктурные построения, анализ геофизических данных, разрывной тектоники, пространственного положения интрузивных образований, особенностей петро- и геохимической зональности магматических комплексов. Развитие сводов сопровождалось образованием радиально-концентрической и дуговой систем внутренних разрывных дислокаций, которые определили позицию и форму вулканотектонических депрессий Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, поясов даек интрузивов верхнемелового и палеогенового возраста, латеральную петро- и геохимическую зональность эффузивов и интрузивов. Установлена также латеральная концентрическая зональность в размещении синхронно образующихся формационных типов вулканитов. Так, например, нецифференцированные кислые вулканиты позднего мела сменяются на периферии сводов контрастно дифференцированными синхронными андезит-липаритовыми толщами. Все это достаточно отчетливо указывает на причинную связь процессов магматизма и сводообразования, проявившихся в орогенный этап развития Приморья. Чрезвычайно важное влияние сводово-глыбовые поднятия оказывали на локализацию оруденения верхнемелового и палеогенового возраста, определяя концентрическую зональность в размещении специализированных металлогенических зон.

Характерно влияние радиально-концентрических внутренних дислокаций развивавшихся сводов на размещение разных типов минерализации всех этапов эндогенного оруденения, которые имели место в Сихотэ-Алине в течение мела и палеогена. При этом взаиморасположение металлогенических зон разного состава оказывается идентичным в разных сводах.

Иное структурно-металлогеническое значение имеют долгоживущие линейные системы сквозных разломов фундамента особенно широтного и меридионального простирания. С одной стороны, как это показано выше, они являются барьерными структурами, разграничивающими крупные блоки земной коры, которые отличаются разным характером магматизма. При этом, как правило, магматизм самих сквозных линейных структур отличается от магматизма окружающих "фоновых" ареалов и в количественном, и в качественном отношении. С другой стороны, некоторые линейные системы разломов представляют собой рудоконцентрирующие структуры, которые определяли локализацию наиболее крупных рудных объектов.

Реконструкция наложенных и поперечных структур открывает новые пути для металлогенического анализа и прогноза оруденения.

Выявление концентрического характера металлогенических зон, которые контролируются сводовыми поднятиями, позволяет перейти к реконструкции объемного положения этих зон и к глубинному прогнозу типов оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А. Магматические аномалии и проявление первичных очаговых структур в Сихотэ-Алине. - В кн.: Актуальные вопросы современной петрологии. М.: Наука, 1974.
2. Баскина В.А., Курчавов М.А. Магматизм сквозных зон нарушений Приморья и магматические индикаторы рудоконцентрирующих структур. - В кн.: Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977.
3. Бевзенко П.Е. К систематике и номенклатуре гранитоидных пород складчатых областей Дальнего Востока. - Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2.
4. Белогуб В.Н., Шапочка И.И., Романовский Н.П. Место мезозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным). - В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
5. Берсенев И.И. Главнейшие разломы. - В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. XXXII, ч. I.
6. Берсенев И.И., Кулинич Р.Г. Приморье. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
7. Болохонцев Е.В., Уфимцев Г.Р. Анализ планового рисунка гидро-сети при изучении морфоструктур Дальнего Востока. - В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973.
8. Бурьянова И.З., Фаворская М.А. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 12.
9. Быковская Е.В., Блюменштейн Э.И. Новые данные о потенциальной рудоносности кислых вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
10. Валуй Г.А., Овчарек Э.С. Абсолютный возраст гранитоидов прибрежной зоны Приморья. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
11. Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976.

12. Волчанская И.К. Морфоструктурные построения и особенности локализации некоторых рудных узлов Приморья. — В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972.
13. Волчанская И.К. Структурный анализ рельефа при изучении рудных районов и узлов Сихотэ-Алиния. — Вопросы географии, сб. 92, 1973.
14. Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975.
15. Говоров Н.Н., Левашов Г.Б. О тектоническом положении поздне-меловых-палеогеновых гранитоидных серий Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
16. Граменицкая Н.А. Роль разрывных нарушений при заложении речных долин в Сихотэ-Алинской складчатой области. — В кн.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
17. Грачев А.А., Левашов Г.Б., Стрижкова А.А. Калий-аргоновая датировка поздне-меловых гранитоидов из различных геоструктурных зон Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
18. Гуревич Е.М., Тимошин А.И. Некоторые особенности магматизма бассейна среднего течения р. Фудзин. — Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1968, № 6.
19. Иванов Б.А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиния. Иркутск, 1961.
20. Иванов Б.А. Схема проявления разновременных деформаций в Приморье. — Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1963, № 4.
21. Иванов В.С. Петрологические особенности поздне-мезозойских ассоциаций интрузивных пород Среднего Сихотэ-Алиния. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
22. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974.
23. Изох Э.П. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиния и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., 1967.
24. Изох Э.П., Колмак Л.М. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиния. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
25. Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
26. Красный Л.И., Андреев Б.А. Геологическое строение, глубинные структуры и история развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.
27. Кулинич Р.Г. Геофизические поля Сихотэ-Алиния и их геологическая интерпретация. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. — Труды СахКНИИ, Южно-Сахалинск, 1972, вып. 33.
28. Кулаков А.П. О развитии в четвертичный период береговых линий Охотского и Японского морей. — В кн.: Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972.
29. Курдюков К.В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принцип ее составления. — Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1962, № 27.
30. Лаврик Н.И. Структура рудного поля и элементы зональности минера-

- лизации месторождения Тернистого. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М., 1971.
31. Левашов Г.Б., Голубева Э.Д., Говоров И.Н. Вольфрам в основных, средних и кислых вулканитах континентальной части Тихоокеанского пояса (на примере Сихотэ-Алиня). — Докл. АН СССР, 1974, 214, № 2.
 32. Лишневский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. — Геотектоника, 1965, № 3.
 33. Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.
 34. Лишневский Э.Н., Шевченко В.К. Опыт выделения и классификации морфоструктур по особенностям строения земной коры (на примере мезозоя Дальнего Востока). — Геоморфология, 1974, № 2.
 35. Молчанова Т.В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, 1973, № 1.
 36. Орлова А.В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М.: Недра, 1968.
 37. Остроумов Р.Е. Дугообразные разломы Тетюхинского и смежных с ними районов Приморья и их роль в размещении эндогенной минерализации. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 38. Павлов Е.С. Новые данные о закономерностях размещения эндогенного оруденения в Приморье. — Докл. АН СССР, 1963, 153, № 2.
 39. Парфенов Л.Н., Рейнлиб Э.А. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока. — Докл. АН СССР, 1976, 227, № 3.
 40. Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
 41. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. — Сов. геология, 1956, № 53.
 42. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. Арму-Иманская и Кемская структурно-фациальные подзоны и разделяющий их дуговой разлом. — Сов. геология, 1967, № 1.
 43. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. О дуговых разломах Приморья и их металлогеническом значении. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск, 1975.
 44. Руб М.Г. Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья. — Сов. геология, 1969, № 4.
 45. Руб М.Г. Особенности состава оловоносных и вольфрамоносных магматических комплексов и использование их при поисках месторождений. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975.
 46. Салун С.А. Тектоника позднемиоценовых и кайнозойских вулканических и континентальных образований Сихотэ-Алинской области. — В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
 47. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972.
 48. Симонов Ю.Г., Лукашев А.А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур Юго-Восточного Забайкалья. — Зап. Забайк. отделение геогр. о-ва СССР, 1963, вып. 21.

49. Стрижкова А.А. Особенности петрографии и геохимии гранитных штоков Арму-Иманского района. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
50. Сухов В.И. Вулканоогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975.
51. Татарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971.
52. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Полякова О.П. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение. — Сов. геология, 1969, № 12.
53. Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1973, т. 10.
54. Томсон И.Н. Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1977.
55. Фаворская М.А. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 45.
56. Фаворская М.А., Томсон И.Н. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — Сов. геология, 1968, № 10.
57. Философов В.П. Краткое руководство к морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во СГУ, 1960.
58. Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. М., 1968.
59. Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск: Изд-во ТГУ, 1972.
60. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во ТГУ, 1972.
61. Худяков Г.И. О морфоструктурном районировании южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968.
62. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока: (Вопросы теории). М.: Наука, 1977.
63. Чемеенков Ю.Ф. Геоморфология Приамурья и смежных территорий. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
64. Шапочка И.И., Сапожникова Е.И., Фаворская М.А. О соотношении морфоструктур юга Хабаровского края с геофизическими аномалиями и некоторые металлогенические обобщения. — В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972.
65. Шубина И.Г., Аристархова Л.Б. Методика восстановления "первичного" тектонического рельефа по топографической карте. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1965, вып. 2.
66. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. (Сер. "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока").

*Ю. Г. Сафонов, Ю. И. Булавский,
В. И. Завалин, С. В. Порошин*

ПЕРВЫЙ ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Представления о структурах конкретных месторождений и рудных полей в настоящее время остаются в значительной мере схематичными. Это объясняется естественной фрагментарностью структурных наблюдений, обусловленной ограниченной обнаженностью и вскрытостью рудных полей, замаскированным проявлением структурных элементов на земной поверхности.

Основное место в детальных геологоструктурных исследованиях занимают рудные тела и рудоносные структурные элементы, локальные в своем проявлении. Рудоконтролирующие структурные элементы, представленные структурами нескольких порядков, как правило, трактуются неоднозначно, с достоверностью все меньшей по мере перехода к структурам низших порядков. Их взаимосвязи с рудоносными структурными элементами непосредственно не прослеживаются, вследствие чего гипотетичность представлений об этих связях неизбежна. В силу тех же естественных причин недостаточно разработаны представления об общей структуре месторождений и рудных полей, их площадном и объемном выражении. Отсюда вытекают, в частности, трудности в определении границ рудных полей и месторождений, недостаточный прогресс в разработке научных основ прогноза скрытого оруденения.

Появление космических фотоснимков, несущих большую структурную информацию, открывает новые пути в решении указанных проблем.

Высокая обзорность космических снимков, определяемая охватом каждым из них территорий рудных районов и областей, генерализация элементов фотоизображения, т.е. проявление на снимке определенных для данного масштаба совокупностей структурных элементов, наряду с возможностями дешифрирования отдельных элементов размерами от нескольких десятков до сотен метров позволяет полагать, что космические снимки найдут широкое применение не только в глобальных и региональных, но и в крупномасштабных геологоструктурных исследованиях, создающих основы локального прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Качественно новую информацию представляют многозональные космические съемки, позволяющие идентифицировать породы по спектрам отражения, а также проследивать их определенные разновидности по спектрам элементиндикаторов. Сочетание геологоструктурного дешифрирования с анализом спектральных характеристик рудовмещающих пород открывают перспективы в использовании космических снимков при решении задач рудной геологии.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ В КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Обзор проводимых исследований и перспективы их развития

Опубликованные данные об использовании космических снимков при решении локальных геологоструктурных задач весьма ограничены. Они в основном характеризуют возможности эффективного использования космических снимков для прослеживания известных и выявления новых разрывных нарушений, оконтуривания массивов интрузивных пород некоторых типов, а также для расшифровки складчатой структуры, прослеживания определенных горизонтов пород, при изучении вулканических аппаратов и других структурных элементов [2, 7, 16]. Реже изучение названных структурных элементов связывается с исследованием закономерностей положения и строения рудных полей и месторождений, хотя во многих работах указывается на несомненную целесообразность использования снимков при прогнозировании оруденения [2, 15].

Конкретный опыт применения космоснимков для прогнозирования рудных месторождений в настоящее время накапливается как советскими, так и американскими исследователями.

В работах американских авторов и других зарубежных исследователей отчетливо определились две основные тенденции в применении космоснимков для решения задач геологии рудных месторождений.

1. Получение информации о геологоструктурной позиции месторождений и определение перспективных рудоносных площадей по аналогии геологической ситуации.

2. Изучение спектральных образов определенных типов месторождений и последующее выявление перспективных рудоносных площадей также по принципу аналогии.

В некоторых работах эти подходы совмещаются.

Основными материалами, используемыми зарубежными авторами, являются телевизионные изображения земной поверхности в масштабах 1:250 000 – 1 000 000, получаемые с помощью сканирующей оптикомеханической установки МСС и телевизионной аппаратуры на специализированных спутниках Ландсет-1, Ландсет-2 [17, 18]. Один снимок Ландсет-1 масштаба 1:1 000 000 размером 18,5 × 18,5 см охватывает площадь 34000 км², что позволяет распространять выявляемые на тестовых участках индикационные признаки рудоносных площадей на территорию рудных областей и провинций. Используются черно-белые моноспектральные снимки, а также изображения, получаемые в одной из узких зон спектра. Мультиспектральный сканер МСС позволяет получать изображения в интервалах 0,5–0,6 мкм (зона 4), 0,6–0,7 мкм (зона 8), 0,7–0,8 мкм (зона 6), 0,8–1,1 мкм (зона 7) видимой и ближней инфракрасной областей спектра. Информативность изображений в различных зонах

спектра неодинакова. Обработка снимков, получаемых в черно-белом и цветном вариантах, производится визуально и с помощью специальной аппаратуры для определения спектральных яркостей различных объектов, определения соотношений яркостных характеристик объектов в различных зонах спектра и т.д. Пространственное разрешение снимков измеряется десятками — сотнями метров: для спектральнозональных изображений площадное разрешение составляет примерно 4000 м^2 .

Основная масса информации о геологоструктурной позиции рудных полей и месторождений относится к установлению их связей с разломами. Главный тезис опубликованных работ американских и других зарубежных исследователей заключается в следующем: космические снимки показывают приуроченность различных гидротермальных месторождений к зонам крупных разломов, к узлам сочленения и пересечения разноориентированных разрывных нарушений, значительная часть которых не была установлена при наземном картировании. Основанием для таких выводов служат работы в штатах Колорадо, Невада, Калифорния, Аляска и других территориях США, а также исследования в Мексике, Центральной Франции и других районах [17, 18].

Наиболее интересными опытами изучения спектральных образов месторождений являются работы в районах развития медного оруденения, а также малоглубинных золоторудных месторождений, маркирующихся контрастными полями гидротермально-измененных пород и зонами вторичного изменения. Положительные результаты получены при работах в штатах Невада и Аризона (США), на территории Пакистана.

Для выявления ореолов измененных пород используются главным образом синтезированные цветные изображения по снимкам в различных зонах спектра, условные изображения по отношениям спектральных яркостных характеристик в двух зонах спектра, а также цветные и черно-белые фотоснимки. Достаточно уверенно распознаются поля аргиллизированных пород, вторичных кварцитов, пропицитов, участки развития лимонитизированных пород.

Работы советских исследователей развиваются примерно в тех же направлениях. Вместе с тем в нашей стране большое внимание уделяется изучению специфических рудоконтролирующих структур и выяснению природы разнородных рудоконтролирующих структурных элементов [9, 14]. Для этих целей привлекаются и специальные методики — морфоструктурный анализ, изучение густоты сети разрывных нарушений и т.д. [9]. Советские исследователи в отличие от зарубежных в основном используют фотоснимки, среди которых в последнее время значительное место занимают спектральнозональные снимки. Отличаясь от телевизионных и сканерных изображений повышенной разрешающей способностью, фотоснимки, очевидно, будут служить основным материалом крупномасштабных геологоструктурных исследований и в ближайшем будущем.

Экспериментальные работы по фотосъемке шестиобъективным

аппаратом МКФ-6, выполненные экипажем корабля "Союз-22" В.Ф. Бьковским и В.В. Аксеновым, свидетельствуют о высокой эффективности подобных съемок. Фотосъемка осуществлялась в общем диапазоне длин волн 480-840 нм, с одновременной фиксацией изображения в четырех каналах видимой области спектра и двух инфракрасных [3]. Ширина полосы спектра в каждом из каналов 40-100 нм. Съемки в видимой части спектра обеспечивали разрешение 20 м (160 пар линий в мм в центре снимка), в инфракрасной части спектра разрешение составило 80-100 м (60 пар линий на 1 мм). Каждый кадр МКФ-6 охватывает территорию размером 160×110 км, т.е. площадь примерно 18 000 км². [3].

В настоящее время нельзя полностью определить круг локальных геологических объектов, распознавание, а следовательно, и изучение которых возможно с помощью космических снимков. Из опубликованных работ с очевидностью следует, что для районов, различающихся по геологическому строению и ландшафтной принадлежности, космические съемки представляют неодинаковую информацию. В различных ландшафтных зонах одни и те же структурные элементы характеризуются неодинаковыми индикационными признаками. Учитывая многообразие и специфику проявления структурных элементов, зависящую от геологического развития территорий, можно полагать, что к созданию сколько-нибудь унифицированных классификаций критериев распознавания на космических снимках локальных геологических объектов, очевидно, и не следует стремиться. Это не означает отказа от разработки общих методик распознавания и анализа локальных структур, а лишь подчеркивает необходимость обработки крупномасштабных космических снимков на реальной геологической основе с учетом географических особенностей территории.

В настоящее время основной объем структурной информации, получаемой при дешифрировании космических снимков, составляют данные о разломах. Однако использование этой информации для целей геологии рудных месторождений, как видно из приведенного выше обзора, базируется пока на эмпирической основе. К тому же достоверность выявления по снимкам новых разломов показывается сравнительно редко.

Американские исследователи при дешифрировании линейных аномалий выделяют "линеаменты", "разломы", "следы разрывов", подчеркивая в первую очередь их различие по протяженности, ширине зон, четкости выражения. В отечественной литературе, помимо выделения разломов, линеаментов, дешифрируемых по линейным отрицательным формам рельефа, линейным элементам гидросети и т.д., часто описываются "трещины", к которым относятся линейные структурные элементы протяжением в сотни метров.

В структурной геологии, как известно, классификации разрывных нарушений имеют достаточно конкретное содержание, которое пока в малой мере используется при обработке и интерпретации информации, получаемой с космических снимков.

Для решения вопросов геологии рудных месторождений коррект-

ная интерпретация результатов дешифрирования линейных элементов космических изображений земной поверхности особенно важна. Разработка теоретических основ изучения разрывной тектоники с использованием космических снимков представляется одной из важных и перспективных задач "космической геологии" [13]. Перспективность этих работ вытекает из фактичности данных, представляемых космическими съемками, из возможностей расшифровки взаимосвязей различных разрывных структур, установления глубинности их заложения и особенностей проявления в различных структурных этажах и ярусах.

С этими исследованиями тесно связывается дальнейший прогресс в изучении геологоструктурной позиции месторождений и рудных полей и в выявлении общих закономерностей размещения оруденения.

Другим перспективным направлением использования космоснимков в рудной геологии представляется разработка комплексных образов рудных месторождений и полей на основе данных по геометрии их строения и по спектральным характеристикам руд и вмещающих пород.

При всем многообразии структур рудных полей и месторождений в пределах рудных районов и областей обычно намечаются типовые (типоморфные) структуры, характерные для месторождений некоторых генетических типов. Построение на основе знаний о таких структурах геометрических образов месторождений для различных уровней эрозионного среза с одновременным выделением характерных разновидностей пород, различающихся по спектральным яркостным характеристикам в большей мере, чем применяемые в настоящее время нетипизированные аналоговые тесты, могут служить для целей выделения перспективных рудоносных площадей.

Эти цели, а также задачи извлечения из космических снимков дополнительной информации для расшифровки генезиса структур эндогенных рудных месторождений и полей, стоят и перед авторами настоящей работы.

Явной диспропорцией масштабов выполняемых наземных детальных геологоструктурных исследований и крупномасштабных космических съемок 1:500 - 1:50 000 и 1: 160 000 - 1:1 000 000, очевидно, объясняется то, что вопросы применения космических фотоснимков для рассматриваемых исследований почти не затрагиваются. Высококачественные увеличенные фотои изображения и общее высокое разрешение космофотоснимков уменьшают указанную диспропорцию, но не только ими обуславливается целесообразность использования космофотоснимков для решения задач изучения структуры рудных районов, полей и месторождений. Получение генерализированных фотоизображений, отражение на снимках скрытых глубинных структур [14] представляют новые возможности в исследовании структурного контроля оруденения и определяют необходимость преодоления "масштабных" преград для извлечения из космических фотоснимков качественно новой информации, не выявляемой наземными и аэрофотосъемочными работами.

ОБЪЕКТЫ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ВЫРАЖЕНИЯ

В исследованиях структур рудных полей и месторождений изучаются объекты трех условных масштабных категорий: 1) рудные тела, трещины, мелкие разрывы, слои и пласты пород, дайки и т.п., размеры которых в горизонтальном срезе составляют сантиметры – метры в поперечном сечении и метры – десятки метров по простиранию; 2) рудные тела, зоны разломов, зоны гидротермального изменения пород, пласты, горизонты, складки, магматические тела и т.п., измеряющиеся в тех же координатах десятками – сотнями метров соответственно; 3) рудные тела, горизонты, пачки и свиты пород, интрузивные массивы, вулканические аппараты, зоны разломов, складчатые структуры с размерами в сотни метров – километры.

Приведенное подразделение условно в связи с тем, что встречаются, например, рудные жилы мощностью до 1–2 м и протяженностью в первые километры и, наоборот, трубообразные тела в первые метры или десятки – сотни метров в диаметре. Для поставленных целей важным представляется учет минимальных параметров геологических тел, позволяющий видеть, что объекты 1-й масштабной категории не распознаваемы на космическом снимке, объекты 2-й категории составляют промежуточную группу распознаваемых объектов на пределе сегодняшнего разрешения снимков, уверенное распознавание объектов 3-й категории возможно при наличии соответствующих индикационных признаков. Полная характеристика упомянутых распознаваемых объектов, представляющих разнородные геологические образования, к тому же неодинаково проявляющиеся в различных ландшафтных зонах, в рамках ограниченной по объему работы невозможна. В связи с этим мы ограничимся рассмотрением принципов разрабатываемого подхода к анализу объектов, в основном на примере некоторых групп эндогенных рудных месторождений и с освещением, главным образом, геологической стороны проблемы.

Магматические эндогенные месторождения большей частью представлены крупными массивами интрузивных пород ультраосновного состава, как показывает практика, контрастно выделяющимися на снимке по фототону, "текстуре" изображения, цвету [17, 18]. Заключенные в интрузивные породы, рудные тела значительны по размерам (3-й – 2-й масштабные уровни), однако они часто имеют пластовую форму и пологое залегание. В их составе нередко преобладают породообразующие минералы. Рудные минералы по своей окраске в одних случаях могут приводить к цветовым и фотоплотностным аномалиям (сульфиды, хромиты в серпентинитах), в других (титаномагнетиты) последние не наблюдаются. Отсутствие других четко выраженных критериев контроля оруденения, кроме литологических, и малая вероятность отображения на обычных снимках рудных тел, обусловленная их оптическими свойствами и особенностями залегания, определяют использование снимков в основном для оконтуривания массивов, а также для уточнения их морфологии и струк-

турной позиции. Не исключено, что снимки представляют возможность выявления интрузивных массивов, скрытых под породами кровли ограниченной мощности. Это предположение основывается на известных фактах развития структур обрушения, проседания пород над апикальными частями нескрытых интрузивов. Индикационными признаками таких структур на КС могут быть сетчатые разрывные нарушения в полях овальной формы и т.д.

Для большой группы месторождений, связанных с интрузивными массивами щелочных и кислых пород, карбонатитами, редкометалльными альбититами, определенные индикационные признаки наметить трудно. Однако использование снимков при изучении структурного положения массивов, их оконтуривании в определенных условиях может быть эффективным как и для рассмотренной выше группы месторождений.

Группа скарновых месторождений с крупными скарновыми телами (2-3-й масштабные уровни), контрастно отличающимися от карбонатных пород и в меньшей степени от гранитоидов, к контактам которых они приурочиваются, очевидно должна быть отнесена к тем объектам, для изучения которых космические снимки могут представить значительную дополнительную информацию. Вместе с тем высокие яркостные характеристики карбонатных пород, как показал опыт использования космофотоснимков для изучения Кармазарского района, заметно снижают отображение (на обычных черно-белых снимках) среди этих пород каких-либо других образований — магматических тел, скарнов, разрывных нарушений. По-видимому, более широкие возможности для исследования скарноворудных полей открывает использование спектрзональных снимков. Американские исследователи отмечают, что снимки в зеленой области спектра позволяют отличать доломиты от известняков [3].

Можно ожидать, что и разрывные нарушения, маркируемые дайковыми телами, скоплениями силикатных минералов, а также контакты интрузивных массивов, будут дешифрироваться на крупномасштабных спектрзональных снимках более уверенно.

Большая группа разнообразных гидротермальных месторождений характеризуется геологическими элементами всех трех названных масштабных уровней. Рудные тела медно-порфировых и других месторождений, имеющие форму штокверков, зон и залежей с прожилково-вкрапленной и сплошной метасоматической минерализацией, нередко по своим размерам относятся к распознаваемым объектам (2-3-й категории). При рассеянном распределении минерализации такие тела маркируются гидротермально-измененными породами и, как показывают опубликованные данные [3, 7] и опыт работ авторов, дешифрируются отчасти по черно-белым и цветным и более успешно по спектрзональным снимкам.

Жильные рудные тела лишь в редких случаях по своим параметрам могут быть отнесены к распознаваемым объектам. Мощность отдельных жил (со свинцово-цинковой, медной, золотой минерализацией) редко превышает 1-2 м при протяжении в десятки и сотни

метров. Тем не менее космические снимки могут оказаться полезными при прослеживании жильных тел в случае проявления на месторождении серий субпараллельных жил с расстояниями между отдельными жилами в десятки — сотни метров. В этих случаях на снимке отражается совокупность жил в виде единой зоны. Проявление на фотоснимках жильных тел объясняется в первую очередь отражательными свойствами кварцевых агрегатов; устойчивость кварцевых тел к выветриванию обуславливает сохранение их на земной поверхности в виде узких гряд, либо концентрированных развалов, щебнисто-глыбовых шлейфов на склонах и т.д.

Практически для всех типов гидротермальных месторождений важным объектом структурных исследований рудных полей являются разрывные нарушения. Они могут быть представлены тектоническими швами с зонами гидротермального изменения и дробления пород мощностью в десятки и сотни метров со всей промежуточной гаммой разрывов. Проявление разрывных нарушений в рельефе, в ориентировке гидросети и в других линейных ландшафтных элементах, используемых при дешифрировании разломов на аэро- и космофотоснимках, зависит от степени дробления пород, их физических свойств, минерализованности и т.п. Эти зависимости сложны и, как отмечалось выше, проявляются неодинаково в районах с различным геологическим строением и в различных ландшафтных зонах, в связи с чем при изучении конкретных районов требуется разработка системы дешифровочных признаков разрывных нарушений. Использование имеющихся геологических данных о территории и наземные исследования ее позволяют применять снимки для прослеживания известных разрывных нарушений и выявления новых, в том числе замаскированных, на земной поверхности. С помощью снимков возможно выявление определенных совокупностей разрывов и трещиноватости, не отображаемых при обычном картировании.

Для понимания структуры рудного поля или (и) меторождения важным является выяснение ее главных черт, ее деформационной природы. В целом структуры гидротермальных месторождений подразделяются на тектонические, вулканотектонические и интрузивно-тектонические. Главными элементами тектонических структур выступают зоны разломов, тектонические блоки, складчато-блоковые и складчатые постройки и зоны пластических деформаций.

Определение этих элементов прямым образом зависит от изученности разрывных нарушений. Обоснование приуроченности месторождения к зоне крупного разлома, представленного *серией* сближенных разрывов, мощной зоной дробления, либо компактной маломощной зоной с четко выраженными опережающими нарушениями, предопределяет расшифровку условий локализации оруденения и возможные границы его распространения. Установление взаимосвязей разломов, ограничивающих площадь месторождения, и выделение тем самым рудоносного блока важно для решения тех же задач.

При изучении вулканотектонических и интрузивно-тектонических структур соответственно добавляются такие структурные элементы

как палеовулканические постройки: кальдеры, купола, экструзивы и интрузивные тела. Им в большей мере, чем тектоническим блокам, свойственны структуры центрального типа, когда рудоносные разрывные нарушения занимают закономерное положение относительно палеовулканического аппарата или интрузивного тела. Наряду с этим известны и сложные по своему строению вулканотектонические и интрузивотектонические постройки.

Приведенные характеристики рудных месторождений в основном относятся к их оптимальному эрозионному срезу. Задачи поисков скрытого оруденения определяют в настоящее время направленность структурных исследований на построение объемных моделей рудных полей и месторождений и выявление надрудных структурных и иных индикаторов.

Для части месторождений надрудные структурные формы имеют значительное площадное выражение — зоны трещиноватости, мульды проседания, тела надрудных метасоматитов, вулканические купола и т.д. В их выявлении космические снимки могут оказаться полезными.

Выяснение с помощью данных дешифрирования глубинности заложения геологических структур строится на применении последовательной серии крупно- и мелкомасштабных снимков и геолого-геофизических материалов, анализ которых позволяет определить положение рудоконтролирующих структур относительно основных глубинных тектонических зон рудного района.

Отражение на снимках структур глубинного заложения, не имеющих непосредственного (и концентрированного) выражения на поверхности, но фиксируемых геофизическими методами, очевидно связано с эффектом генерализации изображения. Скрытые зоны глубинных разломов, кольцевые, купольные, блоковые и иные структуры, погребенные под более молодыми отложениями, проявляются среди последних, даже если и не выступали в качестве активных тектонических элементов. Зоны мелких разрывов и трещиноватости, фациальные изменения пород, аномалии в залегании осадочных пород и напротив закономерное линейное размещение магматических тел — эти и другие структурные элементы часто являются индикаторами погребенных структур глубинного происхождения, активизировавшихся в той или иной степени в период рудообразования, либо пассивно влиявших на деформации пород в этот период. От установления связей оруденения с такими структурами зависит выяснение закономерностей пространственного размещения рудных месторождений, оценка перспективности рудоносных территорий.

Можно предполагать, что расшифровка глубин заложения рудоконтролирующих разломов позволит понять причины приуроченности многих рудных объектов к пересечениям зон разломов, о чем говорилось ранее. Как показывает опыт исследования постмагматических рудных месторождений, приуроченных к узлам пересечения разломов, эти разломы могут иметь разноглубинное заложение; одни из них выступали в качестве каналов поступления рудоносных растворов из

глубин, другие — рудоконтролирующими структурными элементами. В то же время закономерно и сонахождение различных систем разрывов, синхронных по времени образования и в равной мере влияющих на локализацию оруденения. Дополнительная информация об особенностях развития разрывных нарушений в рудных районах для изучения этих вопросов является очень важной.

Круг реальных объектов исследования, как и круг тематических вопросов изучения их взаимосвязей, важных для крупномасштабных геологоструктурных исследований, может быть расширен. Выше затронуты только некоторые аспекты этих работ, наиболее важные и, на наш взгляд, наиболее показательные в оценке эффективности характеризуемых исследований.

Более конкретную оценку некоторых возможностей, представляемых космическими фотоснимками для детальных геологоструктурных исследований, можно получить из первого опыта работ авторов на полигонных территориях.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ В КАРАМАЗАРСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Широко известный Карамазарский рудный район выбран для методических работ в связи с его детальной геологической изученностью и насыщенностью рудными месторождениями различного типа. Здесь на относительно небольшой площади (около 3 тыс. км²) встречаются пегматитовые, скарновые, гидротермальные месторождения полиметаллов, меди, висмута, железа и др., сосредоточенные в нескольких рудных узлах и рудных полях — Алмалыкском, Алтынтопканском, Адрасманском, Канджольском, Кансайском. Большая часть территории закартирована в самых крупных масштабах. Район хорошо обнажен.

В соответствии с общей целенаправленностью исследований основными задачами авторов являлись: 1) отработка методики использования космифотоснимков для уточнения геологоструктурного положения месторождений и рудных полей; 2) определение возможностей и путей использования космифотоснимков для изучения структуры рудных полей и месторождений, а также разработка методики распознавания последних по данным дешифрирования.

Авторами использовались материалы дешифрирования черно-белых фотоснимков, выполненных станцией "Салют-4", и увеличенные фотоизображения в диапазоне масштабов примерно от 1:1 000 000 до 1:200 000. Данные дешифрирования сопоставлялись с материалами геологического картирования и их обработки. Во время полевых работ изучалось выражение на местности различных структурных элементов рудных зон и комплексов пород. В проведенных работах участвовали Е.В. Акимова, С.И. Белоус, М.И. Сидякин. Исследования проводились с привлечением материалов Кайракумской КГРЭ Таджикского ГУ и в тесном контакте с сотрудниками указанной экспедиции. Результаты работ первого этапа исследований в основном на примере территории Юго-Западного Карамазара изложены ниже.

Вопросы методики дешифрирования космических снимков

Имеющийся опыт дешифрирования космических снимков показывает, что на них отображаются как простые по происхождению геологические объекты, так и совокупные геологические аномалии, которые обусловлены совместным проявлением поверхностных и глубинных процессов, геологическими, геофизическими и геохимическими явлениями.

В связи с этим основным принципом дешифрирования является вынесение на рабочие схемы максимального количества распознаваемых элементов фотоизображений. При идентификации исследуемых геологических объектов использовались как прямые, так и косвенные дешифровочные признаки. Первые вытекают из отображений на фотоснимках свойств самих геологических образований: формы, размеров, цвета (тона для черно-белых съемок), а также взаимного расположения объектов. К косвенным признакам относятся рельеф, гидрографическая сеть, ландшафтные комплексы (пустыни, ледники и пр.).

При дешифрировании по степени отчетливости или "резкости" проявления на фотоизображениях выделено две группы линейных структур, предположительно имеющих тектоническую природу: резкие — разломы и крупные трещины и нерезкие — мелкие разломы и трещины. Дешифровочные признаки структур обеих групп одинаковы.

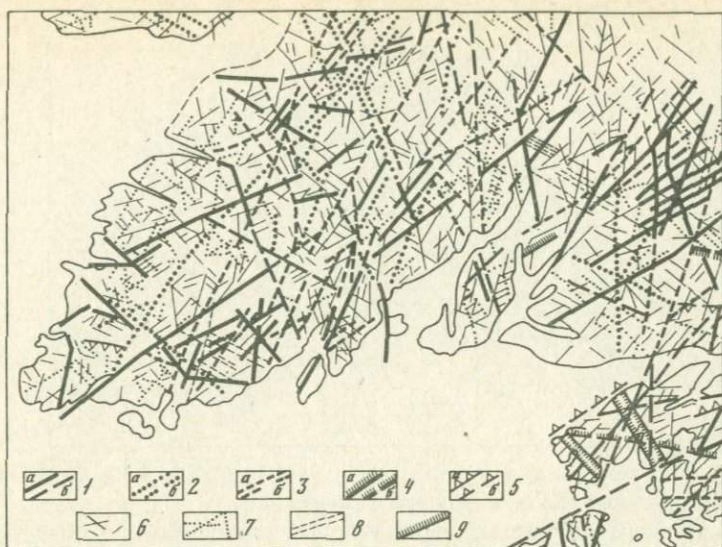
1. Спряmlенные участки гидросети. По этому признаку к первой группе отнесены протяженные (более 2 км) речные долины, характеризующиеся не только прямолинейными границами, но и "горизонтальным", в масштабе космического изображения, профилем, т.е. относительно сильно врезанные и проработанные. Сюда же отнесены системы протяженных речных долин, сближенных (перерывы между отрезками обычно не превышают половины длины этих отрезков, т.е. 1 км) и располагающихся в одну линию.

2. Линейно вытянутые отрицательные микроформы рельефа — мелкие водотоки, перегибы склонов, овраги, ложбины и др. длиной не более 0,5 км, обычно нормального профиля, склоны которых образуют между собой тупой угол, и V-образного профиля, типа "борозд", располагающихся на одной линии.

При дешифрировании к линейным структурам 1 группы, т.е. к разломам и крупным трещинам, отнесены также протяженные (более 4 км) системы линейно ориентированных микроформ рельефа. Как показали исследования, такие системы характеризуются примерно одинаковым строением и размерами составляющих их отрезков долин, обычно несколько более глубоко врезанных и более четких, чем в малопротяженных системах.

По имевшимся снимкам в числе других материалов по Карамазарскому району были подготовлены схемы линейных структурных элементов (фиг. 1); схемы кольцевых структур; схемы аномалий фототона (фиг. 2).

Из них наиболее информативными оказались схемы линейных структурных элементов. Схемы аномалий фототона весьма сложны и



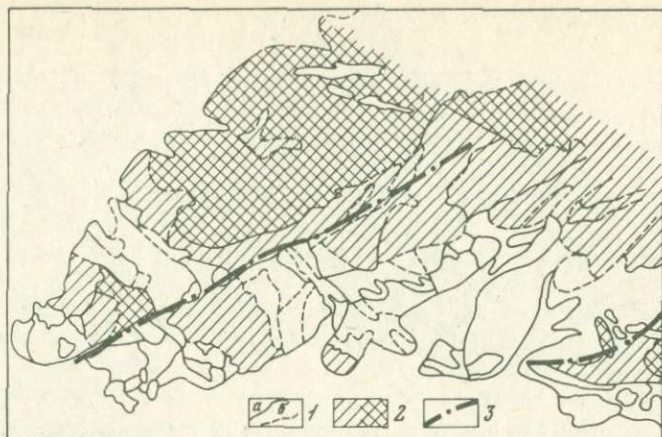
Фиг. 1. Схема дешифрирования линейных структурных элементов Юго-Западного Кармазара. Отсутствие дешифрированных элементов в части площади схем обусловлено ограниченностью фотоизображения в краевых частях снимков

1-5 - линейные структурные элементы (*a* - отчетливые, *b* - неотчетливые) выраженные: 1 - спрямленными участками долин рек, 2 - линейно вытянутыми отрицательными микроформами рельефа, 3 - узкими отрицательными формами рельефа типа "борозд", 4 - резким изменением фототона, 5 - тектоническими уступами; 6-9 - предполагаемые разрывные нарушения и зоны трещиноватости, подчеркиваемые: 6 - спрямленными участками долин мелких водотоков, 7 - линейно вытянутыми отрицательными микроформами рельефа, 8 - узкими отрицательными формами рельефа типа "борозд", 9 - неконтрастным изменением фототона

основываются в основном на разграничении большого количества малококонтрастных полей со сложными очертаниями, за исключением участков развития карбонатных пород и современных отложений. Из-за многочисленности аномалий и связанной с этим трудоемкости их рассмотрения ниже приводится крайне ограниченный разбор лишь некоторых из них.

Кольцевые и полукольцевые структуры выделяются в основном достаточно отчетливо. Однако интерпретация их генетической природы и идентификация требуют постановки специальных исследований и ниже не рассматриваются.

Основным методом оценки информативности космических снимков является прямое сопоставление различных схем дешифрирования с геологическими и геофизическими картами. При этом учитывается



Фиг. 2. Схема дешифрирования площадных аномалий на фотоизображении территории Юго-Западного Кармазара

1 - границы площадных аномалий: а - отчетливые, б - неотчетливые; 2 - площади, приближенно соответствующие выходам гранодиоритов кармазарского типа с выделением их некоторых фациальных разновидностей; 3 - узкие полосы фототона, соответствующие зонам гидротермально-измененных пород

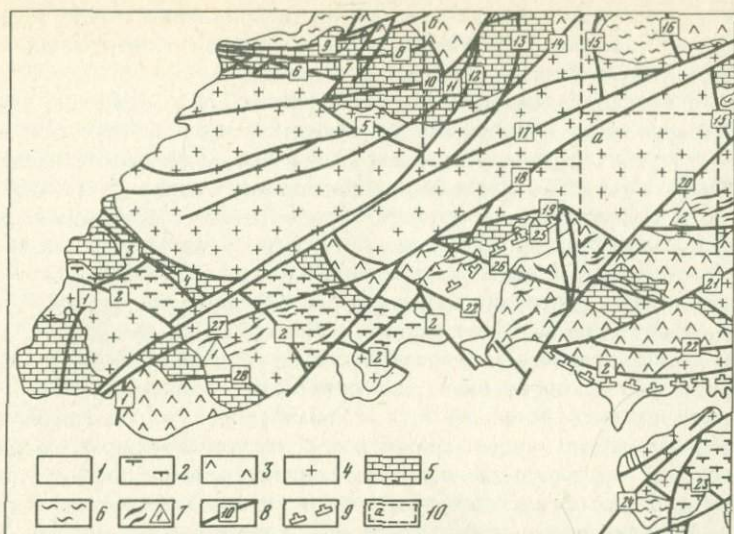
обоснованность картирования различных геологических элементов, выделяемых на картах.

Сопоставление картографических и дешифровочных материалов в значительной мере осложняется недостаточно строгим соблюдением масштаба при космической съемке и увеличении фотоснимков. Приведение материалов к одному масштабу - весьма трудоемкая задача. И хотя используемые материалы не были полностью трансформированы в единый масштаб, достигнутое совпадение вполне удовлетворительно для рассмотрения таких вопросов, как проявление основных рудоконтролирующих разломов; закономерности распространения мелких разрывов и трещин; положение некоторых кольцевых структур; проявление основных литологических разновидностей пород.

Для анализа информативности космических снимков структурные элементы были расклассифицированы по масштабу и характеру выражения. Линейные разрывные структуры разделены на 4 группы: 1) крупные рудоконтролирующие разломы; 2) дайковые пояса; 3) мелкие разрывные нарушения; 4) зоны трещиноватости.

Крупные разломы характеризуются, как правило, протяженностью от нескольких километров до десятков километров и более. Зоны таких разломов имеют мощность от десятков до сотен метров. Породы внутри зон интенсивно трещиноваты, подвергнуты гипогенному и гипергенному изменению. Здесь часто локализуются кварц-карбонатные жилы и дайки кислого, среднего и основного состава.

Дайковые пояса по протяженности соизмеримы с крупными разло-



Фиг. 3. Обзорная геологическая схема Юго-Западного Кармазара (по Ю.С. Шихину, В.Н. Вашкарину и др.)

1 - терригенно-карбонатные породы мезо- и кайнозойского возраста; 2-3 - вулканиты кислого и среднего состава соответственно; 4 - гранитоиды верхнепалеозойского возраста; 5 - терригенно-карбонатные породы среднепалеозойского возраста; 6 - метаморфизованные сланцы ордовикско-силурийского возраста; 7 - дайковые пояса; 1 - Такелийский, 2 - Канджольский (Бурачарский); 8 - крупные разломы: 1 - Тутлинский, 2 - Алмабулакский, 3 - Акчагальский, 4 - Орлиногорский, 5 - Приконтактный, 6 - Ташбулакский, 7 - Чашлинский, 8 - Каскансайский, 9 - Баштавакский, 10 - Аткулакский, 11 - Чалатинский, 12 - Алтынтопканский (Мисканский), 13 - Андабайский, 14 - Ташгезейский, 15 - Сардобский, 16 - Арабулакский, 17 - Железный, 18 - Джангалыкский, 19 - Токмакский, 20 - Канджольский, 21 - Бирюзовый, 22 - Окурдаванский, 23 - Кенгсайский, 24 - Кошумлинский, 25 - Бегулинский, 26 - Уткемсуйский, 27 - Редкометалльный, 28 - Такелийский; 9 - альпийские надвижки; 10 - контуры исследованных рудных полей: а - Канджольского, б - Алтынтопканского

мами. Они представлены группами сближенных, в основном субпараллельных даек. Мощность отдельных даек редко больше 1-3 м, но группируются они в полосы, ширина которых составляет от сотен метров до 1-4 км. По простиранию дайки прослеживаются на десятки - сотни метров, редко до 1 км, кулисообразно сменяя одна другую. Разрывы, вмещающие дайки, менее прямолинейны по сравнению с тектоническими швами.

Мелкие разломы обычно имеют мощность до нескольких метров. Протяжение их редко превышает 1 км.

Зоны трещиноватости характеризуются развитием серий субпараллельных сближенных трещин или мелких разрывных нарушений — тектонических швов с маломощными зонами дробления.

Геологические элементы, имеющие площадное выражение, подразделяются на тела, обладающие опознаваемыми геометрическими очертаниями, и на тела неправильной формы. К первым отнесены тектонические блоки, кольцевые образования, овалы, узкие вытянутые тела. Разнообразные часто неопределенные очертания в плане имеют выходы различных пород, как правило, отличающихся по цвету, механической прочности, а в связи с этим и по характеру перекрывающих их элювиальных образований. Однако следует отметить, что на территории Кармазарского района породы различного состава нередко разграничены тектоническими нарушениями (фиг. 3).

Основные литологические разности горных пород в районе представлены метаморфизованными и метаморфическими сланцами; карбонатными породами палеозойского возраста; гранитоидами; вулканитами среднего состава; вулканитами кислого состава; карбонатными породами кайнозойского возраста; четвертичными рыхлыми отложениями. Названные комплексы достаточно контрастны по своему выражению на местности. Тела гидротермально-измененных пород характеризуются линейной вытянутостью, что связывается с преимущественной приуроченностью их к зонам разрывных нарушений.

Рудные тела различных месторождений в большинстве своем обнажаются на поверхности на отдельных небольших интервалах, реже на протяжении нескольких сотен метров. Мощность рудных жил лишь местами превышает несколько метров. Рудные залежи, развитые в карбонатных породах, были значительны по мощности, но обычно менее протяженны, чем жилы. Рудные тела в целом по своим размерам относятся к объектам первой и второй "масштабным" категориям, определенным выше. В связи с этим при съемках крупного масштаба рудные тела непосредственно могут быть закартированы только в отдельных рудоносных зонах. Однако рудоносные и рудовмещающие структуры, включающие, помимо рудных тел, и измененные породы, обычно имеют размеры от сотен метров до нескольких километров и могут представлять собой объекты, различимые при космических съемках.

Канджольское рудное поле

Канджольское рудное поле находится на южном склоне Кураминского хребта в центральной части Кармазара (см. фиг. 3) и характеризуется проявлением разнородных геологических элементов как линейного, так и площадного выражения.

Площадь Канджольского рудного поля отличается средне- и низкорельефом с густой сетью безводных долин и протяженных водотоков преимущественно юго-западного направления. Большая часть площади рудного поля представлена широкой полосой низкорельефа, близкого по ландшафтному облику к мелкосопочнику. В данной полосе наблюдается повсеместное распространение мало-

мощного чехла элювиально-делювиальных образований, разорванного отдельными скальными обнажениями изверженных пород или жильных тел, либо русловыми отложениями наиболее крупных водотоков. Собственно эта полоса и составляет Канджольское рудное поле. С севера и северо-запада она ограничивается Редкометальным разломом. Здесь развиты кварцевые и кварц-карбонатные жилы, несущие полиметаллическую и иную минерализацию. Однако характер распространения кварцево-жильных тел за ее пределами предопределяет необходимость относить к нему и нечетко ограниченные полосы более расчлененного рельефа к северо-западу от Редкометального разлома соответственно параллельные более крупным региональным Железному и Бирюзовому разломам. Все три полосы довольно отчетливо выделяются на местности и на космических снимках разного масштаба, отличаясь плотностью фототона и структурным узором изображения.

Западная часть Канджольского рудного поля сложена преимущественно гранодиоритами и гранитами верхнепалеозойского возраста, а также андезито-дацитовыми порфиритами. Эффузивы обнажаются по южной границе рудного поля. Здесь же, на контакте последних с гранодиоритами, наблюдаются останцы кровли и зажатые в крупных разломах "пакеты" или линзы известняков верхнего девона - нижнего карбона.

В крайнем северо-восточном углу рудного поля, уже за пределами его характеризующей части, обнажаются наиболее древние в районе породы - метаморфизованные силурийские сланцы и роговики, также преимущественно в виде ксенолитов и останцов кровли в гранодиоритах.

Ограниченно распространены в рудном поле упомянутые выше осадочно-терригенные отложения среднего-верхнего девона и нижнего карбона, слагающие нижний структурный ярус среднего (геосинклинального) герцинского этажа. Верхний ярус этого этажа образован вулканогенно-осадочной толщей позднего палеозоя, достигающей мощности 2-3 км.

Мало распространены и карбонатно-терригенные образования мезо-кайнозоя, слагающие верхний (платформенный) альпийский структурный этаж. Они отмечаются в крайнем юго-западном углу рудного поля.

Наличие отдельных фрагментов более древних метаморфических пород и условия их залегания указывают на существенное проявление пликативных и блоковых деформаций в нижне- и среднепалеозойской истории геологического развития района. Сланцевая толща в северо-восточном углу Канджольского рудного поля сильно дислоцирована и собрана в складки северо-восточного простиранья, крылья которых падают на северо-запад под углами 30-75°.

В верхнем палеозое преобладали разрывные деформации и блоковые перемещения по многочисленным разрывам. С этими движениями связывается формирование большинства рудных месторождений Кармазара [5, 12].

Крупнейшие разрывные нарушения — Железный и Бирюзовый разломы, охватывающие с противоположных сторон территорию района, на которой располагается Канджольское рудное поле. Они имеют северо-восточное простирание и протяженность в десятки километров (см. фиг. 3). Железный разлом представлен зоной раздробленных и гидротермально измененных пород мощностью 50–200 м. Азимут зоны 60–65°, падение на юго-восток под углами 80–85°. В различных участках зоны отмечается большое количество разнообразных кварцевых жил главным образом с гематитом. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 10–15 м. Еще большую мощность имеют полосы окварцевания в некоторых участках зоны.

Бирюзовый разлом прослеживается по левобережью р. Уткем-су. Он также представлен широкой зоной раздробленных и окварцованных пород. Вблизи Канджольского рудного поля в западной части зоны Бирюзового разлома в ней прослеживается кварцевая жила средней мощностью более 1,5–2,0 м.

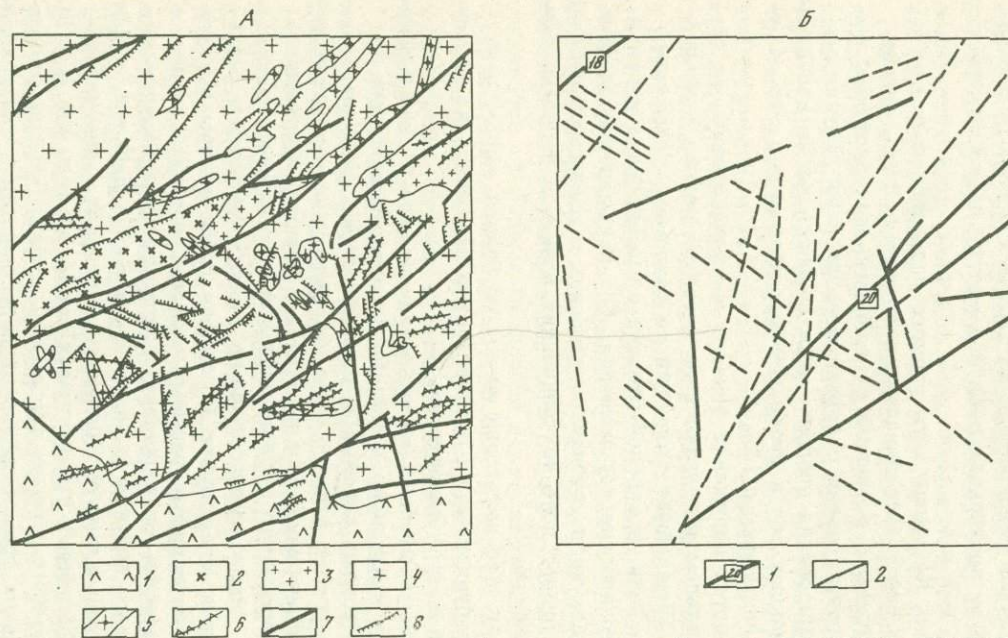
Сходен по направлению с перечисленными разломами и Редкометальный разлом. Однако падение этого разлома северо-западнее под углами 70–80°. В пределах Канджольского рудного поля он прослеживается вблизи северо-западной границы рудного поля и представлен исключительно широкой (до 2–3 км) полосой катаклазированных, окварцованных, хлоритизированных и серицитизированных пород различного состава, либо серией мощных сближенных ветвей, сходящихся друг с другом к западу от рудного поля. Зона характеризуется развитием субпараллельных кулисообразно размещенных кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-баритовых жил мощностью до 10–20 см, часто смещаемых более молодыми северо-восточными и меридиональными нарушениями.

Канджольский разлом прослеживается через все рудное поле на протяжении 12–15 км (рис. 4, А, Б). Азимут простирания разлома 40–50°, падение на северо-запад под углами 75–85°. Ширина зоны разлома, представленной раздробленными и измененными породами, изменяется от нескольких метров на юго-западном его фланге до 40–50 м на северо-востоке, где отмечается и ветвление разлома. На центральном интервале от описываемой зоны отходит Ограничивающий разлом, имеющий субширотное простирание. Этот разлом относится также к числу рудоконтролирующих.

Ограничивающий разлом падает на северо-запад. Он представлен зоной перетертых окварцованных, каолинизированных и ожелезненных пород мощностью до 30 м.

Из крупных нарушений рудного поля следует упомянуть и близширотный разлом Аметистовая жила, сочленяющийся на востоке с Канджольским разломом. Вся его зона представлена перетертыми породами, пронизанными мелкими и крупными кварцевыми жилами, иногда с гематитом. Отдельные кварцевые жилы в зоне имеют мощность 3–5 м и располагаются кулисно по отношению друг к другу.

Рудоносные зоны представлены сериями единичных или сближен-



Фиг. 4. Геологоструктурная схема (А) и схема дешифрирования линейных структурных элементов (Б) Канджольского рудного поля

А. 1 - андезитовые порфиры; 2 - гранодиориты карамазарского типа; 3 - аплитовидные и пегматоидные граниты; 4 - граниты табашарского типа; 5 - дайки гранодиорит-порфиров и фельзитов; 6 - дайки диабазовых порфиров; 7 - разломы; 8 - кварцево-золоторудные жилы. Б. Разломы (номера разломов те же, что и на фиг. 3): 1 - закартированные и подтвержденные при дешифрировании, 2 - выделяемые по данным дешифрирования

ных кварцевых и кварц-карбонатных жил, выполняющих трещины опенения крупных разломов. Часто жильные тела характеризуются сложной морфологией. Они ориентированы в близмеридиональном, реже в северо-западном и северо-восточном направлениях (см. фиг. 4, А). Углы падения меняются от вертикального до пологих. Мощности жил колеблются от десятков сантиметров до 1-2 м и более. Протяженность их меняется от нескольких десятков метров до нескольких сот метров и даже до 1-2 км.

В целом площадь Канджольского рудного поля располагается в пределах крупного горст-антиклинального поднятия. Здесь средне-карбоновые гранитоиды с останцами кровли нижнепалеозойских пород выведены на один уровень с верхнепалеозойскими эффузивами еще во время формирования последних. Отмечаются также дробление и перемещение жильных зон и более крупных разломов по послеминерализационным нарушениям [5].

Подновление многих нарушений связано преимущественно со следующим крупным этапом геологического развития района - альпийским орогенезом. Позднейшие смещения по разломам, усложняя структуру рудного поля, в сильной степени замаскировали верхнепалеозойские тектонические перемещения. Без понимания последних невозможно реконструкция глубинного строения и взаимного расположения слагающих рудное поле тектонических блоков в периоды, синхронные рудоотложению.

Весьма вероятно, что некоторые черты глубинной палеоструктуры Канджольского рудного поля получили свое отражение на космических изображениях этой территории.

Сравнение мелкомасштабных космических снимков и схем дешифрирования среднего и крупного масштаба с соответствующими по масштабу геологическими картами и тектоническими схемами западной части Канджольского рудного поля показало удовлетворительное совпадение отдешифрированных линеаментов и единичных прерывистых линий северо-восточного, близмеридионального и северо-западного направлений, а также мелких полей различного фототона с реальными геологическими элементами. Последние представлены положительными или отрицательными формами рельефа вдоль зон разломов или зон трещиноватости, тектоническими уступами, гребневидными выступами кварцевых жил или окварцованных пород, дайками, а также различными формами выветривания литологических разностей пород и разобшенными полями четвертичных отложений (см. фиг. 4, А, Б).

На среднемасштабных схемах территории полосы отдешифрированных линеаментов всех трех направлений пересекаются в его северо-восточной части и с наибольшей густотой каждое из направлений выражено в определенных участках рудного поля. Так, близмеридиональная полоса сильнее выражена у восточной границы рудного поля, а северо-восточная и северо-западная - вдоль северной его окраины (см. фиг. 4).

Закартированные линейные тектонические структуры распределены по площади Канджольского рудного поля в общем более равно-

мерно. Северо-западное направление представляют главным образом дайки гранодиорит-порфиров, прослеживаемые в окраинных частях рудного поля и за его пределами. Близмеридиональное направление имеют кварцевые жилы и дайки фельзитов. Отдешифрованным северо-восточным линейным структурным элементам отвечают зоны крупных разломов, крупные кварцевые жилы, различные дайки в северной части рудного поля, пояс фельзитовых, гранофировых и диабазовых даек вдоль южной окраины Канджольского рудного поля и за его пределами (Канджольский дайковый пояс; см. фиг. 3).

Значительно больше отдешифровано различных объектов на крупномасштабном снимке территории. Линеаменты ориентированы в основном в тех же трех направлениях. Среди них выделяются относительно протяженные и короткие, явно и нечетко выраженные, перекрещивающиеся и пересекающиеся линейные структуры. Выделяется три контрастных по фототону поля с различным структурным рисунком фотоизображения.

В южной части рудного поля граница двух контуров различной контрастности достаточно точно совпадает с близширотным извилистым контактом гранодиоритов и налегающих на них эффузивов акчинской свиты. Положение контакта подчеркивается совпадающими с ним тектоническими нарушениями и зажатыми в нем линзами и пластинами известняков верхнего девона - нижнего карбона. Линзы мощностью от первых метров до десятков метров и длиной в сотни метров прослеживаются по всей зоне контакта. Заметно также различие продуктов выветривания гранодиоритов и эффузивов. В результате контакт получил отчетливое выражение на местности и четкое отображение на космических снимках.

Другая линия северо-восточного направления, косо пересекающая зону контакта, отвечает безымянному разлому. Отчетливо зафиксировано при дешифрировании ступенчатое сечение сети даек диабазовых порфиров и фельзитов и разрывов вдоль северной границы Канджольского дайкового пояса. Протяженность даек колеблется от сотен метров до 1 км, мощность - от десятков сантиметров до 1-5 м. В некоторых участках фиксируется до 10-15 даек в интервале 100 м.

Ясно дешифрируемые протяженные линеаменты совпадают с Канджольским, Ограничивающим разломами, с кварцевыми жилами и зонами дробления на северной окраине зоны Редкометального разлома. Менее протяженные линеаменты совпадают с дайками и разломами к северо-западу от этой полосы (ближе к Железному разлому). Редкометальный разлом подчеркивается протягивающейся почти через все рудное поле полосой светлого фототона с мелким узором, шириной более 0,5 км. Эта полоса соответствует сглаженному рельефу на выходах протяженного тела гранитов Табошарского типа и развитых здесь даек и кварцевых жил различной мощности.

Поле с более темным фототонем, с мелким контрастным узором фотоизображения, к северо-западу от этой полосы, соответствует более расчлененному и скальному рельефу по северной окраине Канджольского рудного поля.

Центральная полоса в пределах рудного поля, также северо-восточного направления, характеризуется на фотоизображениях светлым фототонном с мелким слабоконтрастным пятнистым узором. Она имеет ширину 1–2 км и соответствует мелкосопочному и среднегорному рельефу в поле распространения гранодиоритов карамазарского типа (см. фиг. 2).

Кварцевые жилы и дайки в центральной полосе рудного поля (см. фиг. 4) отображаются на снимках сериями коротких линий северо-восточного, меридионального и северо-западного направлений. Преимущественное распространение получили последние, хотя различные геологические структуры небольшой протяженности (сотни метров) всех трех направлений распространены в рудном поле более или менее одинаково.

Рудоносные жилы Канджольского рудного поля приурочены, как уже упоминалось, к трещинам оперения Канджольского, Ограничивающего и Редкометального разломов. Чаще всего жилы располагаются в системах сближенных крутопадающих трещин меридионального и северо-восточного, реже — северо-западного направления. Отмечаются пологие системы и жилы со сложной морфологией. Вдоль жил наблюдается тектоническая раздробленность и гидротермальное изменение вмещающих пород. Протяженность жил равна 100–200 м, мощность — от 0,5–1,5 до 5–10 м. Общая мощность жильных тел достигает 10–20 м, а протяженность — 1–2 км.

Рудоносные жилы и зоны смешаются мелкими тектоническими нарушениями и даже дайковыми телами с небольшими амплитудами как в плане, так и в разрезе. Подобная мелкая блоковость не получила непосредственного отображения (вероятно, из-за незначительных размеров блоков) на космических снимках. Однако явно дешифрируемые линии северо-западного направления при отсутствии большого количества выходящих на поверхность тектонических структур этого простираения могут указывать на возможное существование последних на глубине и фиксируют особенности внутреннего строения блоков.

Подобное индикаторное значение могут иметь и детали различного расчленения рельефа, линейные проявления интрузивных тел. Например, спрямление южного фланга Канджольского разлома по цепочке разрозненных отрицательных форм рельефа и выходам дайковых пород в единую линию более меридионального простираения, чем прослеженная зона разлома, вероятно, отражают существование слабо проявленных разрывов, сопровождающих главный разлом. К их числу, возможно, относится разлом Флюоритовая жила и другие.

В заключение следует указать, что дешифрирование космических снимков Канджольского рудного поля позволило предположить существование более равномерной сети оперяющих крупные разломы тектонических нарушений типа Аметистовая жила, Флюоритовая жила и др., а широкое распространение рудоносных кварцевых жил и зон объяснить развитием трещиноватости более высших порядков вблизи этих разрывов.

Алтынтопканское рудное поле

Описываемое рудное поле расположено на северном склоне Кураминского хребта вблизи его водораздельной части (см. фиг. 3) и занимает южное крыло и центральную часть Алтынтопканской грабен-синклинали, которая имеет северо-восточное простирание и сложена относительно слабо дислоцированными ранне- и среднепалеозойскими осадочно-терригенными породами, а также умеренно-кислыми вулканитами позднепалеозойского возраста [1,5,12]. Площадь рудного поля вытянута в северо-восточном направлении. В отличие от Канджольского, Алтынтопканское рудное поле характеризуется значительным распространением терригенно-осадочных и карбонатных отложений палеозойского возраста, обладающих большой контрастностью на космических фотоизображениях.

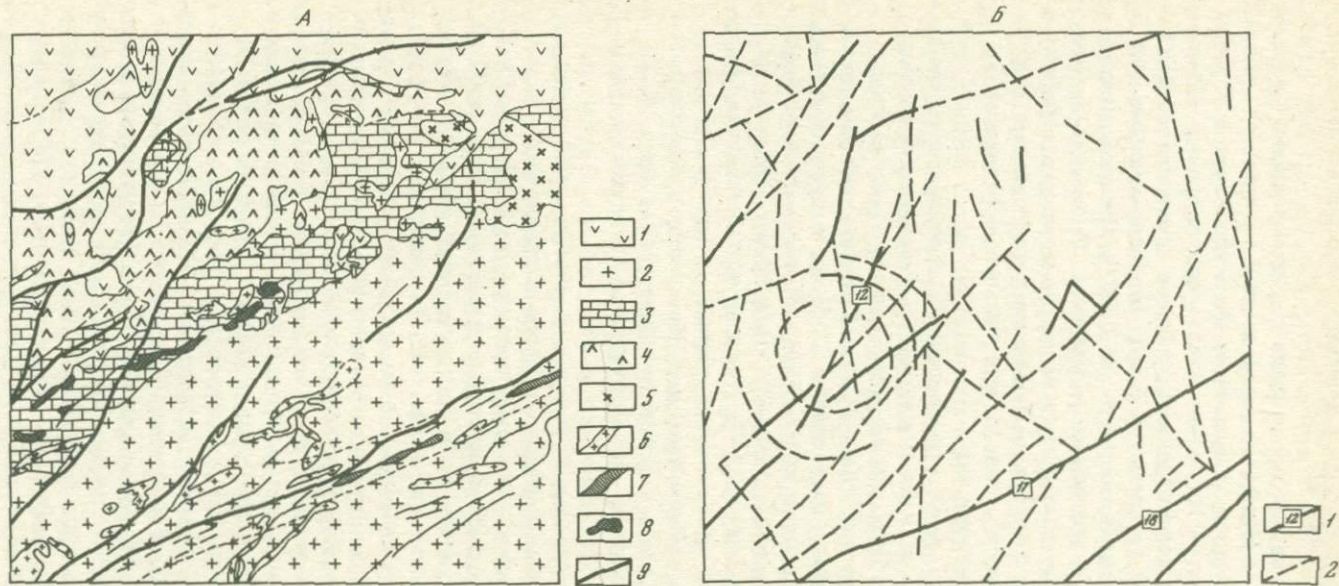
Рельеф рудного поля сильно расчлененный, с долинами и хребтами, ориентированными в основном в северо-западном и меридиональном направлениях. Превышения водораздельных хребтов над тальвегами долин достигают 500-800 м. Высоким гребнем, вытянутым в северо-восточном направлении на 5 км, в центральной части рудного поля возвышается гряда Акташ (Чал-Ата-Алтынтопканская гряда), сложенная известняками и доломитами позднедевонского - раннекаменноугольного (D_3-C_1) возраста. В контактах последней находятся наиболее значительные скарновые месторождения.

В Алтынтопканском рудном поле наиболее четко проявлены тектонические нарушения северо-восточного простирания (фиг. 5, А). На водораздельных хребтиках они картируются по глубоким седловинам.

В пределах рассматриваемого участка, в его северной части, закартированы эффузивные породы основного и среднего состава, относящиеся по возрасту к раннему и среднему карбону, среди которых преобладают массивные андезитовые порфириты (см. фиг. 5, А). По северной окраине рудного поля распространены умеренно кислые вулканиты (в основном липарито-дацитовые и дацитовые порфиры), позднекаменноугольного возраста. Здесь же в отдельных местах обнажаются наиболее древние песчанико-сланцевые отложения ордовика-силура и раннедевонские вулканогенные образования. Среднепалеозойские породы (известняки, доломиты, мергели D_3-C_1) слагают полосу близширотного - северо-восточного простирания, проходящую, как уже упоминалось, в центре рудного поля и за его пределами.

Интрузивные породы в Алтынтопканском рудном поле обнажаются в юго-восточной его половине и представляют собой часть северной окраины Кармазарского плутона гранодиоритов, сформировавшегося в течение среднекаменноугольной эпохи. Интрузивный лакколитоподобный массив имеет асимметричное строение и ориентирован в близширотном направлении. Северный контакт интрузива, совпадающий на большом протяжении с его корневой частью, круто падает на северо-запад и северо-восток.

Перечисленные образования составляют два структурных этажа: нижний (каледонский) и средний (герцинский), соответствующие



Фиг. 5. Геологоструктурная схема (А) и схема дешифрирования линейных структурных элементов (Б) Алтынтупканского рудного поля

А. 1 - андезитовые порфиры; 2 - гранодиориты и граниты карамазарского типа; 3 - известняки, доломиты, песчаники; 4 - эффузивы основного состава (порфиры); 5 - гранит-порфиры нижнедевонского возраста, 6 - дайки гранитоидных пород кислого и среднего состава; 7 - кварцевые жилы; 8 - скарновые тела; 9 - разломы.

Б. Разломы (номера разломов те же, что и на фиг. 3): 1 - элементы структуры, подтвержденные дешифрированием космических снимков, 2 - структурные линии, выявленные при дешифрировании

двум крупным этапам в истории геологического развития Карамзурского района. В герцинском этапе выделяются два структурных яруса: нижний — среднепалеозойский и верхний — позднепалеозойский.

Складчатые и разрывные нарушения, заложенные в каледонскую эпоху тектогенеза, в определенной мере унаследовались при проявлении герцинских тектонических движений.

Общий рисунок структуры Алтынтюпканского рудного поля создается разрывными нарушениями, разделяющими его площадь на тектонические блоки. Преобладают разрывы северо-восточного простирания, среди которых обособляются группы разломов, близких к меридиональному и широтному направлениям (см. фиг. 5, А).

К первой группе относятся Меридиональный, Пайбулакский, Чалатинский, Алтынтюпканский, Мисканский, Андабайский, Сардобский и другие разломы. Некоторые из них изменяют свое простирание на северо-восточное или сочленяются с разрывами этого направления. Близмеридиональные нарушения характеризуются подвижками типа взбросов или сбросов с амплитудами до 1000–1500 м и крутым падением к западу или к востоку под углами 55–80°. Время заложения таких разломов (наиболее древних из них) — досреднекаменноугольное. Как правило, они ориентированы косо или под прямым углом к складчатости.

К разломам собственно северо-восточного направления относятся Железный, Джангалыкский (северная ветвь Редкометального разлома), являющиеся крупнейшими сколами типа взбросо-сдвигов с крутым юго-восточным падением и амплитудами горизонтального смещения до 5 км. Возраст этих разломов — допозднекаменноугольный. Максимальные перемещения по ним происходили позднее — в предпозднепермскую — триасовую эпоху. Железный разлом по существу является границей Алтынтюпканского рудного поля; он ограничивает тектонический блок, в котором находится это поле, с юго-востока.

Следующая группа разломов включает близширотные нарушения. К ним относятся Баштавакский, Приконтактовый, Каскансайский и другие разломы. Наиболее крупные из них такие, как Баштавакский, имеют древнее заложение, остальные — позднекаменноугольные и допозднекаменноугольные. Падение разломов к северу и к югу крутое до вертикального. Амплитуды перемещений по ним достигают 500–1000 и 3000 м. Разломы этой группы в основном являются сбросами или взбросами, а по отношению к складчатости — соскладчатыми разрывными нарушениями. Они контролируют размещение различных магматических образований. В их зонах отмечаются "пакеты" и блоки древних терригенно-осадочных пород — известняков и сланцев.

Ведущим рудоконтролирующим разломом в Алтынтюпканском рудном поле является Приконтактовый разлом. К его зоне тяготеют большинство рудных тел месторождений Чал-Ата, Алтын-Тюпкан, Андабай, Ташгезе, Ташбулак.

Приконтактовый разлом разделяет гранодиориты Карамазарского массива и среднепалеозойские известняки и доломиты гряды Акташ. На западном фланге он имеет северо-западное простирание, затем меняет простирание на широтное и северо-восточное. Зона Приконтактового разлома круто падает на север. Мощность ее достигает 50–100 м. К зоне приурочено большое количество даек и штоков гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, отгорженцев вмещающих пород в виде пластин, ориентированных вдоль контакта. В связи с этим местами наблюдается несколько субпараллельных плоскостей скольжения и систем сопряженных трещин. Неоднократно повторявшиеся подвижки приводили к тому, что в зоне Приконтактового разлома в периоды рудоотложения образовались рудные тела со сложной морфологией.

В первом приближении можно выделить плито- и лентообразные, трубобразные тела, приуроченные к зонам расщепления на границе карбонатных и силикатных пород. Наиболее обогащенные участки в них располагаются на пересечениях с кососекущими или с поперечными к контакту разломами, либо вдоль поверхностей отслоения в известняках, возникающих при блокировании складок. В целом локализация рудных тел в Алтынтопканском рудном поле определяется сочетанием различных разрывных нарушений и морфологией их зон. В других случаях рудные тела, приуроченные к известнякам, располагаются в клиновидных блоках между основными разломами и сопряженными нарушениями, между сериями небольших разрывов, разбивающих крупные блоки на ряд мелких клиньев. Отмечаются также случаи размещения рудных тел в клиновидных блоках, заключенных между сходящимися (или расходящимися) разломами, почти перпендикулярными к складке. Последние располагаются обычно по разные стороны от изгиба складки, если складка подвергалась поперечному изгибанию в плане.

Отмечаются также и некоторые элементы горизонтальной зональности. Так, в лежачем боку Приконтактового разлома размещаются скарново-магнетитовые тела и кварцевые жилы с медной минерализацией. Вдоль этого разлома и среди известняков локализуются скарново-полиметаллические тела. Однако на космическом снимке перечисленные позиции рудных тел скарнов, соответственно и элементы зональности в размещении минеральных тел, не получили четкого выражения в связи с высокой спектральной яркостью карбонатных пород, о чем уже упоминалось выше.

Аналитическое рассмотрение разномасштабных космических снимков и схем дешифрирования района Алтынтопканского рудного поля дает интересную информацию. На мелкомасштабном снимке проявилась сеть линейных элементов структуры северо-восточного, северо-западного, близширотного, близмеридионального направлений. Северо-восточные и близмеридиональные элементы преобладают на крупномасштабных снимках. В первом случае подтверждается наличие устанавливаемой для Карамазара и всего Кураминского хребта диагональной сетки региональных разломов и намечаемой геофизически-

ми и другими методами ортогональной сети скрытых разломов фундамента. Для Алтынтюпканского рудного поля это означает или приуроченность его к узлу пересечения крупных нарушений (в том числе и скрытых глубинных разломов), или развитие здесь разветвленной сети сопряженных разрывов нескольких более высоких порядков. Специально предпринятые проверки наземными методами и имеющиеся геологические материалы не подтверждают наличия большого количества мелких меридиональных нарушений на изученной территории. Особенно отчетливо это устанавливается при сравнении крупномасштабных схем, на которых отмечаются лишь спорадические совпадения отдешифрованных линейментов с редкими разломами или близимеридиональными интервалами крупных северо-восточных нарушений (см. фиг. 5). На этой же схеме дешифрования обращает на себя внимание разреженность сети северо-восточных, северо-восточных — близимеридиональных и близширотных нарушений в поле развития карбонатных пород. На местности эти направления фиксируются по формам рельефа, контактам пород или смещениям контактов. Лишь некоторые из них, такие как Алтынтюпканский разлом и поперечные к гряде известняков разломы, ясно выражены на схеме. На местности этот разлом выражается в резких понижениях рельефа и в сдвигах в плане контактов известняковой гряды. Последняя легко распознается на снимках по своему очень светлому тону фотоизображения и контрастно отличается от располагающихся к северо-западу от нее задернованных эффузивных пород или находящегося к юго-востоку поля гранодиоритов Кармазарского типа светлым, почти белым тоном. Высокая яркость карбонатных пород является наиболее характерной чертой спектрального образа Алтынтюпканского рудного поля. По-видимому, светлая окраска и высокая отражательная способность известняков послужили причиной их столь яркого фотоизображения. В то же время очень светлый тон маскирует ("подавляет") изображение хорошо проработанных разломов по контактам гряды и поперечных к ней.

Точно так же при проверке наземными маршрутами не удалось достоверно установить на местности структурные элементы, соответствующие отдешифрованным кольцевым структурам. Вероятно, появление на фотоизображении колец небольшого диаметра (до 1 км) объясняется техногенными причинами и связано с расположением вокруг карьеров Алтын-Тюпкана и Чал-Аты отвалов вскрышных пород. Высокая спектральная яркость мелкообломочного и сильно запыленного материала, в данном случае известняков и доломитов, послужила причиной их индивидуализированного изображения на космических снимках.

Кольцевые, точнее полукольцевые элементы большого диаметра пока не удалось сопоставить с элементами структуры на местности. Очевидно, для их идентификации потребуются проведение специальных проверок геофизическими методами, а также аэровизуальных наблюдений.

Резюмируя результаты исследований в Алтынтюпканском рудном поле, можно высказать следующие предварительные выводы.

1. Геометрический и спектральный образ данного рудного поля, выраженный контрастными по фотоизображению полосами трех направлений, обусловлен различием пород, слагающих рудное поле, и формами рельефа, а также густой сетью тектонических нарушений трех направлений.

2. Позиция скарново-полиметаллических месторождений в рудном поле определяется положением и морфологией контакта карбонатных и силикатных пород и пересечением его северо-восточными и близмеридиональными разрывами, сопряженными с крупными разломами северо-восточного направления.

3. Позиция Алтынтюпканского рудного поля в целом обусловлена изгибом контакта известняков и гранодиоритов, тектоническими нарушениями, приуроченными к этому контакту, пересечением контакта зоной развития северо-восточных близмеридиональных нарушений (типа Алтынтюпканского разлома) и, возможно, существованием на глубине скрытого разлома меридионального направления.

4. Для опознавания рудоносных площадей описываемого типа и их отдельных структурных элементов целесообразно использование комплекса космофотоснимков; спектрозональные снимки очевидно будут более информативными, чем черно-белые.

Уточнение общей структуры рудной области и позиции рудных месторождений

Схема дешифрирования линейных элементов (см. фиг. 1) отчетливо фиксирует блоковое строение территории, которое хорошо увязывается с ее металлогеническими особенностями. Получены дополнительные данные и по геологоструктурной позиции месторождений.

В Карамазарской рудной области основными рудоконтролирующими традиционно считаются разломы северо-восточного - субширотного простирания. Космические съемки подтверждают развитие этих разломов. Вместе с тем на материалах дешифрирования протяженных линейных структурных элементов не обнаружена густая сеть тектонических блоков, определяемая развитием основных северо-восточных - субширотных разломов и подчиненных им нарушений. Сами основные разломы отчетливо проявляются лишь на отдельных интервалах. Судя по космическим снимкам, более существенное значение в структуре Юго-Западного Карамазара нужно прилгать разломам север-северо-восточного - субмеридионального простирания. Снимки указывают на их развитие, соизмеримое с распространением разломов северо-восточного - субширотного простирания. Север-северо-восточными разломами связываются Алтынтюпканское, Такелийское и Джангалыкское рудные поля.

Выделение названных разломов север-северо-восточного и субмеридионального простирания позволяет выявить приуроченность рудных месторождений к узлам пересечения и сочленения разноориентированных разломов.

Космические снимки представляют определенные данные о связях месторождений с локальными кольцевыми структурами. Большая

часть выделенных кольцевых структурных элементов пока не может быть интерпретирована, однако обращает на себя внимание связь некоторых из них с рудоносными площадями (Алтын-Топкан, Бегулы).

Визуальная оценка интенсивности развития линейных структурных элементов высоких порядков свидетельствует о наиболее интенсивном проявлении мелких разломов вблизи основных рудоконтролирующих нарушений: в блоке между Канджольским и Тарыэканским разломами, где проявился и Уткемсуйский дайковый пояс, а также между Железным и Редкометальным разломами и вблизи Баштавакского разлома. Вместе с тем выявляется и другая закономерность. Поля аномально высокой "трещиноватости" характеризуются развитием разноориентированных разрывов, тогда как на соседних участках удается выделить главенствующие системы нарушений; к северу от Железного разлома — системы субширотных и субмеридиональных разрывов, а к юго-востоку от Канджольского разлома — главным образом разрывов северо-западной и северо-восточной ориентировки. Учитывая, что на описываемых участках развиты породы различного состава и происхождения — карамазарские гранодиориты и вулканилиты — можно говорить о разнородном проявлении в них мелких разрывных нарушений. Последнее особенно важно в связи с принадлежностью этих пород к различным структурным ярусам. Слабое проявление направлений разрывных нарушений, свойственных гранодиоритам, в вулканилитах указывает на то, что к югу от Тарыэканского разлома под вулканилитами, вероятно, залегают карбонатные породы, а не гранитоиды, что согласуется с данными буровых работ.

Детальная геологическая изученность территории позволяет оценить возможности использования снимков для прослеживания и оконтуривания разнородных геологических объектов.

Как отмечалось выше, снимки позволяют уверенно прослеживать крупные рудоконтролирующие разломы. Это видно на примере Железного, Редкометального, Тарыэканского и других разломов (см. фиг. 3). Показательно, что минерализованные зоны разлома могут фиксироваться и по аномалиям фототона (Тарыэканский разлом).

Четкие линейные аномалии создают дайковые пояса. Благодаря генерализации изображения они выражаются на снимках как группа сближенных сколовых нарушений. Распознавание мелких нарушений значительно более сложно, особенно в связи с недостаточно строго выдержанным масштабом фотоснимков и картографических материалов. Однако оценка выражения конкретных структурных элементов опрных рудных полей позволяет сделать вывод о том, что на фотоизображениях масштаба 1:200 000 проявляются объекты, фиксируемые при геологическом картировании масштаба 1:50 000, в том числе и минерализованные зоны (группы сближенных жил, зоны дробления — трещиноватости с рассеянной минерализацией).

Для полной оценки полученных данных требуется дальнейший детальный анализ. Тем не менее уже сейчас можно сказать, что получаемая информация весьма полезна для геологического оконтуривания

вания рудоносных участков и расшифровки их внутреннего строения. Большая часть из них проявляется как тектонические блоки сложных очертаний, зависящих от рудоконтролирующих разломов I-II порядков.

Использование схем аномалий фототона пока приносит только частные результаты, упоминавшиеся выше. В целом карта фототона имеет значительно более сложное строение по сравнению с геологическими картами. Так, неоднородными по фототону выглядят поля относительно однородных пород, как например, гранодиориты карамазарского типа к северу от Железного разлома.

Первые результаты работ, проведенных в Карамазарском районе, свидетельствуют о том, что даже для хорошо изученных районов с высокой обнаженностью коренных пород космические снимки представляют интересную информацию, позволяющую проверить обоснованность существующих представлений о факторах контроля оруденения и наметить новые пути дальнейших исследований рудных полей и месторождений.

Исследование тектонической позиции Коунрадского месторождения

Известное Коунрадское месторождение расположено в пределах Токрауского синклиория Джунгаро-Балхашской палеозойской складчатой зоны [4, 6, 10, 11]. Геологоструктурная позиция этого месторождения определяется региональными структурами глубокого заложения. Эти структуры отчетливо выделяются по данным гравитационной и сейсмической съемок. И.П. Беневоленским [4] проведено районирование Центрального Казахстана с выделением блоков, имевших различное геолого-тектоническое развитие. Четко выделяется, как самостоятельный, Коунрадский блок. Он ограничен с запада Коунрад-Борлинским, с востока - Восточно-Коунрадским разломами первого порядка, а с севера - Бектауатинским разломом второго порядка.

Характерна форма Коунрадского блока в виде равностороннего треугольника, одна из вершин которого направлена на юг, а две других расположены севернее, примерно на одной широте.

Вследствие слабого проявления на современной земной поверхности этих региональных структур, вопрос о месте их заложения до сих пор остается дискуссионным, хотя их существование признается большинством исследователей. Интересным с этой точки зрения представляется опыт проведенного Н.А. Яковлевым и Н.В. Скубловой [16] дешифрирования мелкомасштабных КС Северного Прибалхашья. Схема дешифрирования КС, составленная этими авторами, подтверждает существование субширотного и двух субмеридиональных линеаментов, идентифицируемых соответственно с Бектауатинским и Коунрад-Борлинским разломами. Восточно-Коунрадский разлом на КС проявлен значительно слабее и более фрагментарно.

Как показали полевые наблюдения, характер проявления этих

структур на земной поверхности различен и зависит от состава пересекемых пород. Чаще всего разломы представлены зонами дробления мощностью от десятков до сотен метров при размере отдельных целостных блоков от нескольких метров до десятков метров в поперечнике. В пределах таких зон отмечаются отдельные швы или их серии с тектонической глиной и убогой сульфидной минерализацией. В пределах этих же зон развиты дайковые тела преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний.

Глубинные разломы первого и второго порядка, легко дешифрируемые на космических снимках масштаба 1:1000 000 и крупнее, имеют, по-видимому, древнее заложение и могли служить каналами внедрения в верхние слои литосферы магматических тел различного возраста, морфологии и состава. Так, вдоль широтного Бектауатинского разлома внедрился Бектауатинский гранитоидный батолит, вдоль Коунрад-Борлинского разлома в несколько этапов внедрились малые интрузии гранитоидов Балхашского, Колдырминского и Акчатаусского комплексов, а Восточно-Коунрадский разлом полностью скрыт в Токраусском гранитоидном массиве.

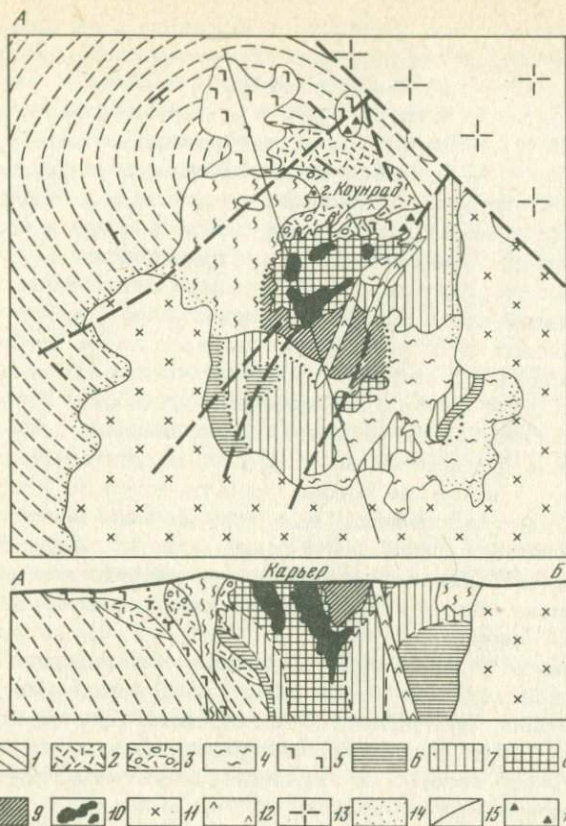
Сопоставление схемы И.П. Беневоленского [4] со схемой дешифрирования Н.А. Яковлева и Н.В. Скубловой [11] приводит к заключению (фиг. 6, А и Б), что структурная позиция Коунрадского меднопорфирового месторождения определяется сочленением двух региональных зон разломов - Восточно-Коунрадского и Коунрад-Борлинского.

К сожалению, материалами дешифрирования крупномасштабных космических снимков авторы не располагают. Данные американских авторов, как указывалось ранее, показывают что меднопорфировые месторождения характеризуются определенными индикационными признаками и могут быть распознаны по их спектральным образам.

Изучение Коунрадского месторождения подтверждает корректность этих выводов и дает возможность наметить некоторые индикационные признаки для месторождений подобного типа в условиях степной зоны Казахстана.

Как и на Каратауском полигоне, авторы полагают, что для этих целей целесообразно использовать не только спектральные характеристики пород, но и типовые элементы структуры.

Схема геологического строения Коунрадского месторождения приведена на фиг. 7. Наиболее древний комплекс стратифицированных пород представлен здесь различными фациями осадочных пород от алевролитов до конгломератов фаменского возраста. Эти отложения развиты к западу и северо-западу от месторождения, а по периферии - вулканогенные отложения турнейского возраста. Они подразделяются на две толщи: основных (C_{1t^a}) и кислых (C_{1t^b}) эффузивов. Первая развита только на северо-восточной периферии месторождения. Более широкое распространение имеют кислые эффузивы, которые обрамляют рудоносный шток гранодиоритпорфиров. Названные породы сильно изменены, они слагают Коунрадский массив вторичных кварцитов.



Фиг. 7. Схема геологического строения месторождения Коунрад (по Л.А. Серикову)

1 - верхнедевонские песчаники и алевролиты; 2-5- нижнекаменноугольные породы; 2 - липаритовые туфы, 3 - липаритовые порфиры и сферолитовые лавы, 4 - флюидальные фельзитовые лавы, 5 - базальтовые порфиры; 6-8- гидротермально-метасоматические фации изменения субвулканических гранодиорит-порфиров: 6 - эпидот-хлоритовая, 7 - хлорит-серицитовая и аргиллитовая, 8 - серицитовая и андалузит-серицитовая; 9 - андалузитовые кварциты по флюидальным лавам; 10 - богатые руды; 11 - среднекаменноугольные (топарские) гранодиориты; 12 - дайки кварц-диоритовых и диоритовых порфиров; 13 - пермские (акчатауские) граниты; 14 - контактовые роговики; 15 - разломы; 16 - взрывные брекчии и трубки взрыва

Непосредственно к югу от месторождения широко развиты гранитоиды топарского интрузивного комплекса (гранодиориты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры), возраст которых предположительно ниже-среднекаменноугольный. Восточнее месторождения

залегают порфиroidные граниты акчатаусского комплекса, возраст которых определяется как пермский. Возраст рудовмещающих гранодиорит-порфиров — средне-верхнекаменноугольный.

Коунрадское месторождение, как и ряд других медно-порфировых месторождений, характеризуется структурой центрального типа. Основным ее элементом является шток гранодиорит-порфиров. Купольная рудоносная структура в пределах месторождения подчеркивается развитием концентрического поля эффузивов, залегание которых осложнено в процессе внедрения молодых гранитоидов.

Коунрадское месторождение представлено штокверком, локализованным в верхней части штока гранодиорит-порфиров и в обрамляющих его вторичных кварцитах. Форма штока в плане грубо изометричная, осложненная в южной и восточной частях апофизами. Площадь штока в плане составляет примерно 0,15 км². Гранодиорит-порфиры в пределах развития медной минерализации также в значительной степени превращены во вторичные кварциты. Шток и прилегающие к нему вмещающие породы разбиты довольно густой сетью трещин различных направлений, выполненных чаще всего кварцевыми и карбонатными прожилками с рудными минералами. В разрезе рудный штокверк имеет форму конуса, перевернутого вершиной вниз. Площадь рудного тела в плане существенно уменьшается с увеличением глубины вскрытия.

На основании приведенных признаков Коунрадского рудного поля нами синтезирован образ медно-порфирового месторождения для условий Центрального Казахстана. При формировании этого образа были использованы графические материалы упомянутых в тексте авторов, а также детальные геологические карты района месторождения Коунрад.

Основу физического образа медно-порфирового месторождения (см. фиг. 7) для условий Центрального Казахстана составляет представление о вулканогенной структуре центрального типа (кальдере), помещенной в структурно-тектоническую раму, образуемую системами разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Центральная часть структуры сложена минерализованными гранодиорит-порфирами, а периферия — вулканогенными отложениями преимущественно кислого состава.

Вследствие интенсивной гидротермальной проработки все слагающие месторождение породы существенно окварцованы и преобразованы во вторичные кварциты. Отношение к выветриванию у этих пород различно, что может объясняться различной степенью минерализованности центральной и периферической частей структуры. Благодаря этому кольцевой характер структуры подчеркивается в процессе выветривания, а контраст выявления этих пород на космических снимках может быть усилен спектрональными методами съемки. На характер физического образа не оказывают влияния вмещающие породы, поскольку они по спектральным характеристикам всегда существенно отличаются от вторичных кварцитов. В то же время следует иметь в виду, что предлагаемый образ медно-порфи-

вого месторождения разработан на основе крупномасштабных карт-материалов, а использование его предполагается в первую очередь для анализа крупномасштабных космических фотоматериалов. Поскольку медно-порфиновые месторождения по своим размерам соответствуют объектам третьего масштабного уровня и могут уверенно распознаваться на космоснимках, возможно использование разработанного образа для анализа мелкомасштабных космических снимков. В этом случае предполагается, что объект исследования будет контрастно выделяться по суммарной спектральной характеристике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Мелкомасштабные космические съемки могут быть использованы для уточнения структурной позиции рудных полей и месторождений на основе исследования рудоконтролирующих геологических структур разрывного, складчатого и магматического происхождения.
2. Крупномасштабные съемки открывают перспективы познания глубинной структуры рудных районов и полей, выявления основных черт структуры рудоносных площадей, их оконтуривания, а также выявления скрытых рудных объектов.
3. Космические фотоизображения представляют дополнительную информацию для уточнения геологического строения рудных районов, в том числе и достаточно хорошо изученных наземными методами.
4. Наибольший эффект при изучении геологии рудных узлов, полей и месторождений может быть получен при использовании различных аэрокосмических съемок, в том числе и геофизических, в комплексе с наземными геологическими работами.
5. Создание геологических образов рудных узлов и полей и выяснение их структурной позиции на основании использования космических средств в конечном итоге может быть привлечено к решению обратной задачи: по образу определять предполагаемые рудные поля или месторождения, т.е. осуществлять конкретное прогнозирование руд.
6. Перспективы повышения эффективности крупномасштабных геологических исследований рудоносных территорий могут быть реализованы только при условии проведения целенаправленных методических работ с учетом специфики геологии и ландшафтов конкретных территорий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арапов В.А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. - Узб. геол. журн., 1965, № 2.
2. Брюханов В.Н., Еремин В.К., Можаяев Б.Н. Космические съемки в геологии. - Сов. геология, 1977, № 11.
3. Ведешин Л.А. Многозональная съемка из космоса. - Природа, 1977, № 10.

4. Геология и металлогения Северного Прибалхашья. Алма-Ата: Наука, 1972.
5. Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара (Рудные поля Карамазара). Т.1. М.: Недра, 1972.
6. Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии/ Под ред. Е.В. Пучкова. Алма-Ата, 1972.
7. Исследования природной среды космическими средствами. – Геол. и геоморфол., 1973.
8. Кац Я.Т., Рябухин А.Г., Трофимов Д.М. Космические методы в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1976.
9. Кочнева Н.Т., Томсон И.Н. О путях использования космических снимков при среднемасштабных металлогенетических исследованиях. – В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. М., 1976, т. 5.
10. Пучков Е.В., Гильмутдинов Г.Х. Геохимические особенности медно-порфировых месторождений Северного Прибалхашья. Алма-Ата, 1972.
11. Рудные месторождения СССР/Под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1974.
12. Рудные поля Карамазара. Т. III. Душанбе, 1975.
13. Сидоренко А.В. Космос и геология. – В кн.: Наука и человечество. М.: Знание, 1973.
14. Сонин И.И., Трофимов Д.М. Направление поисков полезных ископаемых в складчатых областях с помощью космофотосъемки. – Изв. вузов, Геология и разведка, 1975, № 3.
15. Шеглов А.Д. Рудная геология и космические исследования. – Сов. геология, 1977, № 11.
16. Яковлев Н.А., Скублова Н.В. Дешифрирование космических снимков с целью выявления кольцевых вулканоплутонических структур и изучения закономерностей их размещения. – В кн.: Исследование природной среды. М., 1974, т. 2.
17. Williams R.S., Carter W.D. FRTS-1. A new window on our Planet. Washington, 1976.
18. Sisselman R. Looking for minerals via satellite: a for – out approach to exploration. – Engineering and mining Journal. 1975, N 5.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Локализация групп хромитовых месторождений в массивах ультрабазитов определяется структурами значительных масштабов: линейными зонами псевдослоев дунитов, распространенных среди перидотитов, сводовыми поднятиями, приконтактовыми зонами массивов. В пределах этих крупных структур выделяются более мелкие структурные элементы, контролирующие размещение отдельных месторождений и рудных тел: секущие линейные структуры и экраны.

По условиям формирования выделенные рудоконтролирующие структуры могут быть объединены в две группы: первично-магматические, сформировавшиеся в магматический этап, и послемагматические, образование которых происходило после раскristализации ультрабазитов и хромитовых руд.

ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Возникновение упомянутых выше структур, контролирующих положение хромитовых месторождений, относится в основном к периоду кристаллизации рудно-силикатных масс. В этот период происходило перемещение расплава и формирование уплощенных тел хромитов в линейных зонах перемежающихся псевдослоев дунитов и перидотитов, в сводовых структурах и приконтактовых зонах.

Становление хромитоносных массивов происходило в различной тектонической обстановке [3]. Некоторые массивы кристаллизовались в условиях многократно проявлявшихся тектонических деформаций. В этой обстановке в неполностью раскristализованных дунитах образовались субвертикальные тектонически-ослабленные зоны, в которые проникали пластичные массы хромитов, отделявшихся от кристаллизовавшихся рудных залежей. Местами хромитовые массы достигали пологих границ псевдослоев перидотитов и распространялись под этими экранами. В результате образовывались многочисленные жиллообразные тела, а также уплощенные залежи хромитов под телами перидотитов. В массивах, формировавшихся в относительно спокойной тектонической обстановке, рудные жилы редки, а экранированные залежи не установлены.

Весьма характерной особенностью размещения хромитовых руд является приуроченность их к дунитам. Последние обычно резко уступают в распространении перидотитам, среди которых они залегают, обособляясь в виде уплощенных линз или выдержанных по мощности пластообразных тел. Часто хромитовые обособления вытягиваются среди этих прослоев в виде протяженных рудных тел.

Крайне редким исключением из отмеченной закономерности является приуроченность хромитовых рудных тел к перидотитам. Мел-

кие рудопроявления известны в габброидах, однако подобные примеры также весьма редки. Известны единичные случаи выхода хромитовых жил за пределы ультрабазитовых массивов и распространения их во вмещающие породы.

Помимо закономерной связи хромитовых концентраций с дунитами, положение месторождений и рудных тел определяется их структурной позицией. Выделяется несколько типов первично-магматических структур, определяющих локализацию хромитовых руд в массивах ультраосновных пород.

Согласные линейные зоны, вытянутые согласно с залеганием псевдослоев и линз дунитов и перидотитов, простиранием линейно-плоскостных текстур в некоторых массивах перидотитов, залеганием границ различных по структуре перидотитов, являются важнейшим структурным элементом, контролирующим наиболее распространенные и крупные линзовидные и пластообразные тела хромитов различных месторождений.

Одним из структурных факторов контроля оруденения является перемежаемость псевдослоев и линз дунитов и перидотитов. Можно предположить, что возникновение обособленных тел различных по составу ультрабазитов связано с процессами дифференциации, происходившими в магматических камерах. Возможно, кристаллизовавшиеся прослои различных по составу ультрабазитов дополнительно вытягивались при перемещении магматических масс вдоль намечавшейся псевдослоистости. Некоторая часть псевдослоев дунитов могла возникнуть в результате инъекции дополнительных порций дунитового расплава в перемежающиеся ультрабазиты. Мощность отмеченных псевдослоев и линзовидных тел изменяется от сантиметров до многих десятков метров.

Отчетливо выраженная перемежаемость дунитов и перидотитов была выявлена и охарактеризована на ранних этапах изучения хромитоносных ультрабазитовых массивов Н.В. Павловым и Г.А. Соколовым [8]. В 1940 г. толща перемежающихся прослоев различных по составу ультрабазитов Кемпирсайского массива (Южный Урал) выделена под наименованием полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса [4].

Изучение хромитовых месторождений показывает, что почти все рудные тела располагаются в пределах комплекса перемежающихся перидотитов и дунитов, согласно с их псевдослоистостью.

В пределах крупных массивов, таких, как Кемпирсайский, Пинарес-де-Маяри, Маяри-Баракоа (Куба), к псевдослоям дунитов приурочены многочисленные хромитовые месторождения, иногда вытягивающиеся на десятки километров. В частности, в Кемпирсайском массиве рудоносная зона, включающая многочисленные месторождения, прослеживается на расстояние более 20 км, в массиве Пинарес-де-Маяри — на 25 км. Протяженная цепочка мелких месторождений хромитов обнажается в рудоносной зоне массива Рай-Из (Поллярный Урал).

Повсеместно уплощенные рудные тела вытягиваются по простира-

нию прослоев ультрабазитов. Аналогичную направленность имеют и линзовидные рудные тела в пределах отдельных месторождений.

Следует отметить, что перемежающиеся прослои различных по составу ультрабазитов могут иметь различное падение. В частности, в массиве Южный Крака (Южный Урал) они субгоризонтальны, в массивах Хабарнинском (Южный Урал), Кемпирсайском, Пинарес-де-Маяри падают под углами $30-60^{\circ}$, в массиве Рай-Из — крутые, почти вертикальные. Согласно с псевдослоистостью ультрабазитов залегают и хромитовые тела, имеющие форму от сильно выпуклых до весьма уплощенных линз.

Зоны сочленения различных по структуре перидотитов определяют позицию пластообразных тел хромитов месторождения Сарана (Средний Урал). Здесь выделяются две разновидности этих пород. Восточная часть массива слагается перидотитами пойкилитовой структуры. В западной части массива развиты перидотиты гипидио-морфнозернистой структуры. Между двумя отмеченными разновидностями перидотитов распространены три сближенных протяженных пластообразных тела хромитовых руд.

Ориентировка линейно-плоскостных текстур перидотитов и псевдослоев дунитов определяет форму залегающей в перидотитах рудной зоны и отдельных хромитовых тел месторождения Дубошница (Югославия). Месторождение расположено в массиве Конюк-Кривая, сложенном перцолитами. В этих породах повсеместно развиты закономерно ориентированные линзовидные скопления пироксена, определяющие направление линейно-плоскостных текстур и полосчатости. Рудные тела, как и рудоносная зона в целом, вытягиваются в соответствии с направлением этих текстур. Дуниты в массиве крайне редки и обособляются в виде весьма мелких тел. Нами встречены лишь сложные струйчатые тела сантиметровой мощности. Установлено, что удлиненные, рудные обособления залегают согласно с этими дунитовыми телами.

Сводовые структуры локализируют хромитовые руды Кемпирсайского массива, где в наиболее крупном рудном поле рудоносная полоса прослежена с юга на север на расстояние 20 км и более. В пределах зоны выделяются уплощенные линзовидные рудные тела, развитые в области шарнира пологого свода. Сводовая структура намечена еще в ранние этапы изучения массива [4]. Нами сделаны широтные маршрутные пересечения через намеченную структуру и установлено многократное изменение направления и углов падения перемежающихся прослоев ультрабазитов, в целом образующих волнистую поверхность. Эти небольшие складки, по-видимому, осложняют выделенную структуру.

В пределах сводовой структуры выделяются две рудоносные зоны, приуроченные к ее крыльям. Осевая плоскость свода проходит между этими рудоносными зонами. Рудные тела западной зоны падают на запад под углами $25-50^{\circ}$, восточной зоны — преимущественно на восток под более пологими углами [12].

Следует отметить, что некоторые исследователи выделяют в пределах сводовой структуры три хромитоносных зоны.

Небольшое субмеридиональное сводовое поднятие выделяется в северной части массива. Здесь в шарнирной части свода развита серия мелких хромитовых рудных тел, вытянутых в субмеридиональном направлении. При составлении геологической карты массива установлено, что в пределах сводовых поднятий широко распространены дуниты, выходы которых на уровне современного эрозионного среза вытянуты вдоль шарниров сводов. В западной части массива намечается еще одно поднятие, в сводовой части которого эрозией еще не вскрыты дуниты и хромитовые концентрации.

По форме сводовые поднятия соответствуют пологим антиклиналям. Поскольку в пределах массива выделяются три подобных поднятия, разделенные межсводовыми прогибами, можно говорить о складчатой структуре массива. Субмеридиональная вытянутость поднятий и прогибов соответствует общей меридиональной направленности уральских складчатых структур. Очевидно, субмеридиональные сводовые структуры Кемпирсайского массива сформировались в результате воздействия тангенциальных субширотных усилий, сопровождавшихся возникновением субмеридиональных складчатых структур Урала.

По всей вероятности, сводовые (складчатые) структуры в массивах ультрабазитов не являются большой редкостью. В частности, линейные валообразные структуры выделены в Войкаро-Сыныинском массиве [7]. В ряде массивов Среднего Урала проявляется складчатая структура хромитоносных зон [5].

По устному сообщению П.А. Никитчина сводовые поднятия развиты в толще перемежающихся дунитов и перидотитов изучавшегося им Агардагского массива (Тува). Имеются предположения о сводовом строении апикальной части Хабаровского массива (Южный Урал), ряда массивов Кузнецкого Алатау и некоторых других районов.

Приконтактные зоны массивов ультрабазитов могут определять положение хромитовых рудных тел. Это хорошо проявлено в пределах группы месторождений, распространенных в районе Сукинда, штат Орисса, Индия [9]. Здесь обнажается толща кварцитов, смятых в синклиналию складку. В шарнирной части складчатой структуры залегает массив ультрабазитов, вдоль контакта которого и параллельно контакту распространено прерывистое пластообразное тело хромитовых руд. Обследование разрозненных интервалов этого тела показало несколько изменчивое залегание и мощность его. В рудном теле нами наблюдалась отчетливая направленность агрегатов хромшпинелидов, вытянутых в полосы, параллельные границам рудного тела. Следовательно, как рудное тело, так и наблюдаемая в нем полосчатость согласны с границами массива ультрабазитов. Направление ориентированных текстур в ультрабазитах скрыто интенсивно развитыми процессами корообразования.

Другим примером является хромитоносный массив Камагуэй

(Куба). Здесь в кровле массива ультрабазиты сменяются крупнозернистыми габброидами, которые сохранились на обширной площади развития ультрабазитов в виде разрозненных останцов. По данным картировавших этот район исследователей [10], ультрабазиты и габброиды связаны постепенными переходами, что подтверждено последующими работами Н.В. Павлова, отметившего наличие между ультрабазитами и габброидами переходных пород — троктолитов. Нами троктолиты наблюдались в виде небольших неправильных шпиров среди ультрабазитов. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что габброиды и ультрабазиты являются дифференциатами единой магмы. Положение останцов габброидов показывает, что граница между ними и расположенными ниже ультрабазитами представляет собой близгоризонтальную поверхность.

Вокруг одного из останцов габброидов, обнажающегося на площади в несколько десятков квадратных километров, карьерами обнажены многочисленные месторождения хромитов. Большинство из них имеет форму крутопадающих жил. Проведенные наблюдения позволили установить, что жилы ответвляются от субгоризонтальных тел, имеющих форму пластообразных залежей. Подобные тела встречены среди дунитов, которые обособлены в форме прослоев, имеющих пологое, близкое к горизонтальному, залегание.

Выявленные соотношения показывают, что пластообразные тела хромитов, обособившиеся среди дунитов, залегают близгоризонтально, как и контакт ультрабазитов с габброидами.

Следует заметить, что распространение хромитовых руд в приконтактных зонах ультрабазитовых массивов наблюдается редко. Это связано с отмеченной преимущественной локализацией хромитоносных пород — дунитов в центральных (а не приконтактных) частях массивов.

Далее рассмотрим более локальные структуры, контролируемые менее многочисленными, мелкие месторождения и рудные тела. Эти структуры развиты в пределах крупных согласных линейных и преимущественно — сводовых структур.

Секущие линейные зоны, представляющие собой тектонически-ослабленные зоны в неполностью раскристаллизованных ультрабазитах, локализуют хромитовые обособления жилообразной формы, которые секут псевдослоистость дунитов и перидотитов. Выделяется несколько структурно-морфологических типов жильных тел.

Субвертикальные, выдержанные по залеганию жилы наблюдались на месторождениях Кемпирсайского, Агардагского, Хабарнинского и многих других массивов. Жилы обычно слагаются густовкрапленными или близкими к массивным рудами. Весьма густо вкрапленные хромиты развиты в вертикальной жиле мощностью около 4 м, вскрытой на месторождении II-Геофизическое (Кемпирсайский массив). От рудной жилы ответвляются мелкие апофизы, распространяющиеся вдоль ее контакта. Характеризуемое тело пересекается мелкими жилами дунита. Границы хромитов и дунитов извилисты и расплывчаты, что наблюдается в зоне контакта, имеющей мощность в

несколько сантиметров. Наряду с крупными жилами достаточно широко распространены мелкие субвертикальные жилообразные тела, мощность которых измеряется сантиметрами и десятками сантиметров.

На месторождениях Комсомольское, 40 лет Казахской ССР и других наблюдались примеры ответвления жильных тел от пологих линзовидных залежей.

Невыдержанные по форме субвертикальные тела хромитов широко развиты в пределах Кемпирсайского, Агардагского, Пинарес-де-Маяри (Куба), Люботинского (Югославия) и многих других массивов. Жилы местами имеют весьма причудливые очертания, однако сохраняют общее простирание и падение. Мощность таких тел колеблется от нескольких сантиметров до 10–12 м. Границы между хромитами и дунитами повсеместно извилисты, контакты обычно тектонически не нарушены. Многократно отмечались примеры ответвления субвертикальных жилообразных тел от пологих залежей, наблюдались подобные жилы, быстро выклинивающиеся по восстанию и, по-видимому, отражающие начальные этапы жилообразования.

Интересно, что на участках ответвления мощность жил увеличивается, и в разрезе они имеют коническую форму. Установлено, что субвертикальные жилообразные тела пересекают пологозалегающие пластообразные шпировые обособления вкрапленных хромитов и в свою очередь пересекаются дунитовыми прожилками, имеющими расплывчатые границы с рудой. Жильные обособления слагаются средне- и густовкрапленными, близкими к массивным рудами, значительно реже – редковкрапленными разностями.

Наблюдались примеры пересечения субвертикальными жилообразными телами хромитов перемежающихся пологих псевдослоев перидотитов, энстатитовых дунитов и дунитов. В ряде случаев крутопадающие рудные жилы полностью выклиниваются на глубине в пределах уступов карьеров (на интервале 5–15 м), являясь как бы бескорневыми. Проведенные наблюдения позволяют высказать предположение о том, что возникновение подобных рудных жил обусловлено деформациями в период кристаллизации рудно-силикатного расплава, приводившими к полному пережиманию рудных тел. Ранее нами [2] уже высказывалось представление о возникновении жилообразных тел хромитов в период, когда вмещающие ультрабазитовые массы не были еще полностью раскристаллизованы. После образования рудных жил кристаллизовавшиеся хромиты и ультрабазиты подверглись деформации и претерпели ламинарное течение. В результате в жильных телах и вмещающих их ультрабазитах ориентированные текстуры приобрели единую направленность.

Субвертикальные линзовидные тела весьма густо вкрапленных хромитов широко распространены на многочисленных месторождениях массива Камагуэй (Куба). Здесь в карьерах обнажены сильно перемятые, разлинзованные серпентиниты, слагающие обширные площади. Серпентинитовые линзочки, имеющие в среднем размеры по длинной оси, равные 10–20 см, повсеместно характеризуются

субвертикальным падением, определяя залегание зоны разлинзования.

В соответствии с простиранием и падением линзочек располагаются и линзовидные тела хромитов. Эти тела иногда имеют значительное протяжение и неоднократные частичные пережимы. Нередко они расщепляются на две-три ветви.

Генезис линзовидных тел хромитов в массиве Камагуэй не вполне ясен. Можно было бы предположить, что они возникли в результате послерудных тектонических процессов разлинзования. Однако в известных нам случаях послерудных нарушений в перемятой массе серпентинитов распространены угловатые обломки раздробленных и растащенных рудных тел. В месторождениях массива Камагуэй угловатые обломки нами не встречены ни в одном из многочисленных изучавшихся месторождений. Не наблюдались и примеры отрыва пальцеобразных ответвлений рудных тел "обтекавшими" и обжимавшими эти тела мелкоразлинзованными серпентинитами.

Для объяснения генезиса отмеченных линзовидных рудных тел необходимо определить положение и распространение первичных хромитоносных зон в массиве, соотношение участков раздробленных и монолитных ультрабазитов и выявить некоторые другие особенности.

Субвертикальные и наклонные тела массивных хромитов, имеющие резкие, четкие ограничения, контролируются прямолинейными трещинами различного направления. Эти тела в отличие от ранее отмеченных ограничены выдержанными по залеганию тонкими трещинами. Поскольку трещины имеют различные направления, контролируемые ими рудные тела местами характеризуются сложными, ступенчатыми очертаниями. Установлены примеры ответвления от подобных тел прямолинейных рудных апофиз.

Характеризуемые рудные жилы наблюдались нами на месторождениях VI-Геофизическое, Гигант, Восточное (Кемпирсайский массив).

Облик этих жил указывает на формирование их в ультрабазитах, реагировавших на тектонические деформации как жесткие хрупкие тела. Однако они образовались до полной кристаллизации дунитов, на что указывает ряд наблюдаемых особенностей. Одно из таких тел, вскрытое на многих уступах в карьере месторождения VI-Геофизическое, по падению переходит в весьма густо вкрапленные, а еще ниже в густовкрапленные хромиты, которые затем сочленяются с пологой линзовидной залежью. На нижних интервалах жильное тело имеет невыдержанные расплывчатые контакты и лишь в верхней части ограничивается прямолинейными трещинами. Вероятно, трещины возникали в существенно консолидированных ультрабазитах верхней части разреза в период, когда на глубоких горизонтах породы еще не до конца раскристаллизовались и сохранили пластичность, так что перемещавшиеся в них силикатно-рудные массы приобрели расплывчатые очертания.

По всей вероятности, к отмеченному типу рудных тел относятся многочисленные мелкие прожилки сплошных хромитов, широко раз-

витые в верхних частях разреза ультрабазитовой толщи Кемпирсайского массива (месторождение VI-Геофизическое и др.). Эти прожилки ограничены тонкими трещинами различных направлений, имеют коленообразные изгибы и апофизы. Характерна приуроченность групп близко расположенных жильных тел к единой трещинной зоне.

Экранирующие структуры представляют собой пологие поверхности контактов псевдослоев различных по составу ультрабазитов, под которыми локализуются хромиты с "подводящими" жильными телами. Рудные залежи здесь имеют форму невыдержанных по мощности пластов, поверхностью висячего бока которых являются чаще всего контакты лежащего бока прослоев перидотитов или пироксеновых дунитов. Поскольку такие псевдослои в вертикальном разрезе местами образуют изгибы, то соответственно изменяют падение и залегающие под ними рудные тела. Подобное существенное изменение падения протяженного тела хромитов, залегающего под мало-мощным (~ 1 м) псевдослоем энстатитовых дунитов, наблюдалось в северной части карьера месторождения Комсомольское в Кемпирсайском массиве. В западной части этого карьера под субгоризонтальным прослоем пироксеновых дунитов расположено рудное тело аналогичного залегания. На месторождении VI-Геофизическое в этом же массиве близгоризонтальный псевдослой перидотитов определяет залегание прослоя густовкрапленных хромитов.

В пределах отмеченных карьеров наблюдались примеры ответвления субвертикальных рудных жил от пологих залежей и переход по восстанию этих жил в пластообразные тела, экранируемые перидотитами и пироксеновыми дунитами. Все три структурных фрагмента таких сложных тел (нижняя, верхняя залежи и соединяющие их жилы) в северной части карьера Комсомольский сложены одними и теми же мелкозернистыми средне-крупными рудами, в западной части карьера и на месторождении VI-Геофизическое — весьма густовкрапленными среднезернистыми рудами.

Поверхности расслоения в дунитах также определяют залегание приуроченных к ним рудных тел. Установлены примеры, когда на участках, сложенных только дунитами, залегающие в них жилообразные тела по восстанию переходят в пологие пластообразные залежи. В глубоком карьере месторождения Миллионное наблюдалось Г-образное тело хромитов. Мощность субвертикальной жилы не превышает 0,3–0,5 м, в то время как субгоризонтальная часть этого сложного тела имеет мощность 10–12 м. В карьере месторождения Восточное от одного из мощных жилообразных рудных тел ответвляется небольшая пологая залежь, образующая как бы апофизу жилы в средней ее части (по вертикали).

От другой, вскрытой в этом карьере субвертикальной жилы, имеющей мощность около 4 м, в верхней части ответвляется мало-мощное (0,2–0,3 м) пологое тело тех же густовкрапленных среднезернистых хромитов.

Весьма интересный пример наблюдался в западной части карьера месторождения Восточное. Здесь обнажена пологозалегающая лин-

за хромитов, вытянутая по простиранию на десятки метров. От этого тела ответвляется вверх крутопадающая рудная жила. В месте ответвления около жилы наблюдается параллельный ей глубокий клинообразный "затек" дунитов в пологую залежь. В верхней части жилы хромитов переходит в другую пологую линзу значительного протяжения и мощности. Обе пологие залежи и соединяющая их жила сложены среднезернистыми густовкрапленными хромитами.

Следует отметить, что нами не наблюдались примеры распространения жилообразных тел выше охарактеризованных структурных экранов. Не обнаружены и какие-либо зоны тектонического нарушения в ультрабазитах на продолжении выклинивающихся жильных тел. На месторождении Восточное наблюдалось тупое выклинивание протяженной жилы хромитов.

О проникновении силикатно-рудных масс в неполностью раскристаллизованные ультрабазиты по тектонически-ослабленным зонам свидетельствуют и другие отмеченные особенности (извилистые границы, общая ориентировка линейно-плоскостных текстур в хромитах и окружающих дунитах и др.). Эти перемешавшиеся массы достигали экраняющих поверхностей и далее распространялись и накапливались под ними.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

После становления ультрабазитов и формирования хромитовых рудных тел в некоторых массивах были заложены послерудные тектонические зоны дробления и смятия различной мощности. Движения по зонам, пересекающим или включающим рудные тела, приводили к нарушению их целостности и перераспределению хромитовых руд. Положение и залегание рудных тел и хромитоносных зон могло при этом существенно измениться. Возникли зоны рудных тел, имеющие в ряде случаев промышленное значение.

Положение хромитовых руд могло изменяться и в случае их размыва на эрозионной поверхности и формирования горизонтов базальных конгломератов. Форма поверхности в существенной степени определяет распространение хромитоносных конгломератов, являясь своеобразным фактором структурного контроля руд. Другим элементом структуры, контролирующим размещение обломков хромитов, является сланцеватость метаморфизованных пород. Поскольку промышленные концентрации отмеченных обломочных руд в настоящее время неизвестны, тела их не выделены в самостоятельный тип.

Тектонические зоны дробления и смятия в ультрабазитах определяют положение блоков хромитов, образовавшихся в результате дробления пластообразных и линзовидных рудных тел. Эти зоны залегают в массивах трещиноватых ультрабазитов или в зонах их контактов. Мощность зон составляет несколько метров, а в единичном случае (Люботенский массив в Югославии) — несколько сотен метров. Во всех наблюдаемых примерах рудные обломки перемеще-

ны на небольшие расстояния, обычно измеряемые долями метра и несколькими метрами.

Направление послерудных тектонических движений определяет положение блоков хромитов, образовавшихся в результате дробления пластообразных и линзовидных рудных тел. Растащенные в перемятой массе ультрабазитов глыбы хромитов вытягиваются в линейные цепочки в соответствии с направлением тектонических перемещений. Размеры обломков хромитов колеблются от сантиметров до многих метров, форма их обычно угловатая и остроугольная. На месторождении Гейдара (Малый Кавказ) обломки весьма интенсивно окатаны и приобрели округлые очертания. Местами форма их шарообразная, что дало основание некоторым исследователям отнести эти тела к гигантским нодулям. Однако изучение морфологии и внутреннего строения округлых тел позволило нам установить их обломочный характер [1]. Обломки имеют размеры 0,5–2 м, растащены на расстояние 1–5 м один от другого и окружены весьма интенсивно перемятыми серпентинитами. В пределах зоны смятия сохранились фрагменты нераздробленных рудных тел протяженностью до 5 м. Здесь видно, что первичные рудные тела имели форму уплощенных линз со значительными локальными раздувами.

На месторождении Агардаг (Тува) можно видеть зоны дробления, в пределах которых происходили тектонические движения различной интенсивности. В одной из таких зон обломки хромитов растащены на расстояние 1–3 м, в другой – лишь на 10–30 см один от другого. Размер обломков в первом случае составляет 0,1–0,2 м, во втором – 0,5–0,7 м.

Мощность зон смятия в обоих упомянутых массивах составляет 2–5 м. В таких маломощных зонах рудные обломки вытягиваются в отчетливые линейные цепочки. Более сложно распределение блоков хромитов в эндоконтактной части Люботенского массива (Югославия). Здесь вдоль пологопадающего контакта массива развита зона интенсивного смятия и дробления серпентинитов, мощность которой измеряется, по-видимому, первыми сотнями метров. В пределах зоны установлено повсеместное и равномерное интенсивное смятие пород. Среди таких тектонически-нарушенных ультрабазитов нами в различных частях поперечного сечения зоны наблюдались угловатые и остроугольные обломки густовкрапленных хромитов, местами переходящих в массивные разности. Размер обломков колеблется от нескольких до десятков сантиметров. Кроме того, в тектонической зоне встречаются более крупные глыбы хромитов, размер которых достигает нескольких метров. Многие глыбы хорошо обнажены и видна их грубоизометричная форма. При документации некоторых глыб можно видеть, что они почти повсеместно ограничены различно ориентированными плоскими поверхностями.

Проведение горнобуровых работ показало большой разброс обломков хромитовых руд в пределах широкой полосы тектонической зоны. Это хорошо видно на погоризонтных планах. В то же время обломочный материал вытягивается в круто наклоненную цепочку –

угол наклона ее составляет около 60° , что видно на геологическом разрезе через месторождение.

На месторождении Раброво (Югославия), по сообщению югославского геолога Т. Иванова, обрабатываются глыбы хромитовых руд, растащенные по зоне смятия ультрабазитов. Эти глыбы образовались в результате дробления линзовидных залежей хромитов. Остатки таких тел, залегающих в монолитных трещиноватых дунитах, наблюдались нами в карьерах месторождения.

При изучении глыб раздробленных рудных тел различных месторождений нами выявлена различная направленность полосчатости руд; линейно-плоскостных текстур и ориентированных перпендикулярно к ним текстур растяжения. В то же время в различных частях нераздробленных рудных тел установлена единая направленность этих структурных элементов. Отмеченные и приведенные ранее данные свидетельствуют о том, что рудные блоки возникли в результате дробления хромитовых тел и растаскивания их фрагментов.

Распространение рудных блоков в виде цепочек и ориентировка этих цепочек обусловлены перемещениями в пределах тектонических зон смятия и направлением движений.

Окатанные и полуокатанные, реже остроугольные обломки хромитовых руд, имеющие размеры в среднем 1–3 см, известны еще с 30-х годов в районе упоминавшегося месторождения VI-Геофизическое. Здесь в нижней части разреза горизонта юрских известняков и известняково-песчаных пород обособляется прослой конгломератов, в основании которого распространены обломки ультрабазитов и хромитовых руд. Видимая мощность рудоносного прослоя составляет 0,2–0,3 м. Аналогичные хромитоносные конгломераты выявлены нами в районе месторождения Молодежное, расположенного в нескольких километрах от предыдущего.

Следует отметить, что в районе месторождения VI-Геофизическое эрозионная поверхность вскрывает мощное субвертикальное жиллообразное тело хромитовых руд. По всей вероятности, часть рудной гальки в базальных конгломератах образовалась в результате размыва этого тела, поскольку вблизи от него содержание обломков хромитов заметно повышается, а на удалении – понижается до полного исчезновения.

К востоку от месторождения VI-Геофизическое, в логе Джангаз-Агач на серпентинитах залегают известняково-песчанистые породы с мелкой (0,3–0,5 см), обычно хорошо окатанной галькой кварца, серпентинитов, кремнистых и других пород. Здесь отмечены редкие, столь же мелкие окатанные гальки массивных хромитов.

Угловатые и полуокатанные обломки серпентинитов наблюдались нами в базальном горизонте конгломератов, которые обособляются в основании толщи известняков, залегающих на размывтой поверхности ультрабазитового массива Ольгин (Куба). Очевидно, в случае развития в ультрабазитах хромитовых рудных тел, совместно с обломками этих пород наблюдалась бы и рудная галька.

В районе Ванкур, штат Андхра-Прадеш, Индия установлены об-

ломки хромитов, имеющие размеры до 3 м. Распространение их определяется направлением сланцеватости вмещающих гнейсов и роговообманковых сланцев [11]. Масштабы хромитовых концентраций, по-видимому, невелики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение размещения хромитовых месторождений позволяет выделить ряд рудоконтролирующих структур различных масштабов.

По вопросу о структурах, контролирующих положение хромитовых массивов в поясах ультрабазитов, имеются немногочисленные данные, в связи с чем проведение систематизации региональных рудоконтролирующих структур не представляется возможным.

В массивах ультрабазитов распределение протяженных зон хромитовых месторождений контролируется крупными структурами – согласными линейными зонами перемежающихся псевдослоев и линз дунитов и перидотитов, сводовыми структурами, реже – приконтактными зонами массивов. В подобных зонах залегают многочисленные крупные и мелкие месторождения.

В пределах крупных структур выделяются локальные рудоконтролирующие элементы – секущие линейные зоны и экраны, определяющие положение единичных месторождений и рудных тел небольшого масштаба. Наиболее широко развиты эти структуры в массивах, становление которых происходило в условиях неоднократно проявлявшихся тектонических деформаций (Кемпирсайский массив и др.). В массивах, формировавшихся в относительно спокойной тектонической обстановке, экранящие структуры не установлены, а линейные секущие зоны весьма редки (массивы Кубы и др.).

Отмеченные рудо локализирующие структуры возникли в период становления ультрабазитовых массивов. В это время происходила дифференциация и перемещение кристаллизовавшихся рудно-силикатных масс, возникали поверхности расслоения, согласные с перемежающимися прослоями дунитов и перидотитов. В ультрабазитах формировались сводовые структуры, являющиеся результатом смятия кристаллизовавшихся масс или, что для случая Кемпирсайского массива нам представляется более вероятным, отражающие морфологию пликативных структур амфиболитов. По границам кристаллизовавшихся дунитовых и перидотитовых прослоев распространялись порции остаточного силикатно-рудного расплава. На участках сводовых поднятий рудные массы локализовались в шарнирных частях этих структур.

В существовании, но еще не полностью раскристаллизованных ультрабазитах при кратковременных интенсивных деформациях возникали тектонически-ослабленные зоны, в которые проникал силикатнорудный расплав. Безрудные интервалы этих зон "залечивались". В результате о возникновении зон свидетельствуют лишь жильные рудные тела.

Силикатно-рудный расплав, распространяясь по тектонически-

ослабленным зонам, местами достигал границ дунитов и расположенных выше перидотитов или пироксеновых дунитов и распространялся вдоль этих границ, образуя пластообразные тела. Можно предположить, что в ряде случаев расплав проникал вдоль поверхностей расслоения, согласных с контактами массивов ультрабазитов. Сформировались рудные тела, вытянувшиеся вдоль контактов массивов.

В послерудное время хромитовые тела, оказавшиеся в пределах зон дробления, были разбиты на части, а обломки их расташены. Некоторые рудные тела были размыты при эрозионных процессах, а их обломки распространились в осадочных отложениях базального горизонта.

Выявление закономерностей распространения хромитовых рудных тел в ультрабазитовых массивах может содействовать поискам и оценке перспектив оруденения на основании структурных критериев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кравченко Г.Г. Генезис овальных тел хромитов Гейдаринского месторождения (Азербайджан). – Геол. рудн. месторожд., 1969, № 5.
2. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского массива. М.: Наука, 1969.
3. Кравченко Г.Г. Структурные особенности хромитовых месторождений, формировавшихся в различных тектонических условиях. – В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974.
4. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. – В кн.: Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940, т. II.
5. Малахов А.Е., Пуркина Т.А., Телегин Б.А. Хромитоносность ультрабазитов Среднего Урала. Свердловск, 1966.
6. Павлов Н.В., Соколов Г.А. Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном плутоне, включая скрытые рудные тела. – В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
7. Савельев А.А., Савельева Г.Н., Маслов М.А. Петрология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива: Тезисы докл. второго Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1966.
8. Соколов Г.А. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крака. М.: Изд-во АН СССР, 1937.
9. Banerjee P.K. Geology and geochemistry of the Sukinda ultramafic field, Cuttack district, Orissa. – Memoirs of the geol. surv. of India, vol. 103, 1972.
10. Flint D.E., Albear I.F., Guild P.W. Geology and chromite deposits of the Camaguey province, Cuba. Washington, 1948.
11. Sarma S.R. Chromite from Wankur. – N.Jb. Miner., Abh., N 94, Stuttgart, 1960.
12. Sokolov G.A. Regime of deep-seated faults and the formation of chromite deposits. Soc. Min. Geol. Japan, Special issue, 3/Proc. IMA-JAGOD Meeting, 70, JAGOD, 1970.

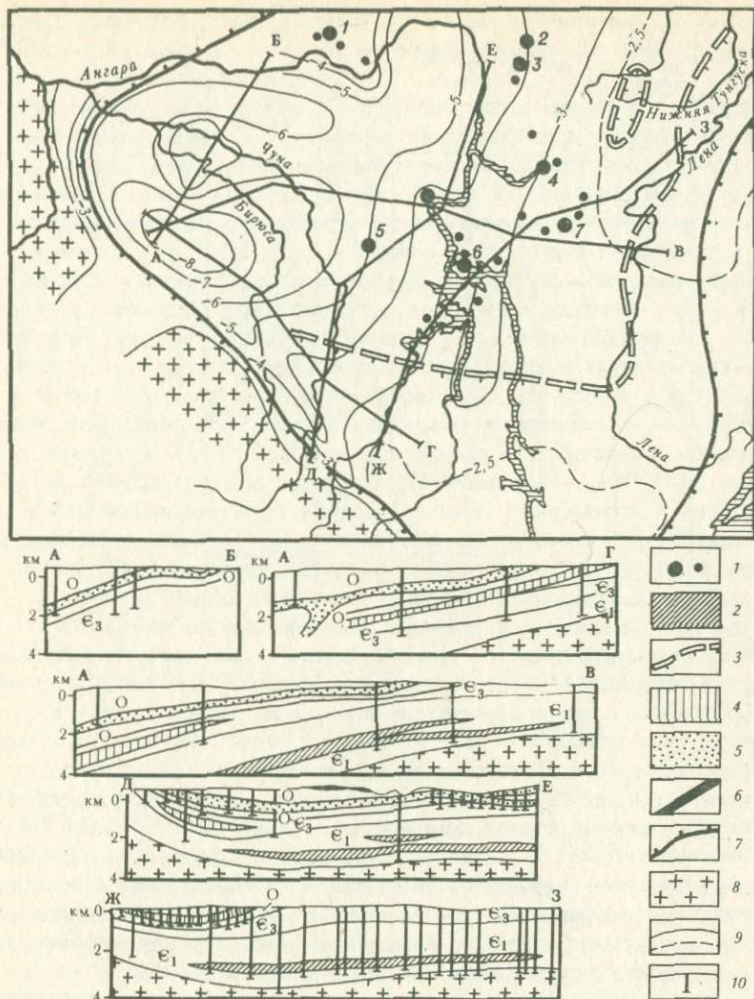
О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНГАРО-ИЛИМСКОГО ТИПА (ГИПОТЕЗА ТЕПЛОЙ МОБИЛИЗАЦИИ ПЛАСТОВЫХ РАССОЛОВ РЕГИОНАЛЬНЫМ ТРАППОВЫМ СИЛЛОМ)

Железорудным месторождениям ангаро-илимского типа посвящено большое число работ, в том числе монографии [1, 15, 4, 17], из которых, несмотря на ряд частных разногласий между авторами, вырисовывается вполне четкое представление о размещении, геологическом строении и особенностях минерализации этих месторождений. Значительно больше разногласий вызывают вопросы, связанные с генезисом Ангаро-Илимских месторождений, в частности, оценка роли в их образовании трапповой магмы и нижнекембрийской галогенной формации.

Развиваемый ниже подход основывается на данных по глубоким горизонтам осадочного чехла платформы, установленных в последние годы в связи с поисками в регионе нефтяных и газовых месторождений. Основное внимание уделяется обсуждению комплекса физических эффектов, связанных с внедрением в пористый водонасыщенный разрез пластовых тел трапповой магмы. На основании оценки количественной стороны этих эффектов в статье обосновывается новая гипотеза образования рассматриваемых месторождений [13], объединяющая в единую динамическую систему процессы структуро- и рудообразования, магматические и внемагматические источники тепла и вещества.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Провинция железорудных месторождений ангаро-илимского типа расположена в южной части Сибирской платформы (фиг. 1). Месторождения залегают в палеозойских – нижнемезозойских осадочных и вулканогенных отложениях платформенного чехла и локализованы в специфических структурах – субвертикальных брекчиевых телах, называемых обычно "трубками взрыва". Руды месторождений представлены двумя основными типами: жильным и метасоматическим. Среди метасоматических руд преобладают магнетитизированные скарны. Крутопадающие рудные тела в трубках могут сочетаться с выходящими за пределы трубок субгоризонтальными пластовыми залежами под экранами силлов (Нерюндинское месторождение) или аргиллитов (Коршуновское месторождение) и с трещинно-жильными образованиями. Трещинно-жильный и пластовый типы минерализации имеют и самостоятельное значение особенно на территориях, расположенных севернее описываемого региона (Тунгусское железорудное



Фиг. 1. Схема относительного расположения в южной части Сибирской платформы магнетитовых месторождений ангаро-илимского типа, Усольского траппового силла и каменной соли усольской свиты. Основа схемы и разрезы даны по Г.Д. Феоктистову [30]; граница области распространения каменной соли — по М.А. Жаркову [7]

1 — магнетитовые месторождения Ангаро-Илимского типа (наиболее крупные на схеме: 1 — Тагарское, 2 — Нерюндинское, 3 — Капаевское, 4 — Рудногорское, 5 — Октябрьское, 6 — Красноярское, 7 — Коршуновское); 3 — граница области распространения Усольского силла; 7 — граница области распространения каменной соли усольской свиты; 8 — кристаллические породы фундамента платформы; 9 — изогипсы поверхности фундамента в км; 10 — скважина.

На разрезах траппы силлов: 2 — Усольского, 4 — Тулунского, 5 — Падунского, 6 — Чуно-Бирюсинского (эрозионные останцы). Для наглядности мощности силлов сильно увеличены.

поле, месторождения бассейнов рек Подкаменная Тунгуска, Бахта, Илимпея и др.). Их рассмотрение не входит в задачи настоящей статьи.

Разрез отложений чехла Сибирской платформы в районе развития Ангаро-Илимских месторождений начинается с терригенной ушаковской свиты, представленной чередованием песчаников, сланцев, алевролитов и аргиллитов. На ушаковских отложениях (или в северной части территории непосредственно на размытых породах фундамента) залегает мотская свита, состоящая из трех подсвит: нижней - терригенной, верхней - сульфатно-карбонатной и средней - переходной между ними. Мотские отложения согласно перекрываются усольской свитой, сложенной каменной солью с подчиненными прослоями сульфатно-карбонатных пород, а в западной части региона - песчаников, алевролитов и мергелей. Соленасыщенность усольских отложений значительная, в некоторых разрезах больше 50%. Мощность усольской свиты изменяется в среднем от 400-500 м в северных районах до 800-900 - в южных, во впадинах она возрастает до 1500 м. Минимальный суммарный объем каменной соли усольской свиты оценивается М.А.Жарковым [7] в 136 тыс. км³. Таким образом, в нижнем кембрии на территории Сибирской платформы располагался один из самых крупных на земном шаре солеродных бассейнов.

В дальнейшем для нас большое значение будут иметь данные по коллекторским свойствам пород названных выше свит. В разрезе верхнепротерозойских - кембрийских отложений в районе развития месторождений в Иркутском амфитеатре выделяется десять нефтепродуктивных горизонтов [19]. Эти горизонты отличаются повышенными коллекторскими свойствами и концентрируют не только углеводороды, но и основные запасы подземных вод. Пять продуктивных горизонтов мотской свиты гидрогеологи и нефтяники объединяют в подсолевой водоносный комплекс. Основной продуктивный горизонт этого комплекса - парфеновский - приурочен к верхней части разреза терригенной нижнемотской свиты. Коллекторские свойства парфеновского горизонта весьма изменчивые, но в целом высокие, местами пористость пород достигает 30 и даже 40% [19].

В межсолевых кавернозно-трещиноватых карбонатных и сульфатнокарбонатных пластах усольской свиты располагается нижний соленосный водоносный комплекс. Основной продуктивный горизонт нижнего соленосного комплекса - осинский - имеет региональное развитие. Его верхняя граница залегает на 100-150, а нижняя на 40-50 м выше подошвы усольской свиты. К осинскому горизонту приурочено Марковское месторождение нефти и многочисленные проявления с самоизливом и фонтанами рассолов, нефти и газа.

На фиг. 2 приведен обобщенный гидрогеологический разрез района развития Ангаро-Илимских железорудных месторождений. Как показано на разрезе, воды подсолевого и нижнего соленосного водоносных комплексов имеют сходный хлоридный кальциево-натриевый состав при минерализации, соответственно, до 270 и 350 г/кг. Средняя пористость мотско-ушаковских отложений 10%, мощность

Возраст	Глубина, м	Геологический разрез	Температура, °С	Химический состав		Средняя относительная пористость пород, %	Количество воды в породах на 1 км ² площади, 10 ⁶ м ³	
				Минерализация вод, г/л	воды			газа
P	1000		50	3	HCO ₃ NaCa	O ₂ -H ₂	30	300
C				35	HCO ₃ -Cl Ca Na	N ₂ CH ₄ -N ₂		
S				140	Cl Ca Na	N ₂ CH ₄ -N ₂		
O	2000		100	350	Cl NaCa	CH ₂ -N ₂ CH ₄	1	20
ε ₂₋₃	3000			270	Cl Ca Na	CH ₄		
ε _{1, ang} ε _{1, bul}								
ε _{1, bel}								
ε _{1, us}	4000		5000	270	Cl Ca Na	CH ₄	10	60
ε _{1, mol} pε _{1, ush} A								



Фиг. 2. Схематический гидрогеологический разрез района Ангаро-Илимских железорудных месторождений к концу позднепермского времени (по Е.А. Баскову [3]), дополненный Тулунским (верхний) и Усольским (нижний) трапповыми силами

1 - песчано-глинистые угленосные отложения; 2 - песчаники, чередующиеся с прослоями водорослевых доломитов и аргиллитов; 3 - чередование доломитов, ангидритов (гипсов) с прослоями песчаников; 4 - ритмичное переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников; 5 - доломитовые мергели, преимущественно красноцветные, часто ангидрито- или гипсоносные с прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников; 6 - доломитовые мергели пестроцветные, с прослоями и линзами ангидрита (гипса); 7 - чередование доломитов, доломито-ангидритов (гипсов) и ангидритов (гипсов); 8 - чередование доломитов, доломито-ангидритов и каменной соли; 9 - каменная соль с подчиненными прослоями доломита и доломито-ангидрита; 10 - кристаллические породы фундамента платформы; 11 - трапповые силы

600 м. Таким образом, общее количество крепких рассолов в подсолевых отложениях платформенного чехла оценивается величиной порядка 60 млн. м³/км².

Принципиально важной особенностью геологического строения

платформенного чехла на территории развития месторождений Ангаро-Илимского типа является присутствие в нем на разных стратиграфических уровнях регионально распространенных трапповых силлов [30]. Нижний силл - Усольский - нигде на поверхность не выходит. Большой объем буровых работ позволил оконтурить его с юга и востока, данных для замыкания контура с северной и западной сторон пока недостаточно. Установленные границы выклинивания Усольского силла показаны на фиг. 1. На прилагаемых разрезах показаны также силлы более высоких уровней, положение поверхностных выходов которых и границ выклинивания на плане не отражено.

В западной части области своего распространения Усольский силл залегает в верхах мотской свиты, на востоке он переходит в низы усольской свиты, достигая на выклинивании несколько более высокого уровня, чем осинский горизонт. Средняя мощность силла около 100 м. В направлении к внутренним частям Канско-Тасеевской впадины, откуда происходило внедрение, она увеличивается до 200 м и более. В междуречье Ангары и Илима в 200-600 м выше по разрезу вскрыт крупный апофиз Усольского силла - Заярский силл (разрезы АВ и ЖЗ).

Выше Усольского и Заярского силлов располагаются Тулунский (в породах верхнего кембрия - нижнего ордовика), подобно Усольскому, с крупным апофизом - Толстомысовским силлом, Падунский (в породах нижнего ордовика - пермо-триаса) и Чуно-Бирюсинский (в породах верхнего ордовика - нижнего силура) силлы. По калий-аргоновым определениям абсолютный возраст силлов составил (в млн. лет): 265-256 (Чуно-Бирюсинский), 242-205 (Падунский), 220-179 (Тулунский и Усольский) [30]. Таким образом, в многоэтажной серии силлов наиболее глубокозалегающие Тулунский и Усольский силлы являются самыми молодыми образованиями.

Минеральный состав руд и метасоматитов месторождений однообразен, различаясь главным образом количественными соотношениями минералов. Преобладающий рудный минерал - магнийсодержащий магнетит¹, второстепенный - гематит. Высокотемпературные метасоматиты представлены автореакционными известковыми (преимущественно маложелезистые пироксен и гранат) и магнезиальными (оливин, монтичеллит, клинопироксен, шпинель) скарнами. Средне- и низкотемпературные стадии процесса фиксируются комплексом гидросиликатов (хлорит, серпентин), кварц-кальцитовой и цеолитовой минерализациями. В составе метасоматитов, в том числе высокотемпературных, спорадически встречается ангидрит, а в рудах и скарнах глубоких горизонтов Коршуновского и Капаевского

¹ Как показано в [4], примесь магния в магнетите обусловлена в основном присутствием микровключений магнезиальных силикатов.

месторождений установлен галит, составляющий участками до 20% общего объема породы.

Характерной чертой минералообразования на всех месторождениях является многократная повторяемость скарно- и рудообразования, отражающая множественность импульсов дробления и брекчирования рудовмещающих пород [1, 4].

**ГИПОТЕЗА ТЕПЛОВОЙ МОБИЛИЗАЦИИ ПЛАСТОВЫХ РАССОЛОВ
РЕГИОНАЛЬНЫМ ТРАПОВЫМ СИЛЛОМ:
ФИЗИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ, ПАРАМЕТРЫ,
КРИТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЦЕССА**

При внедрении магмы в пористые водонасыщенные отложения поровые воды вмещающих пород под действием тепла интрузии расширяются. Если объем расширяющихся вод гидродинамически замкнут, в приконтактной области будет накапливаться избыточное флюидное давление. Когда это избыточное давление превысит некоторое критическое для области значение, система потеряет механическую устойчивость, произойдет катастрофическая разрядка напряжений.

На территории развития магнетитовых месторождений ангаро-илимского типа под регионально распространенным Усольским траповым силлом залегает толща терригенно-карбонатных отложений с относительно высокими коллекторскими свойствами (см. фиг. 2). Эта толща гидродинамически изолирована сверху телом силла, снизу — кристаллическим фундаментом платформы. Поэтому в ней под действием тепла остывающего силла должно было накапливаться избыточное пластовое давление. Гипотеза авторов заключается в предположении, что в определенных геологических ситуациях это избыточное давление могло вызвать прорыв расширяющимися пластовыми водами тела силла и образование в надинтрузивном пространстве железорудных "трубок взрыва". Рассмотрение гипотезы начнем с оценки возмущения тепловым полем внедрившегося силла фонового геотермического поля в боковых породах.

Возмущение геотермического поля. Время кристаллизации интрузивного тела пластообразной формы может быть приблизительно оценено из выражения [9]:

$$t_{кр} \approx \frac{H^2}{16a_c \beta^2}, \quad (1)$$

где H — мощность силла; a_c — коэффициент температуропроводности кристаллической коры силла; β — корень трансцендентного уравнения.

Температурное поле в экзоконтакте кристаллизующегося силла представим следующим образом. Расчеты динамики охлаждения магматических тел пластообразной формы показывают, что температура контакта тел изменяется в процессе их кристаллизации незначительно [6]. Поскольку в контакте Усольского силла, вскрытого Зарской скважиной опорного бурения, зафиксировано плавление каменной соли [11], примем температуру контакта силла постоян-

ной, равной 800°C . Температуру боковых пород положим также постоянной, равной 130°C (фиг. 2). Кроме того, будем считать, что в экзоконтакте сила нет дополнительных стоков тепла, т.е. пренебрежем тепловым вкладом процессов плавления, ассимиляции, контактового метаморфизма и т.п. При таких упрощающих предположениях изменение температуры в породах разогреваемых кристаллизующимся силлом может быть найдено из выражения [9]:

$$T(z, \tau) = T_0 + (T_K - T_0) \operatorname{erfc} \frac{z'}{2\sqrt{a_{\Pi}\tau}}, \quad (2)$$

где $z' = z - H/2$ - расстояние от контакта сила; τ - время; T_0 - начальная температура боковых пород; a_{Π} - коэффициент температуропроводности боковых пород; $\operatorname{erfc}(x) = 1 - \operatorname{erf}(x)$, где

$$\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-\xi^2} d\xi - \text{функция ошибок Гаусса.}$$

Выражение (2) может быть упрощено, если учесть, что функция ошибок в основной своей части почти пропорциональна и при ориентировочных расчетах может быть заменена прямой линией (см. [32, 33] и др.). Замену эту произведем следующим образом. Дифференцируя (2) по z' найдем:

$$\frac{\partial T}{\partial z'} \approx - \frac{T_K - T_0}{\sqrt{\pi a_{\Pi}\tau}} \exp \left[- \frac{(z')^2}{4a_{\Pi}\tau} \right]. \quad (3)$$

Градиент температуры на контакте сила, т.е. при $z' = 0$, равен:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z'} \right|_{z'=0} \approx - \frac{T_K - T_0}{\sqrt{\pi a_{\Pi}\tau}}. \quad (4)$$

Считая этот градиент постоянным в пределах всей зоны экзоконтактового прогрева, можно записать:

$$\frac{T_K - T_0}{\sqrt{\pi a_{\Pi}\tau}} \approx \frac{T_K - T_0}{z'_{\text{пр}}}, \quad (5)$$

$$z'_{\text{пр}} \approx \sqrt{\pi a_{\Pi}\tau}, \quad (6)$$

где $z'_{\text{пр}}$ - ширина зоны прогрева боковых пород.

Для момента $\tau = \tau_{\text{кр}}$, отвечающего концу кристаллизации сила, используя (1), найдем:

$$z'_{\text{пр}} \approx \frac{H}{4\beta} \sqrt{\pi \frac{a_{\Pi}}{a_C}}. \quad (7)$$

Корень трансцендентного уравнения β зависит от температуры внедрившейся магмы T_M , скрытой теплоты плавления (кристаллиза-

ции) L и теплоемкости кристаллической коры сила c . При $T_M = 1200^\circ\text{C}$, $L = 100$ кал/г и $c = 0,25 \div 0,30$ кал/г·град, его значение лежит в пределах $\beta = 0,65 \div 0,72$. Температуропроводность кристаллической коры сила при принятом выше значении теплоемкости, плотности $\rho = 2,7$ г/см³ и коэффициенте теплопередачи $\lambda = (4 \div 5) \cdot 10^{-3}$ кал/см²·сек·град равна $a_c = \lambda / \rho c = (5 \div 7) \cdot 10^{-3}$ см²/сек. Температуропроводность вмещающих отложений примем равной $a_{II} = (7 \div 12) \cdot 10^{-3}$ см²/сек [31]. Подставив соответствующие значения в (7) получим:

$$z'_{\text{пр}} = (0,6 \div 1,0) H. \quad (8)$$

Таким образом, к концу процесса кристаллизации сила его линеанизированный тепловой ореол распространяется во вмещающие породы на расстояние, равное примерно мощности сила.

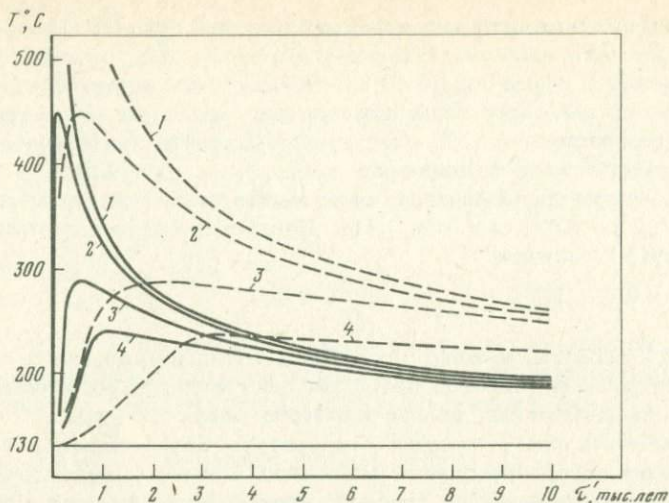
Дальнейший ход изменения температуры остывающего сила и вмещающих пород представим следующим образом. Будем считать, что в момент завершения процесса кристаллизации сила температура в его теле распределена линейно по тому же закону (5), что и в боковых породах. Тогда изменение температуры во все последующие моменты времени может быть найдено из [9]:

$$T(z, r') = T_0 + \frac{T_K - T_0}{h} \left\{ (h - z) \operatorname{erf} \left(\frac{h - z}{2\sqrt{ar'}} \right) + (h + z) \operatorname{erf} \left(\frac{h + z}{2\sqrt{ar'}} \right) - 2z \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{ar'}} \right) + 2\sqrt{\frac{ar'}{\pi}} \times \right. \\ \left. \times \left[\exp \left[-\frac{(z+h)^2}{4ar'} \right] + \exp \left[-\frac{(z-h)^2}{4ar'} \right] - 2\exp \left[-\frac{z^2}{4ar'} \right] \right] \right\}, \quad (9)$$

где $z = H/2 + z'$ - расстояние от середины сила; $r' = r - r_{\text{кр}}$ - время, прошедшее после конца кристаллизации сила; $h = H/2 + z'_{\text{пр}}$ - расстояние от середины сила до внешней границы его линеанизированного теплового ореола в момент времени $r' = 0$.

На фиг. 3 представлено изменение температуры T в функции от времени r , рассчитанное, согласно (9), для значений z равных $0, h, 2h, 3h$ при $h = 100$ и 200 м, $T_0 = 130^\circ\text{C}$, $T_K = 800^\circ\text{C}$ и $a = 0,01$ см²/сек.

Возмущение поля давлений пластовых вод. В качестве критического значения давления, достижение которого в подсилловых отложениях вызывает прорыв пластовых вод через тело сила в надинтрузивную область, примем, основываясь на теории и практике гидроразрыва пласта [8], давление, на $10 \div 20\%$ превышающее давление нагрузки. При палеоглубине залегания мотско-ушаковских отложений $\approx 4,5$ км (см. фиг. 2) это составит $P_{\text{крит}} \approx 1300 \div 1400$ атм. Начальное гидростатическое давление в мотско-ушаковских отложе-



Фиг. 3. Изменение температуры силла и непосредственно вмещающих силл пород в послекристаллизационный период.

Сплошные линии — $h = 100$ м, пунктирные — $h = 200$ м. Цифрами обозначены значения z ; равные 1 — 0; 2 — h ; 3 — $2h$; 4 — $3h$

ниях положим равным 400–500 атм. Таким образом, требуемое критическое накопление давления составляет ориентировочно $\Delta P_{\text{крит}} = 900$ атм.

Условия необходимые для накопления в подсилловых отложениях этого избыточного давления найдем, исходя из представления о балансе объемных эффектов сжатия-расширения поровых вод и заключающего их порового пространства [33, 5]. Вследствие температурного расширения поровых вод в тепловом ореоле силла образуется избыточный объем, равный на единицу площади контактной поверхности силла:

$$\Delta V_{T,P}^{\text{ж}} = m z'_{\text{пр}} \frac{V_{T,P}^{\text{ж}} - V_{0,0}^{\text{ж}}}{V_{0,0}^{\text{ж}}}, \quad (10)$$

где m — пористость вмещающих пород; $V_{T,P}^{\text{ж}}$ — средний удельный объем порового раствора в тепловом ореоле силла при $P = P_{\text{крит}}$; $V_{0,0}^{\text{ж}}$ — удельный объем порового раствора при фоновых значениях температуры и давления.

Этот объем компенсируется за счет расширения порового пространства подсилловых отложений и сжатия поровых вод. Расширение порового пространства подсилловых отложений происходит под действием избыточного порового давления и вследствие температурного расширения пород. Объемный эффект расширения порового пространства под действием избыточного порового давления найдем, предполагая, что изменение объема породы происходит целиком за счет

изменения объема ее порового пространства, т.е. пренебрегая собственной сжимаемостью минерального скелета подсилловых отложений [5]:

$$\Delta V_p^{\text{пор}} = m H^* \beta_p^{\text{пор}} \Delta P_{\text{крит}}, \quad (11)$$

где H^* – мощность разреза с аномально высоким пластовым давлением; $\beta_p^{\text{пор}}$ – коэффициент сжимаемости (объемной упругости) порового пространства подсилловых отложений.

Объемный эффект термического расширения порового пространства оценим в предположении, что объем порового пространства при нагревании изменяется пропорционально изменению объема породы:

$$\Delta V_T^{\text{пор}} = m z'_{\text{пр}} a_T^{\text{п}} \left(\frac{T_K - T_0}{2} \right), \quad (12)$$

где $a_T^{\text{п}}$ – среднее значение коэффициента объемного термического расширения пород теплового ореола скелла в интервале температур $T_0 \leq T \leq T_K$.

Объемный эффект сжатия поровых вод найдем из:

$$\Delta V_p^{\text{ж}} = m (H^* - z'_{\text{пр}}) \beta_p^{\text{ж}} \Delta P_{\text{крит}}, \quad (13)$$

где $\beta_p^{\text{ж}}$ – коэффициент сжимаемости (объемной упругости) поровых вод.

Приравнивая соответствующие объемные эффекты, получим:

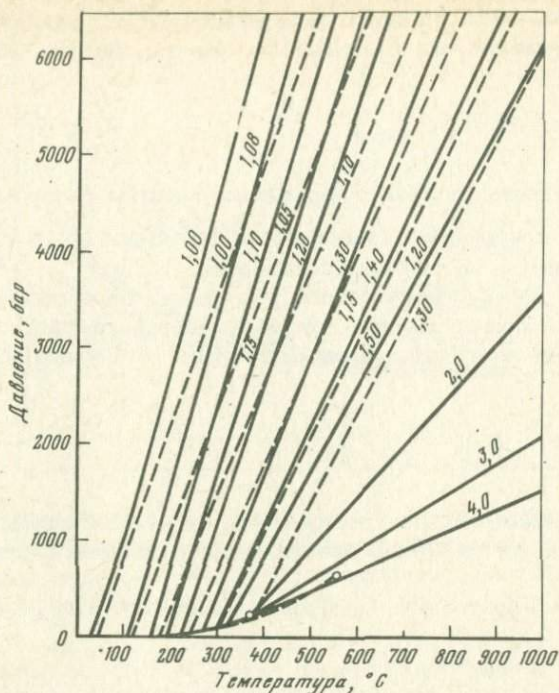
$$m z'_{\text{пр}} \left(\frac{V_{T,P}^{\text{ж}} - V_{0,0}^{\text{ж}}}{V_{0,0}^{\text{ж}}} \right) = (H^* - z'_{\text{пр}}) \beta_p^{\text{ж}} \Delta P_{\text{крит}} + \\ + m z'_{\text{пр}} a_T^{\text{п}} \left(\frac{T_K - T_0}{2} \right) + m H^* \beta_p^{\text{пор}} \Delta P_{\text{крит}}, \quad (14)$$

откуда

$$\frac{H^*}{z'_{\text{пр}}} = \frac{\frac{V_{T,P}^{\text{ж}} - V_{0,0}^{\text{ж}}}{V_{0,0}^{\text{ж}}} - a_T^{\text{п}} \left(\frac{T_K - T_0}{2} \right) + \beta_p^{\text{ж}} \Delta P_{\text{крит}}}{\Delta P_{\text{крит}} (\beta_p^{\text{ж}} + \beta_p^{\text{пор}})}. \quad (15)$$

Входящие в правую часть (15) параметры оценим следующим

образом: $\frac{V_{T,P}^{\text{ж}} - V_{0,0}^{\text{ж}}}{V_{0,0}^{\text{ж}}} = 0,4 \div 0,5$ (оценка получена усреднением



Фиг. 4. $P - V - T$ диаграммы для воды и 30%-ного раствора NaCl (по Ф.Г. Смиту [22])

Сплошные линии - изохоры H_2O , пунктирные линии - изохоры 30%-ного раствора NaCl

данных по удельным объемам соленых вод (фиг. 4) в интервале температур от $T_K = 800^\circ C$ до $T_0 = 130^\circ C$ при $dT/dz = \text{const}$ и $P = P_{\text{крит}} = 1300 \div 1400$ атм); $\beta_p^{\text{ж}} = (3 \div 4) \cdot 10^{-5}$ см²/кг; $\beta_p^{\text{пор}} = (0,5 \div 2) \cdot 10^{-4}$ см²/кг [5]; $\alpha_T^{\text{п}} = 3 \cdot 10^{-5}$ град⁻¹ [23]; $m = 0,1$ (см. фиг. 2); $\Delta P_{\text{крит}} = 900$ атм. Подстановка соответствующих значений в (15) дает:

$$H^* / z'_{\text{пр}} = 2 \div 6. \quad (16)$$

В выражении (16) ширина теплового ореола $z'_{\text{пр}}$ зависит от времени, согласно (6), поэтому необходимо задаться некоторой длительностью процесса. Во многих рудовмещающих "трубках взрыва" описаны секущие брекчиевую массу, но вместе с тем сами подвергшиеся частичному дроблению и вторичным изменениям дайки долеритов [1].

Рассматривая эти дайки как свидетельство того, что флюидный прорыв платформенного чехла произошел еще на магмати-

ческой стадии эволюции силла, ограничим время разогрева подсиловых отложений условно $2/3$ времени кристаллизации силла. Тогда, учитывая (1) и принимая для $z_{пр}$ значение, отвечающее моменту времени $\tau = \frac{2}{3} \tau_{кр}$, получим:

$$H^* \leq (1 \div 4)H. \quad (17)$$

Из соотношения (17) следует, что эффективность предполагаемого механизма накопления давления критическим образом зависит от соотношения мощностей силла и обводненного подсиллового разреза.

Средние значения мощностей силла и мотско-ушаковских отложений составляют, как было сказано выше, соответственно, 100 и 600 м, поэтому очевидно, что в среднем по региону условие (17) не выполнялось. Однако на локальных площадях, где происходило или относительное уменьшение мощности H^* подсиловых отложений, или относительное увеличение мощности H силла, достаточное с точки зрения полученного критерия, тепловое воздействие силла могло возбуждать в подсилловой области аномально высокое пластовое давление, обеспечивающее прорыв расширяющимися пластовыми водами тела силла и образование в надинтрузивном пространстве рудовмещающих "трубок взрыва".¹

О механизме образования "трубок взрыва". Для развиваемой гипотезы формирования месторождений достаточно общего согласия с возможностью образования рудовмещающих структур в результате прорыва аномально сжатых вод через отложения платформенного чехла, т.е. принятия посылки, которую разделяют практически все исследователи ангаро-илимских месторождений ([1, 25, 4] и др.). Поэтому, а также в силу специального характера проблемы, излагаемая ниже схема образования "трубок взрыва" приводится без подкрепляющих количественных оценок.

Когда в силу рассмотренных выше эффектов пластовое давление в подсиловых отложениях превысит общее литостатическое давление на систему, расширяющиеся под действием тепла остывающего силла поровые воды начнут активно перераспределяться, устремляясь к местным областям пониженного давления. В результате, в верхних частях подсилловой толщи, предпочтительно непосредственно под подошвой силла, образуются сосредоточенные флюидные скопления.

В силу малой плотности флюида они будут механически неустойчивы, причем неустойчивость эта будет тем большей, чем больше объем скопления. Когда этот объем превысит некоторый критический предел, флюид прорвет кристаллическую кору силла и

¹ Вопрос о факторах, контролирующих размещение трубок, обсуждается авторами в параллельно публикуемой статье [14].

всплывет через расплав к верхнему контакту интрузии¹. В область прорыва нижнего контакта устремится горячая магма, вследствие чего на нижней поверхности силла заложится своеобразная "горячая точка" с относительно тонкой кристаллической корой — потенциально наиболее благоприятная область для дальнейших флюидных прорывов. Всплывший через расплав флюид остановится под закристаллизовавшейся корой верхнего контакта силла. Здесь образуется новое флюидное скопление, которое будет постепенно разрастаться как за счет поступления порций водного флюида снизу через толщу расплава при очередных прорывах нижнего контакта интрузии, так и за счет температурного расширения флюида, вызванного его непосредственным контактом с раскаленной жидкой магмой (см. фиг. 4). Наконец, после того как флюидный объем в расплаве достигнет некоторого критического размера, произойдет обрушение в него кристаллической коры верхнего контакта силла и части вмещающих пород надинтрузивной зоны². Вместе с надкритическими водными растворами в обрушающуюся кровлю устремится магма. Брекчия обрушения обильно пропитается магматическим материалом. Многократное повторение процесса поведет к постепенному разрастанию области брекчирования вверх в виде слепого тела дробления, увенчанного "шапкой" сжатого водного флюида. По мере восходящего развития брекчиевой колонны давление флюидной фазы в его го-

1 Определенную аналогию этой стадии развития процесса представляют результаты опытов Г. Траппа [34]. Приведем их описание как оно дается Г.И. Туговиком ([29], стр. 140): "Г. Трапп через слой песка мощностью около 2 см, перекрытый слоем глины мощностью около 0,5 см, нагнетал воду. Глина сверху была покрыта водой (статическая нагрузка). Между песком и глиной возник водяной прослой мощностью около 0,5 см, образование которого сопровождалось вспучиванием глины и формированием под ней куполообразных полостей и некков. При дальнейшем нагнетании воды слой глины над сводами мелких куполов прорвался, и вода, поступающая под глину, вместе со взвешенными частицами глины прорвалась в верхний, перекрывающий водный слой...".

2 В отличие от нижнего контакта силла, где можно предполагать действительный прорыв водного флюида через кристаллическую кору силла в вышележащий расплав (подобно прорывам воды через слой глины в описанных выше модельных опытах Г. Траппа), аналогичный "сквозной" прорыв верхнего контакта силла очевидным образом невозможен (хотя бы потому, что давление во флюиде не может существенно превысить давление в механически равновесном с ним расплаве, т.е. литостатическое). В этих условиях, накапливающийся в системе по мере разрастания флюидного объема механический потенциал (см. [18]) может быть эффективно разряжен единственным образом — катастрофической "перемной мест", перемещением легкого флюидного объема вверх, тяжелых пород кровли вниз, т.е. последовательным обрушением.

лове из-за разности плотностей флюида и вмещающих пород будет все больше превышать давление нагрузки на соответствующей глупине. Этот эффект накопления избыточного давления в голове колонны играет важную роль в развитии структуры. Когда давление флюида превысит литостатическое давление в боковых породах, наряду с пассивным обрушением кровли могут начать действовать активные структурообразующие механизмы гидроразрыва и диапирового протыкания вмещающих отложений (признаки диапирового задирання пластов установлены на северо-восточном фланге западной трубки Кежемского месторождения). Одновременно сверхлитостатическое давление в голове колонны будет осаживать все тело брекчий вниз в еще не закристаллизовавшийся расплав, вызывая его новые внедрения в брекчиевую массу, обрушение стенок и чашеобразное проседание слоев вмещающих пород (вокруг крупных трубок платформенные отложения образуют чашеобразные прогибы радиусом до 0,5-0,6 км, непосредственно у контакта с трубками пласты резко подгибаются вниз с углами падения до 40-50°, местами до вертикального, просадка материала боковых пород по брекчиевому каналу на некоторых участках достигает сотен метров). Наконец, когда растущая брекчиевая трубка приблизится к поверхности, избыточное флюидное давление в ней может вызвать псевдовулканические эксплозии с частичным выбросом содержимого трубки на дневную поверхность. В результате такого приповерхностного взрыва вокруг трубки образуются покровы и валы брекчий (устанавливаются вокруг слабо эродированных Рудногорских и Тубинских трубок), а в самой трубке - открытый по направлению к поверхности взрывной раструб (устье крупных слабо эродированных трубок представлено широкими воронками глубиной 50-100 м, постепенное сужение стенок продолжается до 300-400 м, после чего канал становится практически цилиндрическим), верхняя часть которого впоследствии заполнялась отложениями "кратерного озера" (Октябрьское, возможно, Нерюндинское месторождения).

Описанный механизм, в котором сознательно выделены критические для понимания образования "трубок взрыва" моменты, основывается на ряде предпосылок, из которых основная - допущение *гидродинамической закрытости* развивающейся структуры. В самом деле, достаточно предположить, что прорывающиеся через тело силла растворы могут относительно свободно дренироваться в окружающие пористо-проницаемые породы, чтобы вся намеченная выше схема процесса стала недействительной. В голове брекчиевой колонны не будет "шапки" сжатого флюида, соответственно, из-за отсутствия пространства не будет происходить обрушение пород, а значит и их брекчирование, проседание и пр.

На первый взгляд, растущие брекчиевые трубки, именно в силу того, что они представлены брекчиями, должны быть гидродинамически открытыми структурами, т.е. описанный механизм к ним не приложим. Однако конкретная ситуация, в которой развивался процесс, позволяет снять это возражение. Начальный рост связанных с усольским силлом "трубок взрыва" происходил в усольской свите,

сложенной в основном солями. В силу крайне малой проницаемости солей эффективный отток вод из растущего брекчиевого тела был здесь практически невозможен. После выхода из соленосных отложений, трубки входили в высокопористые хорошо проницаемые породы среднего – верхнего кембрия (см. фиг. 2), где избыточное гидродинамическое давление должно было, казалось бы, сразу разрядиться. Однако этому воспрепятствовали те же, только на этот раз переотложенные соли. Просачиваясь через брекчию солей, растворы выщелачивали их и превращались в высокотемпературные насыщенные рассолы¹. Попадая затем на более высоких уровнях развивающейся структуры в периферические части трубки, эти рассолы испытывали резкое охлаждение, т.к. в силу общей "катастрофичности" процесса вмещающие трубку породы еще не успевали к этому времени в достаточной степени прогреться. Охлаждение насыщенного рассола вело к массовой кристаллизации галита и, соответственно, к кольтамации, закупорке всех дренирующих каналов фильтрации. По периферии трубки образовался самозалечивающийся соляной "чехол", благодаря изолирующему действию которого растущее брекчиевое тело, несмотря на непрерывно возобновляющееся дробление внутреннего объема, проявляло себя в целом во взаимоотношениях с вмещающими породами как гидродинамически закрытая структура.

Количество участвующих в гидротермальном процессе растворов. Количество растворов, мобилизуемых теплом интрузии из подсилловых отложений, оценим по выражению, аналогичному (10).

$$\Delta V_{Тр}^{ж} = mH * \frac{V_{Тр}^{ж} - V_{0,0}^{ж}}{V_{0,0}^{ж}}, \quad (18)$$

где m – пористость; H^* – мощность разреза с аномально высоким пластическим давлением; $V_{Т,Р}^{ж}$ – максимальный средний удельный объем поровых растворов в тепловом ореоле силла при $P = P_{крит}$; $V_{0,0}^{ж}$ – удельный объем порового раствора при фоновых значениях температуры и давления.

Максимальный удельный объем поровых растворов в подсилловых отложениях в области, удовлетворяющей условию (17), достигается, как можно видеть из фиг. 3, через 500–1000 лет после

раскристаллизации силла. Отношение $\frac{V_{Т,Р}^{ж} - V_{0,0}^{ж}}{V_{0,0}^{ж}}$ составляет при

¹ Этот процесс выщелачивания солей из пород усольской свиты, очевидно, также вносил свой вклад в развитие описанного выше механизма обрушения. Выщелоченные объемы заполнялись отчасти снизу внедряющимся расплавом, отчасти сверху за счет проседания нарушенных пород под действием собственного веса и повышенного флюидного давления в голове растущей брекчиевой колонны.

этом в среднем по области, примерно, 0,2 (см. фиг. 4). Значение пористости m примем, как и раньше, равным 0,1. Подставляя соответствующие численные оценки в (18), получим

$$\Delta V_{T,P}^{\text{ж}} \approx 0,02H^* \quad (19)$$

Выражение (19) определяет количество мобилизуемых растворов в расчете на единицу площади усольского силла. Положим, что "трубка взрыва" дренирует эти мобилизованные, т.е. расширившиеся под действием тепла интрузии, растворы в радиусе R . Тогда количество растворов Q в расчете на одну выводную структуру будет равно

$$Q = 0,02 H^* \pi R^2 \quad (20)$$

Значение радиуса дренирования R оценим, исходя из следующих соображений. Для образования в надинтрузивном пространстве крупной выводной структуры - "трубки взрыва" необходимо, чтобы разгрузка накапливающейся в системе потенциальной энергии происходила локально, т.е. чтобы критические для развития процесса условия достигались в области генерации аномально высокого давления существенно неодновременно. В противном случае в подошве интрузивного пласта заложится сразу множество центров разгрузки, не способных именно в силу своей множественности к дальнейшему структурному развитию. Вместо субвертикальных брекчиевых трубок образуется приуроченная в основном к нижнему контакту силла зона рассредоточенного очагового брекчирования пород.

Предположим, что на некотором участке для флюидного прорыва кристаллизующегося силла требуется давление меньшее, чем на соседних участках. Тогда, после того как на этом участке произойдет прорыв силла и начнется разгрузка пластовых вод, в подсилловой области вокруг "горячей точки" прорыва начнет развиваться депрессионная воронка. Другой вариант той же схемы может заключаться в предположении, что после прорыва силла давление растворов в очаге прорыва скачком понижается и далее в процессе разгрузки или продолжает снижаться или поддерживается на некотором постоянном уровне. Тогда, так же как и в первом случае, после прорыва силла и начала разгрузки вокруг очага прорыва начнет развиваться депрессионная воронка.

Депрессионная воронка вокруг очага разгрузки будет расти до тех пор, пока не "столкнется" с другими депрессионными воронками, распространяющимися от других более поздних или одновременных, но отдаленных очагов разгрузки. Процесс динамического взаимодействия депрессионных воронок приведет в итоге к "территориальному разделу" области аномально высокого пластового давления между дренирующими очагами разгрузки, в результате чего каждый очаг "захватит" себе свою динамически уравновешенную со всей системой площадь водосбора. При прочих равных условиях, эта площадь будет тем больше, чем больше было время, в течение ко-

того очаг разгрузки мог беспрепятственно (со стороны других очагов) увеличивать радиус своего влияния.

Представим очаг разгрузки ("трубку взрыва") в виде укрупненной скважины, пущенной в эксплуатацию с постоянным забойным давлением с момента флюидного прорыва силла. Приведенный (к формулам установившейся фильтрации) радиус влияния $R_{\text{пр}}$ такой "скважины" будет увеличиваться во времени согласно выражению [33]:

$$R_{\text{пр}} \approx \sqrt{\pi \kappa \Delta t}, \quad (21)$$

где κ — коэффициент пьезопроводности ("проводимости давления") подсилловых отложений; t — время, прошедшее с момента флюидного прорыва силла.

Коэффициент пьезопроводности κ , характеризующий скорость перераспределения давления в условиях упругого режима фильтрации, найдем из [5]:

$$\kappa = \frac{K}{m \mu \left(\beta_p^{\text{ж}} + \beta_p^{\text{пор}} \right)}, \quad (22)$$

где K и $\beta_p^{\text{пор}}$ — коэффициенты проницаемости и сжимаемости порового пространства подсилловых отложений; μ и $\beta_p^{\text{ж}}$ — вязкость и коэффициент сжимаемости поровых вод.

Примем $K \approx 100$ мд [19] вязкость $\mu \approx 0,1$ спз [23], коэффициенты сжимаемости, как при оценке (15): $\beta_p^{\text{ж}} \approx (3 \div 4) \cdot 10^{-5}$ см²/кг и $\beta_p^{\text{пор}} \approx (0,5 \div 2,0) \cdot 10^{-4}$ см²/кг. Подставляя соответствующие значения в (22), получим:

$$\kappa \approx (4 \div 12) \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{сек.}$$

Временной интервал Δt зададим исходя из следующих соображений. Время кристаллизации силла, согласно (1), при принятых выше значениях $H = 100$ м, $a_c = (5 \div 7) \cdot 10^{-3}$ см²/сек и $\beta = 0,65 \div 0,72$, составляет $\tau_{\text{кр}} = 50 \div 100$ лет. Среднее время накопления в системе критического давления должно быть существенно меньше, поскольку по принятому выше условию предполагается, что "трубки взрыва" успевают структурно оформиться до окончательной раскристаллизации силла. Еще меньше и намного должны быть различия во времени между достижением критического давления в различных участках подсилловой области, т.е. интересующий нас временной интервал Δt . Имея ввиду эти два последовательных ограничения, примем $\Delta t = (0,01 \div 0,02) \tau_{\text{кр}} \approx 1$ год.

Подставляя полученные оценки в (21), имеем:

$$R_{\text{пр}} = 20 \div 30 \text{ км.}$$

Будем считать $R = R_{\text{пр}}$, т.е. что питание дренирующей структуры в течение всего процесса осуществлялось с площади, "захваченной"

очагом прорыва в течение первого года (или первых лет) после начала разгрузки. При таком (скорее всего, занижающем потенциальную гидродинамическую мощность рассматриваемых гидротермальных систем) условии, количество растворов, мобилизуемых теплом остывающего силла, в расчете на одну выводную структуру ("трубку взрыва"), согласно (20), оценивается величиной

$$Q = (3 \div 6) \cdot 10^7 H^* \text{ м}^3,$$

что при $H = 100 \div 600$ м составляет примерно $3 \div 30 \text{ км}^3$ гидротерм.

Погенциальная рудопродуктивность процесса. При данной гидродинамической мощности потенциальная рудопродуктивность гидротермальной системы прямо пропорциональна металлоносности рудообразующих гидротерм. Обогащение пластовых рассолов железом могло происходить из четырех источников.

1. Из терригенных пород подсилловой части разреза. Разогретые теплом силла рассолы должны были обогащаться железом за счет его извлечения из вмещающих отложений даже при относительно невысоком содержании железа в породах [11]. Более полное извлечение железа происходило при перемещении рассолов к очагам разгрузки, когда переработке подвергалась практически вся хорошо проницаемая часть подсиллового разреза. Замечательно, что экранированные солевой толщей от кислородных вод надсолевых водоносных горизонтов подсилловые рассолы сохраняют высокие содержания железа (3–5 г/кг и более, см. [2]) местами до наших дней. Будучи извлечены на поверхность, они выделяют осадок гидроокислов железа.

2. Из тела остывающего силла. Значительная и, по-видимому, основная доля железа поступала в гидротермальную систему в результате реакционной переработки рассолами нижней приконтактной части Усольского силла. Известным подтверждением этого предположения могут служить данные по гидротермальным изменениям дорудного траппового силла Нерюндинского месторождения. Во время рудообразования этот силл мощностью около 100 м, залегающий среди пермо-карбонных отложений (т.е. в верхней части вмещающего трубку разреза), частично экранировал гидротермальный поток. Подпруженные силлом растворы продвигались вдоль его нижней поверхности от подводящей брекчиевой трубки до разгружающей тектонической зоны за пределами области распространения силла, что привело к образованию сателлитного трещинно-жильного месторождения "Спутник". На участке экранирования гидротермального потока долериты у подошвы силла интенсивно изменены в зоне мощностью около 10 м. Если принять, что и в Усольском силле в принципиально сходной обстановке взаимодействия мощность зоны гидротермального изменения вдоль нижнего экранирующего контакта силла равна ~ 10 м, то общий объем измененных долеритов на площади питания отдельной трубки $S = \pi R^2$ при $R = 20 \div 30$ км составит примерно $10 \div 30 \text{ км}^3$. При гидротермальной переработке до-

леритов рассолами из них выносятся более половины содержащегося в них металлического железа, т.е. около 5 вес. % массы породы [11]. Соответственно, общее количество железа, переходящее в раствор при гидротермальном изменении долеритов нижнего контакта Усольского силла, в расчете на одну выводную "трубку взрыва" можно оценить величиной порядка $1 \div 5$ млрд. т, что превосходит запасы любого из месторождений региона.

3. Из гипотетических пород типа железистых кварцитов. Наличие таких пород предполагается рядом авторов [17] в кристаллическом фундаменте под железорудными трубками. Поскольку подсолевой водоносный комплекс включает верхнюю трещиноватую зону пород фундамента [2], мобилизация железа рассолами из этой зоны возможна в той же мере, что и из подсилловых отложений платформенного чехла.

4. Из гипотетических железозоносных возгонов трапповой магмы.

Не исключая в принципе ни одного из этих источников, предполагаемый механизм образования железорудных брекчиевых трубок позволяет выделить в качестве ведущего процесса, ответственного за обогащение пластовых рассолов железом, процесс высокотемпературного гидротермального изменения долеритов. Выше было показано, что при наличии достаточного количества растворов этот процесс способен перевести в растворенную форму на предполагаемой площади питания отдельной брекчиевой трубки количества железа много большие, чем запасы любого из месторождений региона. Рассмотрим теперь, насколько с этой точки зрения выглядит достаточным предполагаемое гипотезой количество растворов, т.е. гидродинамическая мощностъ механизма.

По полученной ранее оценке отдельная "трубка взрыва" дренирует $3 \div 30$ км³ растворов. В упоминавшихся опытах по извлечению железа из долеритов его содержание в растворе составляло после выдержки 6 ч в расчете на Fe₂O₃ около 1 вес. % [12]. Поскольку равновесие в опытах не было достигнуто, равновесная концентрация железа должна быть, очевидно, несколько большей. Кроме того, опыты производились с растворами NaCl, концентрация которых была в $1,5 \div 2,0$ раза меньше рядовых солевых концентраций погребенных рассолов нижнекембрийских отложений Сибирской платформы. Известно [20], что при параметрах магматического процесса увеличение содержания хлора в растворе ведет при прочих равных условиях к почти пропорциональному увеличению содержания в нем железа. Таким образом, можно ожидать, что равновесная с остывающими долеритами концентрация железа в рассолах подсилловых водоносных комплексов будет существенно больше установленной однопроцентной. Опираясь на это заключение, примем в расчетах, что рудообразующие гидротермы содержали 2 вес. % железа. Средний удельный объем растворов положим, как при оценке гидродинамической мощностъ механизма, равным $\sim 1,2$ см³/г. Тогда общее количество железа, т.е. потенциальная рудопродуктивность процесса в расчете на одну выводную "трубку взрыва" составит ориен-

тировочно 50÷500 млн. т металла, что также сопоставимо с запасами месторождений региона.

Таким образом, потенциальная рудопродуктивность предполагаемого процесса образования железорудных трубок ангаро-илимского типа согласуется с данными по запасам месторождений региона как в отношении рудогенерирующей способности возможных источников железа, так и в отношении оценки транспортных возможностей гидротермальной системы — количества и концентрации участвующих в гидротермальном процессе железоносных растворов.

ОБСУЖДЕНИЕ ГИПОТЕЗЫ

Рассмотренная гипотеза образования месторождений ангаро-илимского типа позволяет предложить новое объяснение ряду вопросов генезиса рудолокализирующих структур и оруденения, которым не удавалось дать удовлетворительного разрешения в рамках традиционной магматической концепции.

Еще Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [10] обращал внимание на исключительную "сухость" долеритовых магм интрузивных траппов юга Сибирской платформы. Вместе с тем, комплексное изучение геологии, минералогии и геохимии железорудных трубок региона не оставляет сомнения в том, что скарново-рудный процесс был генетически связан именно с трапповым магматизмом [1, 15]. Таким образом, налицо определенное противоречие между бедностью летучими предполагаемого источника гидротерм и исключительными, отмечавшимися еще С.С. Смирновым [21], масштабами высокотемпературной гидротермальной переработки пород. Обычно это противоречие снимается путем обращения к гипотетическим мантийным источникам гидротермальной активности ([25,4] и др.). Однако представляется, что развитая выше схема с коровыми, более того, локализованными в верхнем структурном этаже платформы, функционально сопряженными магматическим и немагматическим источниками тепла и вещества решает проблему более непротиворечиво.

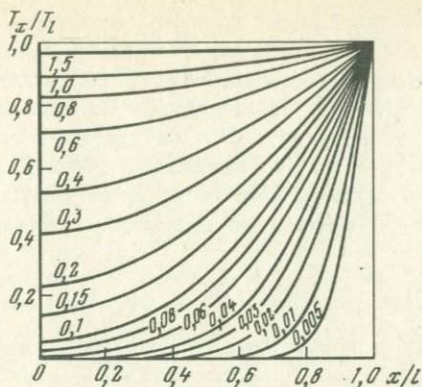
При глубинном источнике гидротермальных растворов образование субвертикальных зон гидротермального изменения пород со "сквозной", распространяющейся вверх почти до палеоповерхности, высокотемпературной минерализацией возможно только в случае крупных, длительно развивающихся гидротермальных систем [16]. Тепловые поля таких систем, именно в силу их высокой термальной активности и длительности функционирования, относительно хорошо стабилизированы и характеризуются монотонным убыванием температуры в разрезе — по восстанию, в плане — от центральной контролирующей структуры к периферии системы.

Совершенно иная картина восстанавливается по распределению минерализации на месторождениях региона. Тепловое поле внутри брекчиевых трубок в период скарно- и рудообразования отличалось крайней неоднородностью, вуалировавшей общую тенденцию к концентрически-зональному распределению температуры. В минерали-

зованных брекчиях трубок даже при специальных исследованиях не выявляется ни вертикальной, ни горизонтальной зональностей размещения скарново-рудных парагенезисов [4]. Среди неправильной формы "струй" скарнов, апоскарновых пород и магнетитовых руд сохраняются блоки и брекчиевые скопления неизмененных аргиллитов, песчаников, мергелей, известняков и иногда даже обломки углистых алевролитов и углей [1, 24]. Равным образом отсутствуют признаки общего высокотемпературного прогрева вмещающих платформенных отложений. Наконец, крайне обедненной выглядит история минералообразующего процесса: сравнительно с основными высоко- и среднетемпературными парагенезисами, более поздняя низкотемпературная минерализация, проявлена на месторождениях необычайно скудно [1, 4].

Среди гидротермальных месторождений железорудные трубки Ангаро-Илимской провинции в аспекте отмеченных выше особенностей палеотемпературного поля, как и во многих других отношениях, уникальны. Но по тому же комплексу признаков они хорошо параллелизуются с генетически иными, но структурно-морфологически сходными образованиями, именно, с кимберлитовыми трубками, которые также отличаются практическим отсутствием признаков температурного воздействия на вмещающие породы и крайней гетерогенностью температурного поля в пределах трубок (вплоть до сохранения в трубке Бессельтон в Южной Африке глыбы каменного угля и обломков обугленного дерева [28]). Аналогия эта представляется отнюдь не случайной. В обоих случаях наиболее физически приемлемое объяснение этих геологических наблюдений заключается в предположении, что возмущение температурного поля производилось короткоживущими тепловыми источниками. Применительно к кимберлитовым трубкам представление о быстротечности их формирования общепринято. Однако мысль, что столь же или почти столь же быстро могли формироваться гидротермальные образования кажется экзотичной. Рассмотрим поэтому какие ограничения на длительность процесса налагают приведенные выше данные о контрастно-неоднородном характере палеотемпературного поля внутри трубок.

Как упоминалось выше, высокотемпературная скарново-магнетитовая и сменяющая ее среднетемпературная апоскарновая минерализация образуют в теле трубок сложной формы "струи", разделенные участками пород, слабо измененных или совсем не несущих следов изменения. Скарны, оруденение и апоскарновые породы трассируют основные пути движения минерализующих растворов, поэтому разогрев "струй" до температур скарнообразования естественно связывать с конвективным привнесом тепла гидротермами. Но температурная аномалия не могла ограничиваться только скарново-рудными зонами. За счет диффузии тепла до температур скарново-рудного процесса должны были со временем разогреться и вмещающие "пустые" породы. Поскольку этого по всей сумме геологических свидетельств не произошло, естественно предположить, что необходимым для такого разогрева временем система не располагала. Каково же это время?



Фиг. 5. Распределение относительной температуры T_x/T_l в различные моменты времени в пластине $l < x < l$ при нулевой начальной температуре и температуре поверхности равной T_l (по Г. Карслоу и Д. Егеру [9]). По оси абсцисс — безразмерное расстояние x/l , по оси ординат — безразмерная температура T_x/T_l , числа на кривых указывают значения безразмерного времени at/l^2

Рассмотрим следующую схему. Пусть две минерализованные зоны разделены слоем пород мощностью $2l$ с теплопроводностью a . Температура в слое и в зонах в начальный момент $t = 0$ одинакова, положим ее для простоты равной 0. С момента времени $t > 0$ температура в обеих зонах, т.е. на границах слоя, равна T_l . Как изменяется температура T_x внутри разделяющего зоны слоя во времени?

Решение задачи приведено в книге Г. Карслоу и Д. Егера [9] и иллюстрируется графиком, показанным на фиг. 5. Как видно, температура в слое по мере увеличения безразмерного времени растет, постепенно приближаясь к температуре на его границах. Будем считать, что температура в слое практически уравнивается с температурой его границ, начиная со значения безразмерного времени $at/l^2 = 1$ (минимальное значение T_x в середине слоя составляет при этом, примерно, $T_x \approx 0,9 T_l$). Переход к размерному времени произведем, положив, как и в ранее производившихся расчетах, $a = 0,01 \text{ см}^2/\text{сек}$. Тогда из условия $at/l^2 = 1$, получим

$$2l = 2\sqrt{at} = 0,2\sqrt{t}. \quad (23)$$

Согласно (23), при $t = 100$ лет $2l \approx 112$ м, при $t = 1000$ лет $2l \approx 355$ м и т.д. Таким образом, температурное поле между зонами, разделенными несколькими сотнями метров, становится практически однородным (безградиентным) уже по истечении нескольких тысяч лет.

Как и все ранее полученные количественные характеристики, в приложении к процессу образования рассматриваемых месторождений эта оценка является не более, чем ориентировочной. При дру-

гой схематизации природных условий результаты будут другими. Так, если исходить не из нескольких параллельных, а из одной линейной температурной аномалии, то ширина температурного ореола в зальбандах зоны будет увеличиваться во времени по условию (6). Соответственно, если принять тот же критерий практического уравнивания температур, т.е. рассматривать область с не более, чем десятипроцентным спадом температуры, то удвоенная ширина такой области будет увеличиваться во времени по условию:

$$2l' = \frac{2z'_{\text{пр}}}{9} \approx \frac{2\sqrt{\pi a \tau}}{9} \approx 0,04\sqrt{\tau}, \quad (24)$$

т.е. по отношению к корню квадратному из времени, примерно, в пять раз медленнее, чем в рассмотренной выше "многоструйной" схеме. Для выравнивания температуры в области $2l' = 100$ м, согласно (24), требуется около 2000 лет, в области $2l' = 200$ м около 8000 лет и т.д.

Действительная морфология скарных зон на месторождениях всегда сложнее рассмотренных моделей, но обычно ближе к "многоструйной" схеме. Поперечные (перпендикулярные к оси удлинения рудного поля) размеры большинства брекчиевых трубок составляют сотни метров, иногда меньше 100 м [1]. Таким образом, возвращаясь к поставленному выше вопросу, неоднородный характер палеотемпературного поля внутри трубок следует рассматривать как свидетельство того, что процесс гидротермального разогрева системы был ограничен во времени максимум несколькими тысячами лет.

Полученная оценка времени стабилизации температурного поля в горизонтальном сечении брекчиевых трубок определенно свидетельствует против идеи мантийного происхождения гидротерм. Действительно, согласно решению задачи гидротермального теплопереноса [16], при глубинном источнике растворов для общего конвективного разогрева гидротермальной системы требуется время много большее, чем для кондуктивной стабилизации температурного поля в горизонтальном сечении системы - несколько десятков тысяч лет. Это несовпадение масштабов времени горизонтальной (плановой) и общей тепловой стабилизации процесса означает, что мы не имеем права предполагать (как это было сделано в рассмотренных выше моделях), что температура в проводящих растворы зонах возрастала до температуры скарнообразования сразу, скачком. Напротив, должно быть справедливо обратное - вследствие того, что общий разогрев системы происходит медленнее, чем горизонтальная теплопередача, процесс поперечной к направлению движения растворов диффузии тепла должен был успевать эффективно выравнивать температуру между проводящими зонами, т.е. температурное поле в каждом горизонтальном срезе брекчиевой трубки должно было быть в течение всего времени разогрева практически безградиентным.

Таким образом, гипотеза глубинного источника гидротерм не-

способна объяснить данные геологических наблюдений, свидетельствующие о контрастно-неоднородном характере палеотемпературного поля рассматриваемых месторождений.

Модель с глубинным источником гидротермальной активности сталкивается и с другим, более очевидным затруднением. По геологическим данным верхняя граница скарно- и рудообразования на Ангаро-Илимских месторождениях поднималась до палеоглубин менее 1,0 км [1,24]. Это означает, что в образовавшихся месторождения палеогидротермальных системах на близповерхностном уровне достигались температуры 400–500°C [1, 26], т.е. на 100–200°C более высокие, чем в наиболее мощных современных гидротермальных системах мира [27]. Как следует из уже упоминавшегося решения задачи гидротермального теплопереноса [16], температурный градиент в восходящем гидротермальном потоке с удалением от источника стремится как к пределу к значению геотермического градиента в боковых породах. При приповерхностной температуре 400–500°C это ограничивающее условие означает, что образовавшиеся месторождения палеогидротермальные системы не могли иметь непосредственно мантийное происхождение, так как в них уже на глубине около 10 км, т.е. заведомо в пределах "гранитного" слоя земной коры, должны были достигаться температуры плавления пород фундамента платформы.

Таким образом, как по характеру распределения, так и по абсолютным значениям палеотемператур скарно- и рудообразования, месторождения ангаро-илимского типа не могут рассматриваться как прямые порождения мантийных процессов.

Проведенное обсуждение касалось палеотемпературных условий рудообразования. В пользу гипотезы свидетельствуют и другие геологические наблюдения, например, приводившийся в начале статьи факт пространственного совмещения ареалов развития месторождений Ангаро-Илимского типа, усольского траппового силла и усольской каменной соли (см. фиг. 1). Специальную проблему представляет геологическая интерпретация предполагаемых гипотезой факторов, контролирующих размещение месторождений (соотношение мощностей силла и подсилловой части разреза платформенного чехла, пористость подсилловых отложений и др.). Обсуждению этих и других вопросов посвящена статья [14].

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить геолога Красноярского геологического управления Г.В.Горшкова за помощь в подборе материала и конструктивную критику.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
2. Басков Е.А. Палеогидрогеологические условия формирования гидротермальной минерализации в юго-западной части Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1968, 134.

3. Басков Е.А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976.
4. Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976.
5. Добрынин В.М. Деформация и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970.
6. Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1972.
7. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974.
8. Желтов Ю.П. Деформации горных пород. М.: Недра, 1966.
9. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964.
10. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Гинзберг А.С., Дилакторский Н.Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. - Труды СОПС АН СССР. Сер. сиб., 1932, вып. 1.
11. Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975.
12. Павлов Д.И., Рябчиков И.Д. Извлечение железа при взаимодействии долерита с концентрированными хлоридными растворами в условиях высоких температур и давлений. - Докл. АН СССР, 1970, 195, № 3.
13. Павлов Д.И., Пэк А.А. "Автоклавная" гипотеза образования железорудных месторождений ангаро-илимского типа: геологические предпосылки, физический механизм, параметры процесса. - Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию "Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования", т. 1. Новосибирск, 1977.
14. Павлов Д.И., Пэк А.А. Формирование железорудных месторождений ангаро-илимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом. Новосибирск: Наука, 1979, т. 1.
15. Павлов Н.В. Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
16. Пилюн Г.О., Пэк А.А. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по тепловому балансу гидротермального потока. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
17. Платформенная магномангнетитовая формация. М.: Недра, 1976.
18. Рамберг Г. Термодинамика и кинетика петрогенеза. - В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1967.
19. Результаты нефтегазопоисковых работ в Иркутском амфитеатре. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976.
20. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.
21. Смирнов С.С. К минерагении Средне-Сибирской платформы. - Проблемы сов. геологии, 1933, № 10.
22. Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М.: Недра, 1968.
23. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
24. Страхов Л.Г. О вертикальной зональности железорудных месторождений ангаро-илимского типа. - Геол. рудн. месторожд., 1968, 10, № 1.
25. Страхов Л.Г. К вопросу о генезисе трубок взрыва. - В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
26. Страхов Л.Г., Бочаров В.Е. Температурная зональность железорудных месторождений ангаро-илимского типа. - Геол., рудн. месторожд., 1973, 14, № 2.

27. Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970.
28. Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967.
29. Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974.
30. Феоктистов Г.Д. Трапповые силлы большой протяженности на юге Сибирской платформы. - Сов. геология, 1976, № 12.
31. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М.: Недра, 1976.
32. Чарный И.А. Основы подземной гидравлики. М.: Гостоптехиздат, 1956.
33. Шелкачев В.Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М.: Гостоптехиздат, 1959.
34. Трапп H.R. Laboratory subaqueous pseudovolcanoes. Trans. Kansas Acad. Sci., 1965, vol. 68.

**ВЛИЯНИЕ УПРУГИХ СВОЙСТВ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД НА ЛОКАЛИЗАЦИЮ
МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ.
В РАЗРЕЗЕ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА**

Западное побережье Белого моря рассматривается как часть архейской складчатой области, представляющей собой фундамент протерозойских геосинклиналей [17]. Беломориды относятся к одноярусным структурам и слагаются стратиграфически единым беломорским комплексом глубоко метаморфизованных и мигматизированных архейских пород, в котором мусковитовые пегматиты тяготеют к свитам глиноземистых гнейсов, занимающим определенное положение в разрезе комплекса.

Беломорский комплекс на основе главным образом петрографических данных расчленяется на ряд свит, по поводу количества и положения которых в разрезе существуют разные точки зрения. Так, например, для Чупино-Лоухского района Н.В. Горловым [2] выделяются три свиты (снизу вверх): котозерская, чупинская, хетоламбинская. Е.П. Чуйкина [15] различает здесь шесть свит: западную, котозерскую, чупинскую, хетоламбинскую, энгозерскую, керетскую.

Представления об общей структуре беломорид также различны. Согласно одному из них [3, 15], свиты пород беломорского комплекса моноκлинально падают на восток и слагают западное крыло Кандалакшского синклиория. Согласно другому [10], основной структурой беломорид является опрокинутый на юго-запад Енско-Лоухский синклиорий, ядро которого представлено породами чупинской свиты.

Развитие в Беломорье складчатых структур северо-западного и северо-восточного направлений и их сложное сочетание также трактуются неодинаково. По мнению Н.В. Горлова [3], северо-западные структуры наложены на северо-восточные. В.Л. Дук [4] приводит данные, указывающие на обратные соотношения. Д.Т. Мишарев [7] выделяет два этапа формирования беломорского комплекса, а Е.П. Чуйкина [15] — три главных этапа тектонических деформаций, различающиеся по типам складчатых структур и разрывных нарушений, комплексам метаморфических пород, условиям метаморфизма.

Вопрос о генезисе пегматитов служит предметом острых дискуссий. Некоторые исследователи связывают пегматиты генетически с интрузивными кислыми породами, с абиссальной или интрузивно-метасоматической фацией магматизма и рассматривают их как интрузивы трещинного типа, внедрившиеся в консолидированную складчатую толщу [7]. Другие считают пегматиты палингенно-метасоматическими продуктами регионального метаморфизма терригенных

формаций. Закономерные связи между жилами пегматитов и складчатыми деформациями объясняются при этом синхронностью процессов метаморфизма и складкообразования [6, 11].

Характерной особенностью беломорской складчатой области является зональное проявление регионального метаморфизма. Он относится к кианит-силлиманитовому типу и его интенсивность возрастает от периферии внутрь, от ставролит-кианитовой до кианит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации с повсеместными проявлениями ультраметаморфизма [3, 5, 12]. Подчеркивается, что для формирования мусковитовых пегматитов наиболее благоприятны условия кианит-альмандиновой субфации, зона которой и контролирует размещение пегматитов. По мнению некоторых авторов, положение пегматитов в метаморфическом комплексе определяется степенью его гранитизации (мигматизации). В частности, подавляющая часть пегматитов тяготеет к зонам средней степени гранитизации [16].

Влияние физико-механических свойств метаморфических пород беломорского комплекса на локализацию мусковитовых пегматитов отмечали в своих работах многие исследователи [2, 3, 7, 15]. Однако физико-механические свойства метаморфических пород оценивались по результатам полевого изучения мелких структурных элементов. В лабораторных условиях были определены лишь такие физико-механические свойства как твердость, плотность, магнитные и электрические свойства породообразующих минералов [14]. В этой связи автором предпринята попытка рассмотреть вопрос о локализации мусковитовых пегматитов в разрезе беломорского комплекса в связи с упругими свойствами пород и их пористостью.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА

В составе беломорского комплекса большую роль играют терригенно-вулканогенная и терригенная формации, возникшие в геосинклинальных условиях и претерпевшие метаморфизм амфиболитовой фации с повсеместным развитием ультраметаморфизма [10, 16]. Среди этих пород залегают магматические образования основного и ультраосновного состава.

Терригенно-вулканогенная формация представлена ортоамфиболитами, амфибол-биотитовыми метадiorитами, амфибол-биотитовыми, эпидот-биотитовыми гнейсами плагиоклазового и плагиомикроклинового состава. Представителями терригенной формации являются глиноземистые породы: биотитовые, гранат-биотитовые, дистен-гранат-биотитовые гнейсы.

При сопоставлениях упругих свойств пород автором была принята за основу стратиграфическая схема, разработанная для Чупино-Лоухского района Е.П. Чуйкиной [15]. По этой схеме в разрезе беломорского комплекса выделяется пять свит (снизу вверх): западная, котозерская, чупинская, хетолампинская, керетская. Характерной особенностью разреза является наличие в составе компле-

кса выдержанных по простиранию мощных горизонтов глиноземистых гнейсов. Литологический контроль пегматитов в разрезе комплекса состоит в том, что слюдоносные пегматиты приурочены к свитам глиноземистых гнейсов, а керамические — к свитам, сложенным биотитовыми и амфиболовыми гнейсами.

Западная свита в основном представлена тонкополосчатыми биотитовыми гнейсами с лентовидным кварцем и порфиробластами микроклина. Породы сильно гранитизированы и содержат значительное количество мелких тел плагиомикроклиновых гранитов и реликты амфибол-биотитовых метадiorитов. Контакт с котозерской свитой согласный. Мощность свиты 2400–2900 м.

Котозерская свита представлена светло-серыми среднезернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, содержащими значительное количество мелких будин амфиболитов и редкие мало-мощные прерывистые прослои глиноземистых гнейсов и тонкополосчатых биотитовых гранито-гнейсов. Часто встречаются также биотитовые и амфибол-биотитовые метадiorиты. Как правило, вблизи контакта с чупинской свитой породы котозерской свиты будинированы, гранитизированы и мигматизированы аплитовым и пегматитовым материалом. В приконтактной зоне широко развиты ортоамфиболиты, основные и ультраосновные интрузивные породы. В породах котозерской свиты установлены только керамические пегматиты. Мощность свиты 1800–2400 м.

Чупинская свита имеет тектонические контакты с котозерской и хетоламбинской свитами. Она сложена преимущественно темно-серыми биотитовыми, гранат-биотитовыми и дистен-гранат-биотитовыми гнейсами. Кроме того, в ее разрезе присутствуют светло-серые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы.

В чупинской свите широко проявлены процессы гранитизации и мигматизации аплитовым и пегматитовым материалом, а также отмечены явления калиевого метасоматоза и порфиробластеза. Породы чупинской свиты претерпели региональный метаморфизм квантит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Важную роль в строении свиты играют магматические породы основного и ультраосновного состава, образующие согласные пластовые тела.

Метаморфические породы чупинской свиты расчленены на 15 горизонтов, слагающих две подсвиты: нижнюю (горизонты 1*–7*) и верхнюю (горизонты 5–12). К продуктивным на мусковит относятся горизонты 5, 6, 10, 11, частично 8 и 12 верхней подсвиты и в меньшей степени горизонты 4* и 7* нижней подсвиты.

Продуктивные горизонты отличаются тонким переслаиванием гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов, среди которых расположены тела основных и ультраосновных изверженных пород. Для этих горизонтов характерны сильная гранитизация и мигматизация кварц-полевошпатовым материалом, а также развитие зон интенсивной мусковитизации и порфиробластеза.

Другие горизонты чупинской свиты сложены в основном биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. В целом мощность свиты

составляет 4000–7000 м, из которых на долю глиноземистых дистен–гранат–биотитовых и гранат–биотитовых гнейсов приходится 2800–3600 м.

Приуроченность мусковитовых пегматитов к гнейсам чупинской свиты обычно связывается с высокой глиноземистостью последних. Она служит одним из важнейших поисковых критериев на мусковитовые пегматиты. Однако, по валовому составу пегматиты Чупино–Лоухского района не соответствуют толще, в пределах которой они локализируются. Таким образом, пегматиты не являются продуктом непосредственной кристаллизации селективного расплава, рождающегося в пределах этой толщи [8, 9].

Хетоламбинская свита сложена в основном среднезернистыми амфибол–биотитовыми, эпидот–биотитовыми и биотитовыми с амфиболом гнейсами. Важное значение в ее разрезе имеют мономинеральные и гранатовые амфиболиты, а также интрузии основных и ультраосновных пород. В приконтактной зоне с чупинской свитой отмечаются маломощные прерывистые прослои глиноземистых гнейсов. Хетоламбинская свита наиболее перспективна на керамические пегматиты. Общая мощность свиты 2500–3800 м.

Керетская свита представлена сильно гранитизированными биотитовыми и эпидот–биотитовыми гнейсами, содержащими реликты диоритов и линзы амфиболитов. Керетская свита имеет согласный контакт с хетоламбинской свитой. Мощность свиты более 1000 м.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения упругих свойств метаморфических пород была подобрана представительная коллекция образцов из Чупино–Лоухского района. Образцы отбирались из керна структурных скважин, из подземных горных выработок и карьеров на участках месторождений Нижнее Котозеро, Тэдино, Карельский, Малиновая Варака, Плотина, Хетоламбино, Чкалова, Кив–губа. В совокупности они позволили охарактеризовать четыре свиты: котозерскую, чупинскую, хетоламбинскую и керетскую.

Экспериментальная часть исследований проводилась в структурно–петрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых Геологического факультета МГУ под руководством В.И. Старостина по разработанной им методике [13].

Упругие свойства метаморфических пород определялись динамическим методом, основанным на возбуждении в образце различного типа волновых колебаний и измерении скорости прохождения упругих волн [1]. Используемые нами аппаратура и методика позволяют непосредственно измерять скорости распространения продольных волн сжатия [V_p] и поперечных волн кручения или сдвига [V_s].

Определение скоростей распространения упругих волн осуществлялось способом прозвучивания на ультразвуковом излучателе УЗИС–ЛЭТИ. Все исследования проводились на пластинах толщиной 1 см.

выпиленных из образцов перпендикулярно к оси зерна или параллельно и перпендикулярно к линейности для ориентированных образцов.

Важным моментом при измерении скоростей прохождения ультразвуковых волн является обеспечение хорошего акустического контакта датчиков с поверхностью образца. Для продольных волн это достигается нанесением тонкого слоя вазелина, а для поперечных — эпоксидной смолы. Все измерения проводились на образцах, насыщенных водой. Плотность и эффективная пористость определялись методом свободного насыщения жидкостью. Анизотропия скоростей продольных ультразвуковых волн в породах исследовалась на ориентированных плоско-параллельных пластинах с использованием ультразвукового излучателя Р5-5 с теодолитной приставкой. Для получения параметров упругих свойств и пористости результаты измерений обрабатывались на ЭВМ "БЭСМ-4" по специально составленным программам [13].

В итоге были определены и рассчитаны эффективная пористость пород ($\Pi_{эф}$), а также следующие упругие параметры: скорость про-

Таблица 1

Упругие свойства и пористость метаморфических пород Беломорского

Порода	Число образцов	V_p , м/сек	V_s м/сек	V_p/V_s
Листен-гранат-биотитовые гнейсы	28	5141	2646	1,98
		4840-5561	2326-2962	1,88-2,08
Гранат-биотитовые гнейсы	60	5336	2835	1,91
		4835-5792	2397-3225	1,80-2,02
Биотитовые гранито-гнейсы	13	5567	3043	1,84
		5370-5760	2799-3270	1,75-1,92
Биотитовые гнейсы	42	5530	3025	1,84
		5150-5910	2651-3400	1,73-1,94
Амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы	25	5873	3322	1,78
		5528-6378	3042-3549	1,78-1,82
Амфиболиты мономинеральные	8	6062	3196	1,87
		5534-6402	2901-3493	1,83-1,91
Амфиболиты гранатовые	12	6068	3423	1,79
		5748-6522	3259-3601	1,76-1,81
Габбро-нориты	18	6209	3363	1,87
		5913-6522	3111-3518	1,85-1,90
Перидотиты	10	6233	3487	1,80
		6077-6482	3395-3559	1,79-1,81
Лейкократовые кварц-полевошпатовые породы	34	5280	2781	1,90
		4854-5405	2418-3127	1,88-1,93

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3 в числителе — средние значения параметров, в знаменателе — пределы их изменения.

дольных V_p и поперечных V_s ультразвуковых волн, параметр V_p/V_s , плотность $V_{об}$, коэффициент Пуассона μ , модуль сдвига G , модуль Юнга E , модуль всестороннего сжатия $K_{сж}$.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА И ПОРИСТОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В процессе структурно-петрофизических исследований было изучено 250 образцов основных разновидностей метаморфических пород, составляющих беломорский комплекс. Впервые получены параметры упругих свойств и пористости этих пород (табл. 1).

Наблюдается закономерное увеличение скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия и уменьшение параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в ряду дистен-гранат-биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, лейкократовые кварц-полевошпатовые породы, биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты, габбро-нориты, перидотиты.

комплекса

$V_{об},$ г/см ³	μ	G	E	$K_{сж}$	$\Pi_{эф}, \%$
		10^{11} дин/см ²			
<u>2,78</u>	<u>0,31</u>	<u>2,03</u>	<u>5,33</u>	<u>4,60</u>	<u>0,92</u>
2,67-2,90	0,24-0,37	1,76-2,46	3,92-6,36	3,90-5,64	0,52-1,32
<u>2,76</u>	<u>0,30</u>	<u>2,25</u>	<u>5,80</u>	<u>4,90</u>	<u>0,93</u>
2,65-2,85	0,23-0,38	1,70-2,89	4,32-7,30	3,92-6,24	0,46-1,67
<u>2,64</u>	<u>0,29</u>	<u>2,47</u>	<u>5,71</u>	<u>5,30</u>	<u>0,83</u>
2,61-2,68	0,26-0,31	2,07-2,88	4,47-6,80	4,76-5,74	0,67-0,92
<u>2,64</u>	<u>0,29</u>	<u>2,50</u>	<u>6,40</u>	<u>4,97</u>	<u>0,86</u>
2,59-2,72	0,25-0,35	1,84-3,04	4,92-7,54	4,10-6,26	0,45-1,51
<u>2,80</u>	<u>0,26</u>	<u>3,19</u>	<u>7,62</u>	<u>5,30</u>	<u>0,58</u>
2,68-3,06	0,20-0,30	2,68-3,47	6,75-8,68	4,61-6,27	0,34-1,45
<u>2,98</u>	<u>0,26</u>	<u>3,22</u>	<u>8,46</u>	<u>6,52</u>	<u>0,52</u>
2,93-3,02	0,24-0,28	2,82-3,68	7,83-9,50	4,58-8,10	0,38-0,68
<u>3,12</u>	<u>0,24</u>	<u>3,47</u>	<u>8,46</u>	<u>6,49</u>	<u>0,63</u>
3,02-3,19	0,19-0,28	3,13-3,76	7,75-8,98	4,94-8,16	0,15-0,80
<u>3,04</u>	<u>0,23</u>	<u>3,48</u>	<u>9,31</u>	<u>6,76</u>	<u>0,45</u>
2,93-3,10	0,20-0,28	3,04-3,80	8,59-9,90	6,06-7,54	0,31-0,65
<u>3,06</u>	<u>0,23</u>	<u>3,70</u>	<u>9,45</u>	<u>6,96</u>	<u>0,46</u>
3,03-3,13	0,21-0,25	3,44-3,97	8,84-10,20	6,49-7,72	0,41-0,50
<u>2,63</u>	<u>0,32</u>	<u>2,20</u>	<u>5,29</u>	<u>4,95</u>	<u>0,75</u>
2,57-2,70	0,29-0,38	1,54-2,73	4,23-5,98	4,14-5,80	0,50-0,95

Плотность метаморфических пород изменяется следующим образом: 2,76–2,78 г/см³ – для дистен–гранат–биотитовых и гранат–биотитовых гнейсов, затем она уменьшается до 2,64 г/см³ для лейкократовых кварц–полевошпатовых пород, биотитовых гнейсов и гранито–гнейсов, увеличивается до 2,80–3,12 г/см³ для амфибол–биотитовых гнейсов, основных и ультраосновных пород.

Наибольшая эффективная пористость (~1%) характерна для глиноземистых гнейсов (дистен–гранат–биотитовых и гранат–биотитовых). Меньшая величина эффективной пористости (0,75–0,86%) установлена для биотитовых гнейсов и гранито–гнейсов, лейкократовых, кварц–полевошпатовых пород.

Для амфибол–биотитовых гнейсов эффективная пористость – 0,58%, ниже, чем для других гнейсов. Для основных и ультраосновных пород пористость колеблется от 0,45 до 0,63%. В целом для метаморфических пород беломорского комплекса характерна невысокая эффективная пористость 0,40–0,95%.

Положение отдельных разновидностей пород в ряду упругости определяется не только их минеральным составом, но и особенностями текстуры, структуры и ряда других свойств. Мелкозернистые и массивные разности более упругие, чем крупнозернистые и сланцеватые. Породы, обладающие резко выраженной линейностью менее упруги, чем аналогичные им по составу, не обнаруживающие линейности. На упругость также сильно влияет характер распределения минералов (особенно слюд) в породе. Так, например, для наименее упругих разновидностей гранат–биотитовых гнейсов характерна среднезернистая структура и сланцеватость, а для более упругих разностей массивная текстура и мелкозернистая структура.

Влияние минерального состава на упругие свойства установлено на примере амфиболитов. Для гранатовых разностей амфиболитов отмечены меньшие значения величин скорости поперечных ультразвуковых волн, параметра V_p/V_s , коэффициента Пуассона и большая величина модуля сдвига, чем для мономинеральных амфиболитов.

Таблица 2

Усредненные значения упругих свойств и пористости метаморфических пород

Свита	Число образцов	V_p , м/сек	V_s , м/сек	V_p/V_s
Керетская	17	5690	3215	1,74
		5325–5910	3044–3398	1,73–1,77
Хетоламбинская	34	5810	3241	1,79
		5323–6522	2738–3601	1,74–1,90
Чупинская	136	5405	2840	1,91
		4835–5792	2326–3269	1,76–2,07
Котозерская	27	5850	3241	1,87
		5248–6117	2752–3537	1,71–1,90

При этом гранатовые и обычные амфиболиты имеют одинаковые величины скорости продольных волн, модулей Юнга и всестороннего сжатия.

При переходе от биотитовых гнейсов к амфибол-биотитовым по мере увеличения количества амфибола обнаружено возрастание скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, плотности, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия, уменьшение параметра V_p/V_s , коэффициента Пуассона и эффективной пористости.

Для метаморфических пород характерно уменьшение значений упругих свойств с возрастанием степени мигматизации. Так, например, мигматизация глиноземистых гнейсов приводит к уменьшению скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия, плотности, увеличению параметра V_p/V_s , коэффициента Пуассона.

Особую группу составляют аплитовидные кварц-полевошпатовые породы, которые являются продуктами ультраметаморфизма. Они отличаются пониженными величинами скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, плотности, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия и большей величиной коэффициента Пуассона.

Таким образом, глиноземистые гнейсы выделяются среди других пород беломорского комплекса наименьшими величинами скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия и большей величиной параметра V_p/V_s , коэффициента Пуассона.

ИЗМЕНЕНИЕ УПРУГИХ СВОЙСТВ И ПОРИСТОСТИ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Физико-механические свойства метаморфических пород, рассчитанные методом средневзвешенного, приведены в табл. 2, а на фиг. 1 показаны усредненные упругие параметры и пористость отдельных свит беломорского комплекса.

беломорского комплекса

$V_{об}, г/см^3$	μ	G	E	$K_{сж}$	$P_{эф}, \%$
		$10^{11}, дин/см^2$			
2,65	0,26	2,74	7,00	4,57	0,84
2,64-2,69	0,19-0,31	2,47-3,04	6,49-7,93	3,85-5,97	0,68-0,99
2,80	0,25	2,88	7,51	5,15	0,66
2,59-3,19	0,19-0,32	1,99-3,76	5,26-8,98	4,36-8,16	0,45-1,45
2,71	0,31	2,14	5,49	4,82	0,92
2,60-2,90	0,23-0,38	1,43-3,03	3,92-7,98	3,90-6,89	0,46-1,67
2,75	0,28	2,61	6,70	5,58	0,88
2,62-3,07	0,25-0,34	2,00-2,88	5,45-7,40	4,12-7,27	0,65-1,51

Для пород чулинской свиты характерны малые величины скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, плотности, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия, большая величина параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона. Эти особенности определяются преобладанием глиноземистых гнейсов, характеризующихся наименьшими значениями упругих параметров и большой пористостью.

При сравнении между собой пород других свит выявляется отличие керетской свиты от котозерской и хетоламбинской. Для ее пород характерна меньшая величина скоростей продольных ультразвуковых волн, параметра V_p/V_s плотности, модуля всестороннего сжатия. Скорости поперечных волн у пород этих свит почти одинаковы, так же как коэффициент Пуассона.

Для пород котозерской свиты отмечена меньшая величина модулей сдвига, Юнга и большая — модуля всестороннего сжатия по сравнению с породами керетской и хетоламбинской свит.

Наблюдаемые отличия упругих свойств отражают состав свит и степень мигматизации пород, так как в составе керетской свиты преобладают биотитовые гнейсы, хетоламбинской — амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, чулинской — глиноземистые гнейсы, котозерской — амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы.

По эффективной пористости породы чулинская свита отличается от других свит комплекса большей величиной — более 0,90%. Наименьшая величина эффективной пористости характерна для пород хетоламбинской свиты — 0,66%.

Условно изученные свиты можно расположить в такой ряд возрастающей упругости пород: чулинская, керетская, котозерская, хетоламбинская. Положение пород свит в этом ряду соответствует увеличению скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, плотности, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия и уменьшению параметров V_p/V_s , коэффициента Пуассона, а также эффективной пористости.

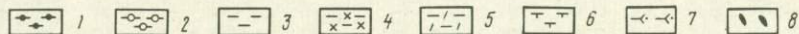
Следовательно, по физико-механическим свойствам породы продуктивной чулинской свиты резко отличаются от пород керетской, хетоламбинской и котозерской свит: меньшими величинами параметров упругих свойств (за исключением параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона) и большей величиной эффективной пористости.

Изучение упругих свойств пород в разрезе чулинской свиты проводилось отдельно для всех 15 стратиграфических горизонтов. Полученные параметры упругих свойств и пористости суммированы методом средневзвешенного и представлены в табл. 3 и на фиг. 2.

Рассматривая изменение параметров упругих свойств и пористости в разрезе чулинской свиты, необходимо отметить возрастание величин скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия, а также эффективной пористости вниз по разрезу. Плотность, параметр V_p/V_s , коэффициент Пуассона изменяются незначительно.

Для продуктивных горизонтов характерны меньшие величины ско-

Свита	Разрез	Мощность свиты, м	V_p , км/сек		V_s , км/сек		V_p/V_s		$\gamma_{об,з}$, г/см ³		μ		σ , 10^{11} дин/см ²		E , 10^{11} дин/см ²		K , смс, 10^{11} дин/см ²		$\Pi_{эп}$, %	
			5,5	3,7	2,9	3,1	1,8	1,9	2,7	2,8	0,25	0,29	2,2	2,6	5,5	6,5	5,0	5,5	0,7	0,9
I		>1000																		
II		2500-3800																		
III		4000-7000																		
IV		1800-2400																		



Фиг. 1. Изменение упругих свойств и пористости метаморфических пород в разрезе беломорского комплекса

I—IV — свиты: I — керетская, II — хетоламбинская, III — чупинская, IV — котозерская; 1 — гранат-биотитовые гнейсы; 2 — дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — биотитовые гранито-гнейсы; 5 — амфиболовые, амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые гнейсы; 6 — лейкократовые кварц-полевошпатовые породы; 7 — гранатовые амфиболиты; 8 — пегматитовые жилы

Таблица 3

Упругие свойства и пористость пород в горизонтах продуктивной чупинской

Под-свита	Номер горизонта	Число образцов	V_p , м/сек	V_s , м/сек	V_p/V_s
Верхняя	12	8	5125	2646	1,94
			4949-5620	2561-3127	1,90-1,98
	11	10	4985	2631	1,95
			4892-5032	2661-2704	1,91-2,00
	10	12	4970	2630	1,96
			4854-5186	2136-2882	1,85-2,20
	9	6	5337	2822	1,89
			5226-5373	2280-3035	1,72-1,95
	8	11	5245	2611	2,01
			4942-5720	2260-3136	1,86-2,12
	7	7	5598	2982	1,88
			4948-5832	2334-3245	1,82-1,94
	6	30	5316	2712	1,95
			4837-5857	2254-3223	1,84-2,15
5	14	5303	2748	1,93	
		5004-5728	2543-3051	1,87-2,04	
Нижняя	7*	7	5374	2762	1,94
			5082-5624	2625-3220	1,76-1,98
	6*	8	5524	3001	1,80
			5058-5971	2672-3136	1,74-1,88
	5*	7	5650	2980	1,89
			5244-5890	2792-3245	1,79-1,94
	4*	11	5352	2713	2,00
			5047-5808	2197-3225	1,87-2,10
	3*	5	5829	3147	1,85
			5236-6010	2712-3234	1,75-1,90
	2*	4	5698	3096	1,82
			5124-5868	2685-3210	1,74-1,88
	1*	4	5966	3175	1,87
			5686-6150	2852-3311	1,76-1,93

ростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия, большие величины параметра V_p/V_s плотности и коэффициента Пуассона.

Сопоставление горизонтов чупинской свиты по эффективной пористости показало, что наибольшую величину (около 1%) имеют породы продуктивных горизонтов, в то время как для пород других горизонтов характерна пористость - 0,75-0,86%.

Необходимо отметить, что в пределах самих продуктивных горизонтов существуют разновидности пород, отличающиеся по величинам упругих параметров. Эта особенность отражена в табл. 3.

свиты

$V_{об}$, г/см ³	μ	G	E	$K_{сж}$	$\Pi_{эф}$, %
2,70	0,31	1,90	5,02	4,60	0,85
2,61-2,79	0,26-0,36	1,72-2,56	4,68-6,45	4,07-5,57	0,51-0,91
2,79	0,30	1,88	5,03	4,15	0,93
2,78-2,80	0,29-0,31	1,43-2,02	4,80-5,26	4,12-4,39	0,81-1,43
2,76	0,30	1,89	4,86	4,10	0,91
2,57-2,80	0,23-0,38	1,54-2,24	4,18-5,54	4,08-5,54	0,66-1,24
2,62	0,28	2,27	5,72	4,45	0,85
2,61-2,63	0,26-0,30	1,96-2,41	4,79-6,14	4,06-4,73	0,80-0,89
2,72	0,33	1,85	4,90	4,60	0,91
2,60-2,91	0,26-0,38	1,43-2,58	3,92-6,67	4,14-5,74	0,72-1,43
2,64	0,29	2,35	6,13	5,20	0,74
2,61-2,74	0,25-0,34	1,70-2,79	4,48-7,65	4,84-5,96	0,45-0,87
2,76	0,30	2,20	5,72	4,85	0,90
2,60-2,94	0,23-0,38	1,51-2,98	4,14-7,80	3,92-5,92	0,52-1,67
2,71	0,31	2,02	5,29	4,91	0,93
2,60-2,84	0,24-0,36	1,75-2,44	4,84-6,21	3,94-5,80	0,78-1,39
2,70	0,31	2,05	5,44	5,06	0,88
2,62-2,78	0,28-0,37	1,84-2,32	4,98-7,66	4,63-5,03	0,58-0,96
2,70	0,28	2,40	6,15	5,76	0,82
2,60-2,85	0,21-0,34	1,88-2,83	5,24-7,33	4,16-6,45	0,74-0,93
2,73	0,28	2,55	6,57	5,19	0,80
2,61-2,80	0,24-0,33	2,04-2,92	5,48-7,94	4,28-6,85	0,54-0,96
2,78	0,32	2,05	5,42	5,00	0,90
2,68-2,89	0,26-0,38	1,62-2,79	3,95-7,14	3,85-6,43	0,45-1,45
2,71	0,28	2,71	6,81	5,53	0,75
2,64-2,78	0,25-0,32	2,10-3,03	5,19-7,70	4,82-6,25	0,52-0,87
2,74	0,28	2,61	6,72	5,32	0,79
2,70-2,78	0,24-0,32	2,24-2,98	4,98-7,41	4,79-6,05	0,44-0,90
2,72	0,29	2,54	6,96	5,45	0,86
2,63-2,79	0,23-0,32	2,00-2,96	5,45-7,98	4,88-6,71	0,56-0,98

Для продуктивных горизонтов, как и для всей чупинской свиты, характерно увеличение скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, коэффициента Пуассона, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия вниз по разрезу.

ВЫВОДЫ

Впервые определены упругие свойства и пористость метаморфических пород беломорского комплекса и доказана гетерогенность его разреза по этим параметрам.

Полосы Горизонт	Разрез	Мощность горизонта, м	V_p , км/сек		V_s , км/сек			V_p/V_s	
			5,0	5,5	2,7	2,9	3,1	1,9	2,0
Верхняя	Agn ₃₋₁₂		120-110						
	Agn ₃₋₁₁		100-100						
	Agn ₃₋₁₀		120-250						
	Agn ₃₋₉		80-200						
	Agn ₃₋₈		400-800						
	Agn ₃₋₇		120-300						
	Agn ₃₋₆		120-800						
	Agn ₃₋₅		> 250						
Нижняя	Agn ₃₋₇ ^x		200-300						
	Agn ₃₋₆ ^x		160-250						
	Agn ₃₋₅ ^x		240-350						
	Agn ₃₋₄ ^x		500-600						
	Agn ₃₋₃ ^x		600-900						
	Agn ₃₋₂ ^x		150-300						
	Agn ₃₋₁ ^x		1000-1400						

Фиг. 2. Изменение упругих свойств и пористости метаморфических

Установлены отличия продуктивной чупинской свиты от других свит беломорского комплекса, которые заключаются в меньших величинах скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, плотности, модулей сдвига, Юнга, всестороннего сжатия и больших коэффициента Пуассона и эффективной пористости.

Установлены специфические упругие характеристики продуктивных горизонтов чупинской свиты.

Эти данные позволяют объяснить закономерности локализации мусковитовых пегматитов в разрезе беломорского комплекса петрофизическим контролем и могут быть использованы при поисках пегматитов геофизическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород (с приложением таблиц упругих констант главнейших типов горных пород). М.: Наука, 1970.
2. Горлов Н.В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л.: Наука, 1973.
3. Горлов Н.В. Структурные основания к прогнозу месторождений пегматитов в северо-западном Беломорье. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975.
4. Дук В.Л. Складки зон ультраметаморфизма. Северная часть северо-западного Беломорья. Л.: Наука, 1967.
5. Никаноров А.С. О генезисе пегматитов беломорского метаморфического комплекса. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1969, 147.
6. Родионов Г.Г., Роненсон Б.М. Оценка месторождений при поисках и разведках. Слюда. М.: Недра, 1972.
7. Рыцк Ю.Е. Тектонические условия формирования слюдоносных пегматитов. - В кн.: Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М.: Недра, 1972.
8. Салье М.Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975.
9. Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976.
10. Смирнова В.С. Литолого-стратиграфические факторы, контролирующие пространственное размещение слюдоносных пегматитов. - В кн.: Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М.: Недра, 1972.
11. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970.
12. Соколов Ю.М., Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975.
13. Старостин В.И. Методы определения физико-механических свойств пород и руд при рудно-петрофизических исследованиях. - В кн.: Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. М.: Изд-во МГУ, 1975.
14. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.

15. Чуйкина Е.П. Структуры и пегматитоносность Северной Карелии. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975.
16. Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития Восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968.
17. Шуркин К.А., Шемякин В.М. Основные черты геологии и тектоники восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Л.: Наука, 1974.

СООТНОШЕНИЕ БАЗАЛЬТОИДНЫХ ДАЕК С ОЛОВОРУДНЫМИ ЗОНАМИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ИНДУСТРИАЛЬНОЕ

Ввиду большой важности проблемы источников рудного вещества эндогенных месторождений в последние годы вновь привлекается пристальное внимание к детальному исследованию взаимоотношений даек различных типов с рудными телами. Во многих случаях в совокупности с геохимическими данными это дает возможность судить о способности различных магматических расплавов служить источником рудного вещества для каждого отдельного месторождения.

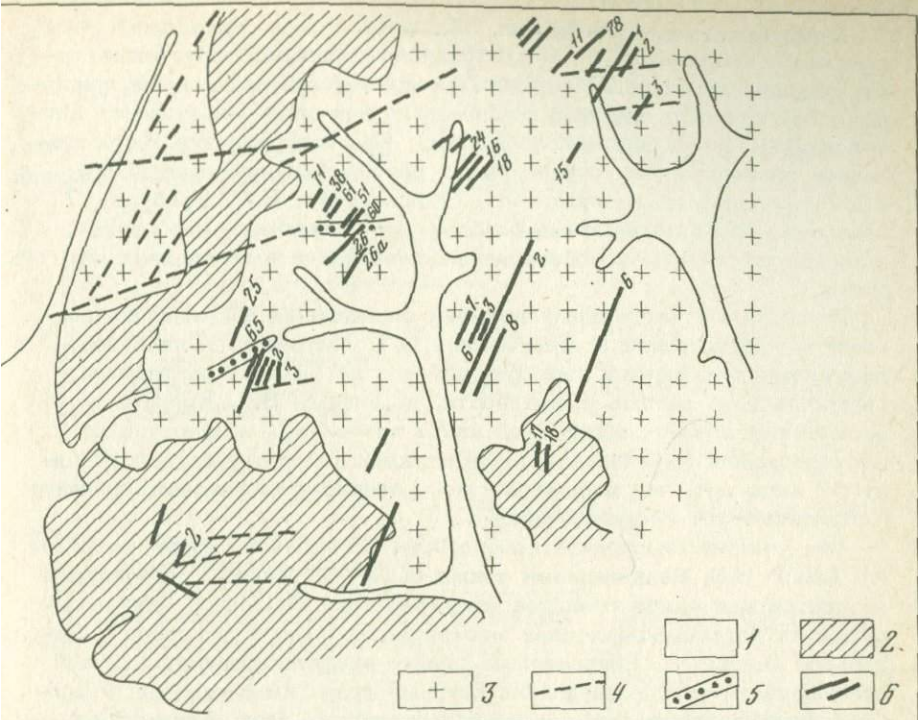
Особый интерес представляет наличие на месторождениях так называемых внутрирудных или внутриминерализационных даек, то есть магматических образований, непосредственно следующих за продуктивной минерализацией и относящихся к единому с срудением тектоно-магматическому циклу.

Примером проявления таких даек и предметом нашего изучения является оловорудное месторождение Индустриальное в Омсукчанском районе Магаданской области. Наблюдаемые здесь соотношения даек с рудными зонами характерны и для других оловорудных месторождений, отличающихся сближенностью рудоотложения и дайкообразования, в частности для оловорудных месторождений Кавалеровского района Приморья, где внутриминерализационные дайки подробно описаны В.Н. Дубровским и И.Н. Кигаем [1, 3].

Месторождение Индустриальное расположено в юго-западной части крупного Северо-Омсукчанского интрузива верхнемеловых лейкократовых гранитов, прорывающего как интенсивно смятые песчанико-сланцевые отложения юрского возраста, так и пологозалегающую меловую вулканогенно-осадочную толщу.

По данным М.Г. Руб [6], формирование массива произошло в несколько этапов или фаз. В первую фазу формировались крупно- и среднезернистые порфиновые граниты, слагающие главную часть массива и месторождения. Эти граниты прорываются штоками и пологопадающими телами мелкозернистых гранитов. В заключительную фазу формирования массива внедрились жильные породы: аллиты, аллитовидные граниты, пегматиты. Непосредственно на площади месторождения Индустриальное выявляются также догранитные дайки диоритовых порфиритов и послегранитные дайки габбро-порфиритов [7].

Рудные тела месторождения представлены серией субпараллельных метасоматических зон меридионального или северо-восточного простирания с крутым юго-восточным падением, которые залегают исключительно в гранитах и выклиниваются недалеко от пологой кровли интрузива (фиг. 1). Руды представлены оловоносными кварц-турмалиновыми и хлоритовыми метасоматитами при подчиненной роли кварцевых прожилков, содержащих местами обильный касситерит



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождения Индустриальное (с использованием материалов Ю.Г. Сыроваткина и В.М. Хребтова [7])

1-2 - четвертичные и нижнемеловые отложения соответственно; 3 - граниты; 4 - субширотные разломы; 5 - пояса базальтоидных даек; 6 - рудные жилы;

и иногда флюорит. Сульфиды в рудах весьма редки. Широко развиты более поздние изменения; проявленное преимущественно по рудным зонам ожелезнение и приуроченная к разрывным нарушениям сколового типа аргиллизация (каолинизация).

Особое положение занимают самые поздние базальтоидные дайки, образующие на двух основных рудных участках месторождения - "Первый склон" и "Пионер" - пояса восток-северо-восточного направления (см. фиг. 1).

Для Омсукчанского района в целом восток-северо-восточное простирание базальтовых даек отмечалось В.Т. Матвеенко [5]. Не имея, по его мнению, никакой связи с интрузивом, базальтовые дайки большой протяженности уходят далеко за пределы района, что не позволяет рассматривать их в качестве жильных пород второго этапа внедрения. По мнению В.Т. Матвеенко, эти дайки имеют палеогеновый возраст, возникли в конечные этапы тектоно-магматического "цикла" и имели самостоятельный глубинный источник питания.

Действительно, ориентировка базальтовых даек Омсукчанского массива и месторождения Индустриальное подчинена крупнейшей региональной структуре — Охотско-Чукотскому вулканическому поясу: они следуют вдоль крупных разломов восток-северо-восточного простирания. Не являясь рудоподводящими, на месторождении Индустриальное такие разломы ограничивают распространение оруденения в субмеридиональных зонах. Ю.Г. Сыроваткин и В.М. Хребтов [7] полагают, что близширотные разломы были заложены в дорудное время и что по ним возобновлялись движения и в более позднее время.

Известные к настоящему времени определения абсолютного возраста не подтвердили предположения В.Т. Матвеевко о палеогеном времени внедрения даек базальтов и диабазовых порфиритов Омсукчанского района. В частности, по данным В.С. Кравцова [4], абсолютный возраст пострудной дайки диабазовых порфиритов на месторождении Начальное (Лево-Омсукчанский интрузив) составляет 87 млн. лет, что весьма близко к возрасту вмещающих гранитов и соответствует среднему сенону.

При участии сотрудника лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР В.Н. Волкова нами также были предприняты определения возрастов как самих гранитов омсукчанского комплекса, так и секущих их базальтоидных даек месторождений Индустриальное и Начальное (табл. 1). Приведенные данные свидетельствуют о тесной сближенности этапов внедрения крупных гранитных массивов и формирования региональных поясов базальтоидных даек. Таким образом, проявления базальтовых и диабазовых даек, наряду с оловянным оруденением, отмечают заключительный этап верхнемеловой магматической истории Омсукчанского района.

На месторождении Индустриальное условия залегания даек базальтоидного состава изучены нами по двум рудным участкам. Дайковый пояс участка "Правый склон" прослежен горными выработками в длину на 450 м при ширине около 100 м, примерно вдоль наиболее крупного секущего разлома (фиг. 2). В границах пояса отмечено до 15 даек с общим северо-восточным простиранием (азимут 63°), при мощности от нескольких десятков сантиметров до 1 м и более. Характерно разделение даек на две группы по приуроченности одних к сколовым тектоническим нарушениям, а других к трещинам отрыва. Простирание даек первой группы — $70-80^{\circ}$, падение на юго-восток под углами $75-90^{\circ}$; азимут простирания даек второй группы — $20-25^{\circ}$, падение на юго-восток под углами $60-65^{\circ}$. Углы падения даек с глубиной увеличиваются, растет и число даек.

Как видно из фиг. 2, морфология даек первой группы хорошо выдержана. Устойчивость их ориентировки обусловлена приуроченностью пояса к крупному субширотному разлому, заложенному в дорудное время.

Дайковый пояс участка "Пионер" отличается меньшим количеством даек по сравнению с участком "Правый склон". Здесь их всего 8-9. Общее простирание пояса тоже восток-северо-восточное,

Таблица 1

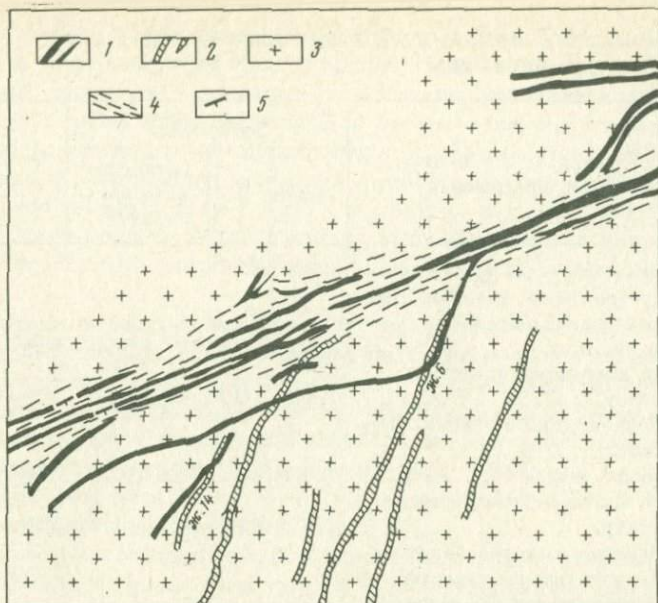
Данные определения абсолютного возраста гранитов омсукчанского комплекса и секущих базальтоидных даек

Номер образца	Порода, место взятия, способ определения	Содержание		Возраст, млн. лет*
		калия, %	радиогенного аргона, нг/г	
24101	Лейкократовый гранит. Индустриальное, участок "Правый склон", шт. 35			
	по биотиту.	3,67±0,04	17,9±0,6	69±5(71±5)
	по калиевому полевому шпату.	7,42±0,06	40,8±0,9	78±4(80±4)
24200	Лейкократовый гранит. Невское.			
	по биотиту.	7,03±0,06	39,8±0,9	79±4(81±4)
	по калиевому полевому шпату.	7,47±0,06	42,0±1,0	79±4(81±4)
2551	Мицдалекаменный базальт. Индустриальное, участок "Пионер", шт. 30, жила 67			
	по породе.	0,70±0,02	3,8±0,3	76±8(78±8)
25156	Базальтовый порфирит. Индустриальное, участок "Правый склон", шт. 35			
	по породе.	1,26±0,02	6,9±0,5	77±6(79±6)
24110	Измененная базальтоидная дайка. Индустриальное, участок "Правый склон", шт. 34			
	по породе.	1,79±0,02	9,2±0,5	72±6(74±6)
2573	Базальтоидная дайка. Начальное			
	по породе.	1,53±0,02	8,5±0,5	78±6(80±6)

* Анализы выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц. Возраст рассчитан по единым константам, рекомендованным Международной Подкомиссией по геохронологии в 1976 г. на Геологическом Конгрессе в Австралии: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_B = 4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^{40}K = 0,01167$ ат.%. В скобках приведен возраст, рассчитанный по константам 1964 г.

но выражено оно менее отчетливо. Пояс прослежен по простиранию на 300 м при ширине около 180 м.

Морфология отдельных дайковых тел здесь более сложная чем, в первом поясе и, очевидно, обусловлена влиянием крупного разлома, простирание которого изменяется в пределах участка. В общем для даек характерны извилистые очертания в плане. По мощности они мало отличаются от даек участка "Правый склон". Сохраняется



Фиг. 2. Схема пояса базальтовых даек участка "Правый склон"
 1 - базальтовые дайки; 2 - рудные жилы; 3 - граниты; 4 - зона субширотного разлома; 5 - элементы залегания

приуроченность к двум типам нарушений - сколовым и отрывным. Простираение трещин скола $70-80^{\circ}$, падение на юго-восток под углами $80-85^{\circ}$. Как и на участке "Правый склон", количество даек здесь увеличивается к нижнему горизонту.

Взаимоотношения базальтовых даек с оруденением наблюдались на месторождении неоднократно. Так, геологи рудника Индустриальный отмечали послерудные дайки на участке "Правый склон". К сожалению, в настоящее время многие промышленные интервалы по жилам, отработаны, а сами дайки, встреченные нами в горных выработках, интенсивно изменены около рудных тел. Однако ряд наблюдений над соотношениями базальтовых даек и метасоматических рудных тел дает возможность сделать вывод о послерудном возрасте отдельных даек. По жиле 14, например, дайка отмечалась на юге в лежачем, а севернее - в висячем боку рудной жилы (см. фиг. 2). Дайка интенсивно изменена - каолинизирована, ожелезнена, внутри ее по трещинкам развиты карбонаты. Известна базальтовая дайка, пересекающая пологий рудный столб жилы 6. Геологами рудника эта дайка была прослежена вдоль минерализованного интервала на 30-35 м. Так же как и в первом случае она интенсивно каолинизирована.

Отчетливые соотношения базальтовых даек с рудными телами установлены нами на участке "Пионер". Как и на участке "Правый склон", дайки здесь в основном следуют вдоль крупных сколовых

нарушений. Они интенсивно каолинизированы и зачастую расслаиваны, однако отдельные маломощные дайки удается проследить на значительном удалении от разломов, где соотношения их с рудными телами не затушены поздними тектоническими движениями.

Одна такая дайка обнаружена нами в штреке по жиле 67 на горизонте шт. 30. Рудное тело представлено здесь зоной хлоритизации; в средней его части по рудоконтролирующему сколовому нарушению развита маломощная полоса турмалинизации и окварцевания (фиг. 3). Дайка миндалекаменных базальтов заполняет извилистую трещину отрыва, под острым углом пересекающую рудную зону, и на значительном протяжении следует вдоль главной рудоконтролирующей трещины, так что зона турмалинизации остается то в высячем, то в лежащем боку дайки. Очень характерны совсем маломощные и короткие апофизы дайки, ответвляющиеся в небольшие минерализованные трещины. Сама дайка на рассматриваемом участке интенсивно каолинизирована, но визуально видна пилотакситовая структура породы: в приконтактных ее частях и заметна лучшая раскristаллизация в средней части дайки. На одном из участков среди гранитов удалось обнаружить и почти неизменную дайку — миндалекаменный базальт черного цвета. Гидротермальная хлоритизация или турмалинизация в породе дайки не обнаружена. Тело дайки пересечено лишь трещиной, заполненной ископаемым льдом.

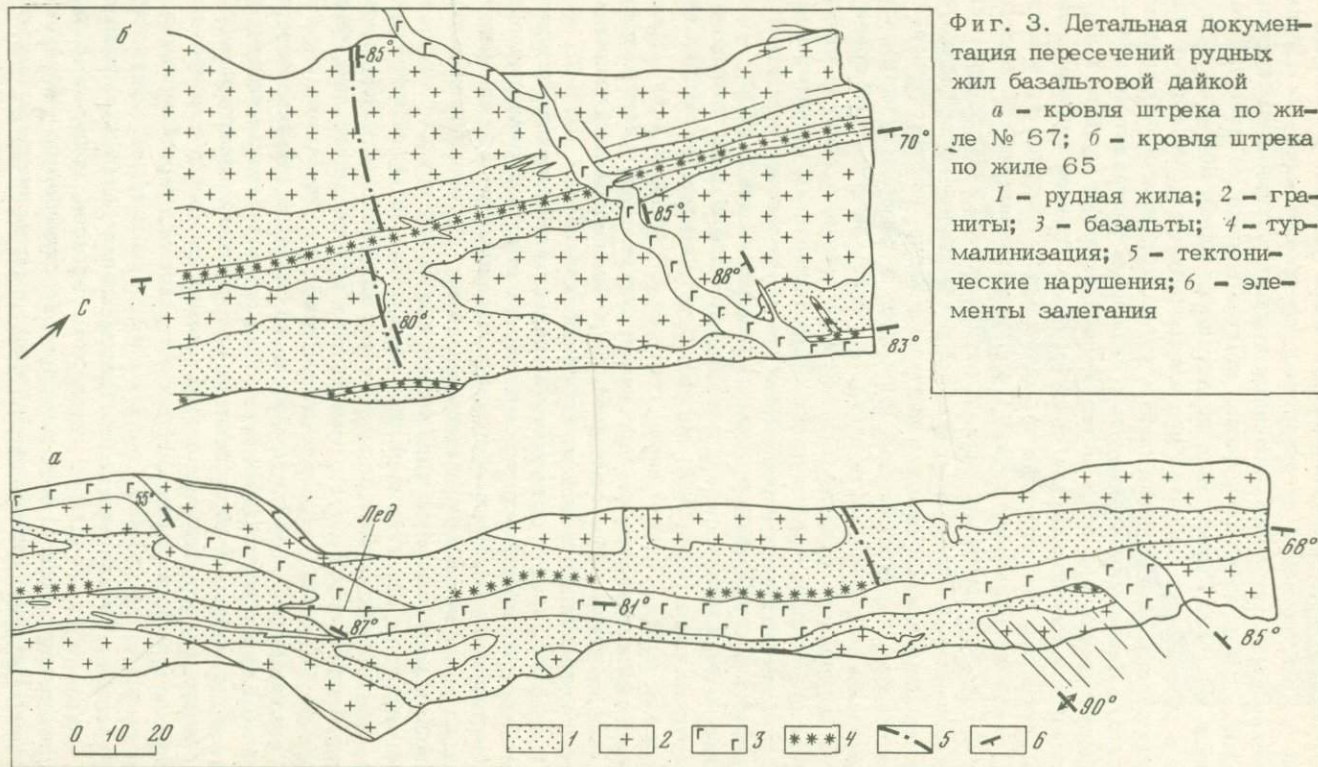
Аналогичные соотношения установлены и в штреке по параллельной рудной зоне (фиг. 3, б), где вскрыто продолжение только что описанной дайки. Хорошо видно, что при мощности всего в несколько сантиметров дайка пересекает рудную зону, несколько не повлияв на морфологию последней. Это заставляет нас придти к выводу о послерудном возрасте изученной дайки.

Главными породообразующими минералами базальтов являются плагиоклаз и пироксен-авгит, в более раскristализованных разностях — титан-авгит. Реже встречается оливин. Рудный минерал представлен магнетитом или титаномангнетитом. Из вторичных минералов обычны эпидот, хлорит, гидрослюда, карбонат, пирит.

Плагиоклаз является наиболее распространенным минералом и встречен в виде крупных и мелких зерен, обладающих хорошо выраженным идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Форма зерен обычно длиннопризматическая (фиг. 4, а, б). Размер их от долей миллиметра до 2—3 мм. Состав плагиоклаза отвечает лабрадору и варьирует в узких пределах. Размер зерен также может меняться в зависимости от степени раскristализации породы.

Пироксен распространен меньше плагиоклаза. Собственно авгит встречен в базальтах, интенсивно затронутых гидротермальными изменениями, где он сохраняется иногда незамещенным вторичными минералами. Титан-авгит встречается в более свежих разностях.

Оливин встречается еще реже, чем пироксен, причем в раскristализованных разностях базальта он не отмечается. Образует зерна неправильной формы, обычно подвергается интенсивному гидротермальному изменению.



Рудный минерал представлен в базальтах магнетитом или титаномагнетитом, который присутствует в виде густой вкрапленности. Зерна рудного минерала неправильной или изометричной формы.

Вторичные минералы связаны в основном с выполнением миндалин в базальтах. Так, хлорит наблюдается не только в интерстициях между зернами плагиоклаза по стеклу, но и вокруг миндалин, совместно с гидрослюдами. Судя по отсутствию полисинтетических двойников и неясным кристаллическим формам, представлен пеннином. Иногда образует псевдоморфозы, вероятно, по пироксену. По степени кристалличности и по структуре разновидности базальтов разделяются на базальтовые порфириды, миндалекаменные базальты и гиалобазальты. Они связаны постепенными переходами и по времени образования, вероятно, очень близки.

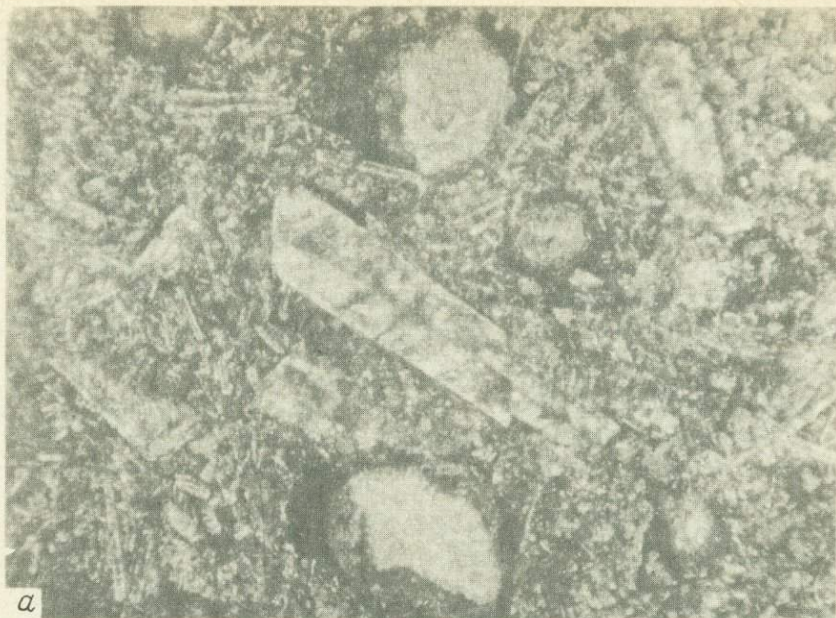
Базальтовые порфириды – порода наиболее раскристаллизованная, практически без стекла, с диабазовой структурой. Они отмечаются в основном в мощных слабо измененных дайках на нижних горизонтах промышленных участков.

Для миндалекаменных базальтов характерно развитие особой структуры, о которой дает представление фиг. 4, а. Миндалины имеют правильную, округлую, иногда немного вытянутую форму. Размер их составляет 0,2–0,5 мм. Выполнены карбонатом. Наличие таких миндалин позволяет назвать структуру породы миндалекаменной.

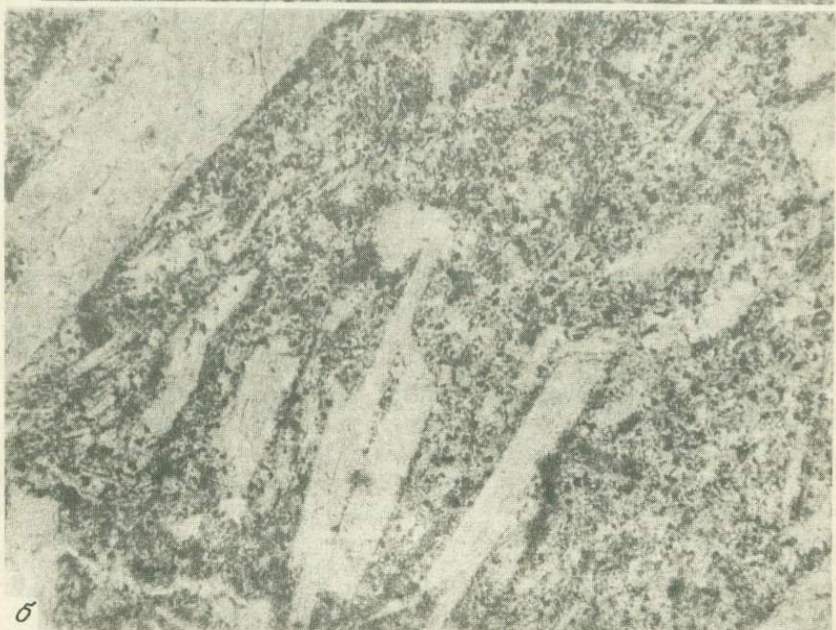
Следует отметить, что в миндалекаменных базальтах встречены и псевдоминдалины, представляющие собой псевдоморфозы карбоната по зернам пироксена и, очень редко, оливина. Общее количество миндалин в породе достигает 7–8%. Наиболее крупные из них различимы визуально. Миндалекаменная структура наиболее типична для базальтов, содержащих до 15–20% стекла.

Наименее раскристаллизованная разновидность базальтов – гиалобазальты – состоят из плагиоклаза и стекла, количество которого доходит до 60%. Слабая раскристаллизация породы объясняется небольшой мощностью даек этой разновидности. Для породы характерна пилотаксовая структура (см. фиг. 4, б). Длиннопризматические кристаллы плагиоклаза ориентированы параллельно контакту дайки. Пространство между ними занято хлоритом, глинистыми минералами, частично гидрослюдами, развитыми по первоначальному стеклу. Наряду с карбонатизацией для даек характерны также некоторые другие типы наложенного гидротермального изменения: развитие слюд и гидрослюд, каолинизация, распространено, вероятно, гипергенное ожелезнение. Каолинизированные дайки представляют собой желтую, глинистую массу, оптическая диагностика которой практически невозможна.

Слюда в базальтовых дайках представлена чешуйками неправильной формы, красновато-бурого, иногда с желтым оттенком цвета, оптически отрицательная, с положительным удлинением и почти прямым погасанием. Вероятно, она отвечает железистым разновидностям биотита.



a



б

Фиг. 4. Микрофотографии основных разновидностей базальтоидных даек месторождения Индустриальное

a — базальт миндалекаменной структуры. Развитие карбоната (белое) по миндалинам, обр. 2551. Без анализатора. Увел. 40;
б — габбро пилотакситовой структуры, обр. 2540. Без анализатора. Увел. 80

Таблица 2

Сравнение состава даек месторождения Индустриального с базальтоидными породами Балыгычано-Сугойского района

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	51,98	49,06	36,63	49,51
TiO ₂	1,32	1,36	1,27	1,41
Al ₂ O ₃	18,77	15,70	16,04	16,94
Fe ₂ O ₃	2,89	5,38	6,45	4,12
FeO	5,22	6,37	3,92	5,09
MnO	0,15	0,31	0,69	0,14
MgO	3,28	6,17	2,72	5,79
CaO	8,23	8,95	14,49	7,20
Na ₂ O	3,22	3,11	2,26	2,79
K ₂ O	0,80	1,52	0,75	1,46
P ₂ O ₅	0,30	0,45	0,51	0,62
H ₂ O ⁺	1,92	1,62	3,04	2,18
H ₂ O ⁻	0,32	-	2,87	2,45
CO ₂	1,82	-	8,28	-
Сумма	99,96	-	99,92	99,70

1 - средний состав андезито-базальтов, по данным М.Г. Руб [6];

2 - состав базальтов, по Р. Дэли;

3 - измененная базальтоидная дайка месторождения Индустриальное (участок "Пионер");

4 - базальтоидная дайка месторождения Индустриальное (участок "Правый склон").

В очень сильно измененных дайках слюда развивается совместно с каолинизацией.

Глинистые минералы проявлены в виде развитого по базальту тонкозернистого агрегата охристо-желтого цвета, представленного каолинитом.

Ряд наложенных изменений завершается ожелезнением, которое выражается в образовании аморфного, красновато-бурого агрегата гетита и гидрогетита. Описанные гидротермальные изменения проявляются чаще всего раздельно. Но наблюдалось и совместное проявление гидрослюдизации и каолинизаций.

Химический состав относительно свежих и измененных базальтовых даек месторождения Индустриальное приведен в табл. 2.

Данные спектрального анализа базальтов показывают, что содержание в них некоторых рудных и рассеянных элементов заметно отличается от содержаний во вмещающих гранитах. В частности, содержание кобальта, никеля и хрома в дайках составляет соответственно 30, 10 и 100 г/т, тогда как в гранитах содержание кобальта и хрома не превышает 10 г/т, а никель не отмечен. Поскольку повышенные содержания перечисленных металлов сохраняются и в глубоко измененных, каолинизированных базальтовых дайках, спектральный анализ глин вдоль разломов позволяет в сложных случаях определять, развиты эти глины по базальтовым дайкам или по гранитоидам.

Таким образом, рассмотрение базальтоидных даек показывает, что оно относится к высокотемпературному практически бессульфидному месторождению олова касситерит-силикатной формации, каким является месторождение Индустриальное. Сравним полученные выводы с хорошо изученным районом развития внутриминерализационных даек — рудными районами Южного Приморья.

В отличие от Омсукчанского района оловорудные, сульфидно-касситеритовые месторождения Кавалеровского района Дубровское и Хрустальное залегают не в гранитном массиве, а в интенсивно дислоцированных осадочных образованиях триаса. По данным И.Н. Кигая [3], крупные гранитоидные интрузивы на территории Кавалеровского района не наблюдаются, но они есть в 20–40 км к западу от месторождения Дубровское. Массивы сложены гранитоидными породами от кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов. Абсолютный возраст массивов 92 млн. лет, что соответствует верхнему мелу. Но поскольку возраст оловянного оруденения Кавалеровского района, по данным И.Н. Томсона и В.П. Полохова, послепалеоценовый, то оруденение месторождения Дубровского с упомянутыми интрузивами не связано. Прослеживается связь с более поздним — палеогеновым этапом магматизма района. Такой вывод подтверждается, во-первых, абсолютным возрастом крупной дайки гранит-аплитов — 58 млн. лет (И.Н. Кига́й, устное сообщение), обнаруженной непосредственно под месторождением Дубровское, и, во-вторых, цифрами абсолютного возраста, соответствующими палеогену для базальтовых и диабазовых даек, завершающих историю магматизма в районе месторождения. Нужно отметить, что магматическая история Кавалеровского района не закончилась в палеогене, а продолжалась в неогене интенсивным излиянием базальтов. В Омсукчанском же районе верхнемеловой этап внедрения базальтовых даек завершил магматизм не только для месторождения, но и для района в целом. Различается также и тектоническая позиция даек. Для палеозойских и более молодых отложений и пород Кавалеровского района, по данным И.Н. Томсона и В.П. Полохова [8], характерно меридиональное и северо-восточное простирание складок и разрывных нарушений. Следует также упомянуть наличие двух протяженных поясов

повышенной трещиноватости широтного и меридионального направлений. К меридиональному поясу приурочено месторождение Хрустальное, исследованное В.Н. Дубровским [1], по данным которого как рудные тела, так и большинство даек базальтовых и диабазовых порфиритов вытянуты в субмеридиональном и северо-западном направлениях. По простиранию прослеживаются на 400–100 м, круто падают на восток и запад. Мощность даек изменяется от нескольких сантиметров до 3–4 м. Образование поясов даек на Хрустальном налагает таковые месторождения Индустриальное. Сходство отмечается и в том, что все дайки, независимо от их отношения к оруденению, подверглись интенсивному гидротермальному изменению. На Хрустальном месторождении также как и на Индустриальном, для основной массы даек устанавливается послерудный возраст. На участке месторождения дайки порфиритов неоднократно пересекают кварц-касситеритовые и кварц-сульфидные с касситеритом жилы. Аналогичные закономерности развития диабазовых и базальтовых даек послерудного возраста отмечены и для месторождения Дубровское [2].

Отмечая сходство Омсукчанского и Кавалеровского районов в отношении поясов даек и оруденения, следует указать на различие в расположении этих поясов относительно определенных тектонических направлений, характерных для каждого из районов. Если в Омсукчанском районе пояса послерудных даек отчетливо определяются ориентировкой общего простирания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, то в Кавалеровском районе практически все упомянутые тектонические направления вмещают дайки. Нелишне отметить, что пояса послерудных даек следуют вдоль так называемых зон дегазации, маркирующих глубинные мантийные разломы. Для Юго-Восточного Приморья наличие их предполагается И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской, которые установили, что вдоль таких зон прослеживаются турмалиновые пояса, независимые по отношению к структурам верхней части земной коры [9].

Обращает внимание приуроченность поясов послерудных даек обоих рассматриваемых районов к тектоническим структурам первого порядка и генеральным тектоническим направлениям. В Омсукчанском районе пояса проходят вдоль крупных субширотных северо-восточных разломов дорудного заложения, контролируемых региональной структурой Охотско-Чукотского вулканического пояса. В Кавалеровском районе такими направлениями являются Западный, Центральный и Восточный структурные швы Сихотэ-Алиня, имеющие северо-северо-восточное простирание.

Итак, базальтоидные дайки месторождения Индустриальное сформировались после главной продуктивной минерализации, связанной с образованием кварц-турмалиновых и хлоритовых метасоматитов, но ранее поздних метасоматических изменений, представленных карбонатизацией, аргиллизацией и железнением. По абсолютному возрасту эти дайки близки вмещающим породам. Таким образом, оловянное оруденение месторождения Индустриальное заключено в уз-

кую временную вилку, практически отвечающую концу периода кристаллизации и остывания *Левостукчанского* гранитного массива. В генетическом отношении это сближает месторождение *Индустриальное* с высокотемпературными месторождениями.

В то же время наличие послерудных или внутриминерализационных даек базальтоидного состава характерно для ряда сульфидно-касситеритовых месторождений. Общей закономерностью является принадлежность поясов внутриминерализационных базальтоидных даек оловорудных месторождений к структурам регионального характера и глубинного (подкорового?) заложения. Поскольку разломы, контролирующие распространение внутриминерализационных даек, возникли до оруденения, и влияют на закономерности его размещения, то в условиях плохой обнаженности пояса таких даек можно использовать как вспомогательный поисковый признак оловянных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубровский В.Н. О соотношении даек и оруденения на Хрустальном оловяном месторождении. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 1.
2. Кига́й И.Н. Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловорудного месторождения. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 1.
3. Кига́й И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение. М.: Наука, 1966.
4. Кравцов В.С. Об особом типе оловорудных районов, связанных с наложенными впадинами. — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969.
5. Матвеевко В.Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла. — Труды ВНИИ-1. Раздел II. Геология. Магадан: Магадан, кн. изд-во, 1957.
6. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970.
7. Сыроваткин Ю.Г., Хребтов В.М. Геолого-структурные особенности Индустриально-Хатаренского оловорудного узла. — Колыма, 1977, № 1.
8. Томсон И.Н., Полохов В.П. Геологическое строение и металлогения восточной части Кавалеровского рудного узла: Автореф. работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1958–1959 гг. М., 1960.
9. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — Сов. геология, 1968, № 10.

ВЛИЯНИЕ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ И СВОЙСТВА ВОЛЬФРАМИТОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Вопрос о влиянии геологических факторов на состав и свойства вольфрамитов обсуждался многими исследователями (М.М. Тетяев, А.А. Сауков, Г. Шнейдерхен, И.Г. Ганеев, Н.П. Сечина, В.Ф. Барабанов, А.К. Мухля, С.Ф. Лугов, И.И. Четырбоцкая, Г.Ф. Иванова и др.; Д.О. Онтеев, М.М. Повилайтис, а также O. Oelsner, F. Leutwein и др.). Типоморфные свойства вольфрамитов обычно рассматривались в зависимости от генетического типа месторождения, удаленности последнего от магматического очага, от состава вмещающих пород, парагенетической ассоциации и последовательности отложения минералов, $P-T$ условий минералообразования, pH и Eh растворов. В последние годы некоторые из этих свойств рассматривались в зависимости от принадлежности месторождения к той или иной рудной формации ([25, 31, 22, 23] и др.). Выявление характера и степени влияния на состав вольфрамитов каждого из аддитивно действующих геологических факторов — сложная задача, решение которой имело бы не только общетеоретическое, но и прикладное значение. Решение этой задачи способствовало бы разработке поисковых критериев и диагностических признаков рудных формаций, облегчило бы оценку конкретных месторождений и рудных тел, определение степени их эрозионного среза и прогноз оруденения на глубину. Знание характера влияния конкретных геологических факторов на состав руд и минералов будет способствовать прогнозированию руд с теми или иными технологическими качествами и выработке типовых схем их переработки.

Вольфрамиты представляют собой непрерывный изовалентный изоморфный ряд замещения, включающий разновидности от гюбнерита ($MnWO_4$) до ферберита ($FeWO_4$)¹. Разнообразие условий образования вольфрамитов обуславливает различия содержаний в них главных компонентов — марганца и железа, а также изоморфных и других элементов-примесей (Nb , Ta , Sc , TR , Ti , Pb , Mg) и соотношений Fe^{2+} и Fe^{3+} . Типоморфной может оказаться также степень спинодального распада минерала.

Несмотря на обилие работ по типоморфизму вольфрамитов, мнения о характере влияния на состав вольфрамитов геологических и физико-химических факторов противоречивы. Поскольку выводы, основанные на результатах исследования конкретных объектов, распространяются на все случаи, данных, пригодных для использования при формационном анализе, оказывается недостаточно.

¹ Члены изоморфного ряда далее обозначены номерами, соответствующими содержанию минерала $MnWO_4$, в %.

Цель статьи — сопоставить данные различных авторов и попытаться наметить методический подход к исследованию типоморфных свойств вольфрамитов, пригодных для формационного анализа месторождений. В ней отражены результаты исследований, проведенных автором на месторождениях Центрального и Восточного Казахстана, Забайкалья, Чукотки, Кавказа, и выполнены обобщение и анализ обширного литературного материала по месторождениям всего мира.

ОСОБЕННОСТИ ВОЛЬФРАМИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Вольфрамит — главный минерал руд в месторождениях вольфрама различных групп формаций [22, 23]. Нами рассмотрены особенности вольфрамитов только важнейших групп формаций — скарновой, грейзеново-жильной, березитовой, аргиллизитовой и важнейших рудных формаций: оловянно-вольфрамовой, молибден-вольфрамовой, золото-вольфрамовой, сурьмяно-вольфрамовой¹ (табл. 1, см. вкл.).

В месторождениях скарновой группы формаций вольфрамит редок. Это — ферберит, встречающийся изредка в кварцевых жилах или окварцованных зонах брекчирования, приуроченных к крутопадающим, изредка пологим, сколовым трещинам среди магнезиально-известковых скарнов с шеелитовым или молибдошеелитовым оруденением. Считают, что появление в скарновых месторождениях ферберита (иногда ассоциирующего с пирротином) обусловлено высокой проницаемостью трещин и особым гидродинамическим режимом в поздние стадии минерализации, вследствие чего поступающие растворы не успевают взаимодействовать с богатыми кальцием вмещающими породами. То же явление может быть объяснено законом действующих масс и существованием восстановительных условий во время кристаллизации вольфрамитов, о чем можно судить по тому, что руды вольфрамитсодержащих скарновых месторождений обычно обогащены минералами двух-, а не трехвалентного железа.

В месторождениях грейзеново-жильной группы формаций вольфрамиты распространены очень широко. Состав их особенно разнообразен и зависит от типа рудной провинции и других факторов. Монокристаллы вольфрамитов достигают в длину нескольких сантиметров (иногда — десятков сантиметров), а их скопления изредка имеют поперечник в несколько метров. Кристаллы вольфрамитов, выросшие в жильный кварц, длиннопризматические (удлинены по оси c) или таблитчатые (уплощены по оси a), в друзовых полостях, возможно, в связи с замедленным ростом, они более изометричны, с особенно большими гранями и сложными сочетаниями разнообразных кристаллографических форм.

В месторождениях аргиллизитовой группы формаций обычен фер-

¹ Кроме того, вольфрамиты входят в состав руд существенно редкометалльных, оловянных, серебряных месторождений и некоторых других.

Таблица 2

Распространенность и степень развития граней главнейших кристаллографических форм на кристаллах вольфрамита из месторождений разных формаций

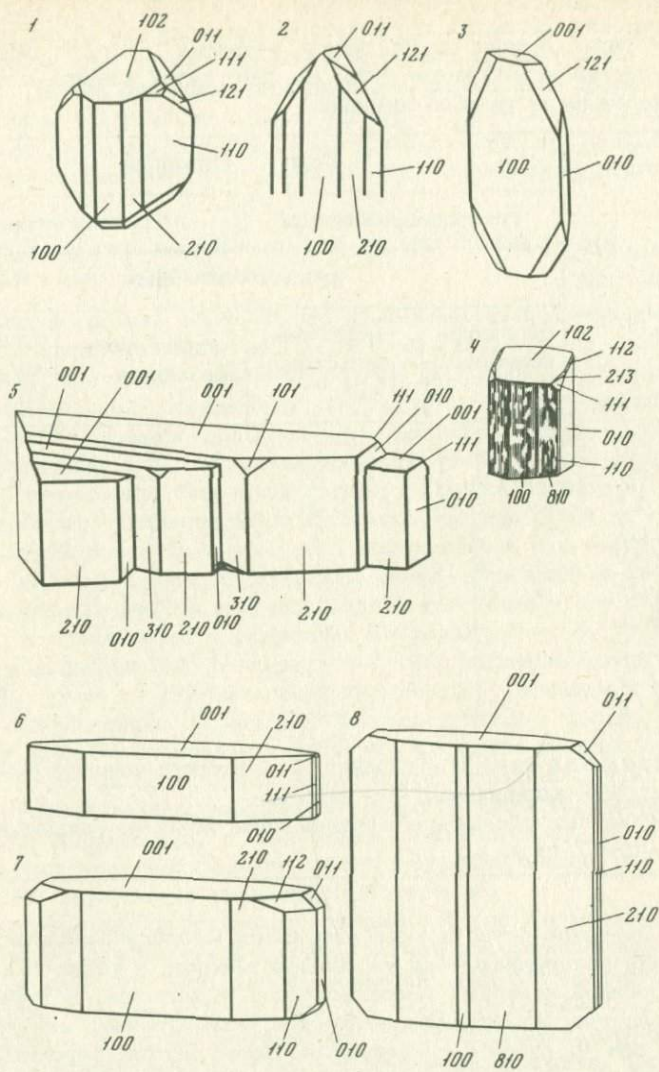
Кристалло- графические формы	Группа формаций			
	грейзеново-жильная		аргиллизитовая	
	рудная формация			
	оловянно- вольфрамо- вая	молибден- вольфрамо- вая	золото-воль- фрамовая	сурьмяно- вольфрамо- вая
<i>a</i> (10.0)	1	1	1	5
<i>b</i> (010)	1	5	2	1
<i>c</i> (001)	5	4	1	1
<i>m</i> (110)	2	2	3	5
<i>l</i> (210)	2	3	2	3
<i>d</i> (310)	5	2	1	1
<i>f</i> (011)	2	3	2	3; 5
<i>t</i> (102)	2	1	2	3
<i>n</i> (101)	4	1	-	5
<i>o</i> (111)	3	3	3	3

Примечание. 1 - главная; 2 - второстепенная; 3 - слабо развита; 4 - вициальная; 5 - редкая.

Буквенные обозначения граней даны по В.М. Гольдшмидту (1891-1877 гг.).

берит. Он встречается в виде массивных мелкокристаллических скоплений поперечником до нескольких метров, а также в виде мелких и средней величины монокристаллов. Кристаллы, встречающиеся в полостях, короткопризматические, изометричные или удлиненные по оси *b*, кубо- и клиновидные. Встречаются сферолиты и колломорфные выделения ферберита. Изредка в этих месторождениях наблюдаются в малых количествах более поздние кристаллы вольфрамита или гюбнерита.

В сурьмяно-вольфрамовых месторождениях этой группы - Ново-Ивановском в Восточном Забайкалье (данные В.С. Кормилицына), Сагеби и Хврелието в Горной Раче (данные автора) выявлены скопления ферберита, заполняющие промежутки между округлыми агрегатами тонкокристаллического кварца. В месторождениях золото-вольфрамовой формации той же группы кристаллы ферберита нередко нарастают на стенки трещин в виде сплошных корок. Основные сведения о типохимических свойствах вольфрамита из месторожде-



Фиг. 1. Габитус кристаллов вольфрамита месторождений различных формаций

1-3 - оловянно-вольфрамовая формация грейзеново-жильной группы: 1 - Циновец (Науманн, 1940); 2, 3 - Торрингтон, из жил двух этапов минерализации [38]; 4 - молибден-вольфрамовая формация грейзеново-жильной группы, Джида [19]; 5 - сурьмяно-вольфрамовая формация аргиллизитовой группы, Сагеби (Горная Рача) [32]; 6-8 - золото-вольфрамовая формация аргиллизитовой группы, округ Боулдер (США) [35]

ний этих формаций приведены в табл. 1. Из табл. 1 видно, что состав вольфрамитов разных формаций различен, хотя интервалы содержаний $MnWO_4$ могут перекрываться, а в пределах каждой формации — колебаться в определенных пределах.

Формы кристаллов вольфрамитов из месторождений разных формаций различны (фиг. 1). В табл. 2 показаны распространенность и степень развития граней главных кристаллографических форм на кристаллах вольфрамитов из месторождений разных формаций. Как видно, формы кристаллов вольфрамитов из месторождений грейзеново-жильной группы формаций необычайно разнообразны. Однако вольфрамиты различного состава могут иметь сходную форму кристаллов, а вольфрамиты одинакового состава — различную, что вызвано условиями их образования — различиями температуры, давления, содержания летучих, pH и E_h растворов, а также степени их пересыщения и других факторов.

ВЛИЯНИЕ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ И СВОЙСТВА ВОЛЬФРАМИТОВ

Структурные условия становления, петрохимический состав и геохимический тип магматического комплекса

Вольфраморудные месторождения различных формаций ассоциируют в пространстве и во времени с магматическими комплексами, которые мы называем "рудосопреженными" [75]. Эти комплексы разного происхождения и неодинакового петрохимического состава. В литературе о них имеются лишь разрозненные отрывочные сведения. В основном это комплексы сиалических гранитоидов, в меньшей мере — кислых и основных пород базальтоидного происхождения. Важнейшей причиной различий минерализации месторождений вольфрама являются структурные условия становления рудосопреженных магматических комплексов [21]. Месторождения вольфрама подразделены нами на три группы, условно названные плутогенной, вулканоплутогенной и вулканогенной. Вольфрамиты первой из них отличаются крайней изменчивостью соотношения FeO/MnO , обусловленной разнообразием петрохимического состава магматических комплексов и рядом других причин, о которых будет сказано ниже, тогда как вольфрамиты двух других групп месторождений представлены крайними членами ряда $MnWO_4 - FeWO_4$.

Проследим влияние на состав вольфрамитов структурных условий становления магматических комплексов, вначале базальтоидного, а затем — сиалического происхождения.

С дифференциатами базальтовой магмы связаны месторождения золото-вольфрамовой формации березитовой группы. Эти месторождения ассоциируют с плутоническими комплексами плагиигранитов, гранодиоритов и др. Они встречаются на платформах (в пределах кристаллических массивов) и в геосинклинально-складчатых системах уральского типа. Вольфрамиты этих месторождений близки по составу к фербериту (№ 12-21) и бедны примесями Ta, Nb, Sc.

С вулканическими комплексами риолито-базальтового состава, в которых преобладают основные породы, ассоциирует оруденение золото-вольфрамовой и сурьмяно-вольфрамовой формаций аргиллизитовой группы, образующееся в пределах шитов во время их тектономагматической активизации и в структурах ранней консолидации геосинклинально-складчатых областей на позднеорогеническом этапе их развития. Вольфрамиты этих месторождений еще более обеднены марганцем (обычно это фербериты № 1-9) и примесями Ta, Nb и Sc.

Таким образом, с интрузивными телами пород базальтоидного происхождения ассоциируют в основном железистые вольфрамиты (фербериты), причем с вулканическими комплексами пород основного состава - еще более железистые, чем с плутоническими комплексами пород кислого и среднего состава.

Комплексы гранитоидов, с которыми сопряжено в пространстве и во времени вольфрамитовое оруденение, по петрохимическому составу сходны, но различаются по геохимическому типу и по наборам и составу акцессорных минералов. Среди них можно наметить, с учетом данных Л.В. Таусона [30], комплексы нескольких геохимических типов, различные по содержанию летучих и ряда элементов (Li, Rb, Be, Sr, Ba и др.): палингенные плюмазитовые редкометалльные граниты стандартного и литий-фтористого типа и палингенные редкометалльные граниты щелочного ряда.

Наибольшие вариации состава (№ 10-90) присущи вольфрамитам месторождений молибден-вольфрамовой и оловянно-вольфрамовой формаций (см. табл. 1), связанных с палингенными плюмазитовыми редкометалльными гранитами стандартного геохимического типа, эталоном которого является, по Л.В. Таусону [30], кукульбейский интрузивный комплекс. Эти месторождения представлены особенно разнообразными минеральными типами с различным набором и содержанием летучих компонентов; структурные условия их формирования также очень разнообразны.

В месторождениях, связанных с плутонами гранитов литий-фтористого типа, эталоном которых может быть рудногорский комплекс, вольфрамит представлен средними членами изоморфного ряда или близок к фербериту. Собственно вольфрамовые месторождения ассоциируют с гранитами этого типа реже, чем существенно оловянные, и состав вольфрамитов в них несколько более марганцовистый (№ 66-27, обычно 46-50), чем в существенно оловянных (№ 1-23). Отметим, что содержания лития в триоктаэдрических слюдах вольфрамоносных гранитов литий-фтористого типа почти никогда не достигают столь высоких значений, как в слюдах оловоносных гранитов. Обычно это протолитииониты и литиевые биотиты, но не циннвальдиты.

Ряд месторождений молибден-вольфрамовой формации ассоциирует с комплексами гранитоидов, образующихся за счет плавления интенсивно метаморфизованного субстрата областей древней консолидации. Это - тип палингенных редкометалльных гранитов щелочно-

го ряда, по Л.В. Таусону, эталоном которых является гуджирский комплекс Западного Забайкалья¹. Вулкано-плутоногенным месторождениям этой группы присущи более крайние члены изоморфного ряда (вольфрамиты № 94-100), чем плутоногенным (вольфрамиты № 80-96). Таким образом, здесь при сопоставлении плутоногенного и вулкано-плутоногенного оруденения прослеживается та же тенденция закономерного изменения состава вольфрамитов, что и в месторождениях, ассоциирующих с базальтоидными комплексами.

Петрохимический состав магматических комплексов оказывает влияние в первую очередь на состав вольфрамитов наиболее ранних постмагматических парагенетических ассоциаций, как и на наборы минералов в последних (минеральные типы оруденения).

Можно отметить и тенденцию изменения состава вольфрамита во времени. В плутоногенных месторождениях, характерных для докембрия, палеозоя и мезозоя, встречаются вольфрамиты с любыми соотношениями MnO и FeO . В вулкано-плутоногенных месторождениях, чаще всего палеозойских или мезозойских, отмечаются в основном ферберит либо гюбнерит. В вулканогенных месторождениях, обычно третичных, содержится ферберит или, очень редко, - гюбнерит, лишь состав вольфрамита месторождения Барун-Шивейа, возраст которого считается посленижнемеловым (ближе не определен), отличается от такового третичных месторождений, что наводит на мысль о несколько более древнем - средне- или верхнемеловом - возрасте оруденения.

В месторождениях одной ассоциации рудных формаций, например, плутоногенной, на состав вольфрамита влияют петрохимический состав магматического комплекса, глубина его формирования, время отщепления рудоносных растворов в ходе его становления, а также структурные условия рудоотложения. Содержания и количественные соотношения некоторых элементов-примесей в вольфрамитах, таких, например, как Ta и Nb , обусловлены частично относительной глубиной становления интрузивных тел, с которыми ассоциировано оруденение (данные П.В. Покровской и А.И. Грабежева).

Влияние на состав вольфрамитов региональных условий образования можно показать на примере месторождений грейзеново-жильной группы формаций.

При сходном гомодромном ходе эволюции магматизма в провинциях южно-тяньшаньского типа² вольфрамовое оруденение связано в основном с комплексами гранодиоритового состава, а в провинциях остальных типов - с гранитными комплексами. Провинциям южно-тяньшаньского типа присущи скарновые шеелитовые месторождения, в которых из вольфрамитов встречаются только фербериты.

¹ Изредка молибден-вольфрамовые месторождения ассоциируют и с комплексами основных пород повышенной щелочности.

² Краткая характеристика типов вольфрамоворудных провинций приведена нами ранее [20, 21].

Грейзеново-жильные месторождения здесь редки. В них содержатся не только фербериты, но и вольфрамиты промежуточного состава (например, в месторождении Саргардон, № 46-51). В провинциях верхоянского типа вольфрамовое оруденение ассоциирует с комплексами биотитовых гранитов несколько более основных, чем в провинциях уральского и центрально-казахстанского типов. Вольфрамово-рудным провинциям каждого типа присущ состав вольфрамитов, колеблющийся в определенных пределах. Так, в провинциях уральского типа (плутонических и вулканоплутонических) обычно распространены месторождения молибден-вольфрамовой формации, ассоциирующие с плутонами калиевых гранитов. В этих месторождениях, представленных главным образом жилами, даже в тех случаях, когда они пересекают шеелитоносные скарны, обычны гюбнериты № 95-100. В тех же провинциях месторождениям золото-вольфрамовой формации присущи фербериты с содержанием MnO до 3-5% (№ 12-21, данные П.В. Покровского и др.). Для провинций центрально-казахстанского типа обычны вольфрамиты средних составов.

На щитах и платформах во время их мезо-кайнозойской тектономагматической активизации, а также в геосинклинально-складчатых областях на позднеорогенном этапе вольфрамиты образовались в месторождениях аргиллизитовой группы формаций. Вольфрамиты сурьмяно-вольфрамовой формации этой группы соответствуют в основном крайним членам изоморфного ряда (№ 0-7). В месторождениях золото-вольфрамовой формации аргиллизитовой группы, распространенных на активизированных щитах, развиты вольфрамиты № 0-20. Лишь месторождениям серебряно-вольфрамовой формации той же группы присущи гюбнериты.

Приведенные данные показывают, что состав вольфрамитов определяется в конечном счете теми глубинными процессами, которые характерны для рудных провинций определенного типа развития.

Отметим, что граниты рудосопряженных комплексов обычно содержат акцессорный вольфрамит. Соотношение $FeO : MnO$ в последнем близко к таковому в вольфрамитах ранних стадий минерализации месторождений, связанных с этими комплексами. Следовательно, состав этих вольфрамитов определяется в значительной мере геотектоническими и структурными условиями генерации и эволюции магмы рудоносных магматических комплексов.

В некоторых регионах состав вольфрамитов закономерно изменяется по простиранию рудного пояса. Например, известно, что в рудных поясах Среднего Урала и Центрального Казахстана содержание минала $FeWO_4$ в вольфрамитах понижается с севера на юг. Такие изменения состава вольфрамитов происходят наряду со сменной минеральной типа месторождения. Так, на Урале в Боевско-Биктимировском рудном поясе с севера на юг месторождения микроклин-кварцевого минерального типа сменяются кварцевыми, затем - сульфидно-кварцевыми. Соответственно изменяется состав гюбнеритов. В Центральном Казахстане в рудном поясе, согласном с простиранием Чу-Илийского интрузивно-вулканогенного пояса, в

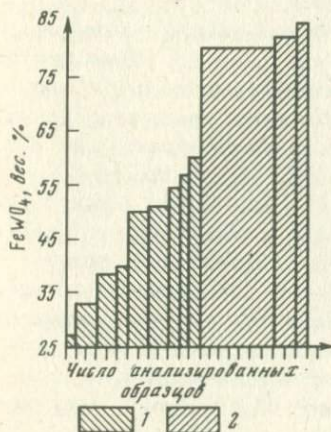
северной части которого находится этот рудный пояс, с севера на юг вольфраморудные месторождения топаз-мусковит-кварцевого типа грейзеново-жильной группы формаций сменяются месторождениями мусковит-кварцевого типа. При этом состав вольфрамита изменяется следующим образом: ферберит - вольфрамит - гюбнерит.

В рудном поясе Боулдер (США), представленном золото-вольфрамовыми месторождениями аргиллизитовой группы, по простиранию с севера на юг содержание марганца в ферберите снижается от 6% MnO до долей процента [35].

Отмеченные региональные изменения состава вольфрамитов происходят сопряженно с изменением не только геологических, но и физико-химических условий рудоотложения. В частности на Урале с севера на юг температуры рудоотложения снижаются от 360 до 280°C и ниже (данные П.В. Покровского и В.К. Пуртова).

Интрузивные фазы магматического комплекса

Влияние этого фактора на состав вольфрамита проследим на примере вольфрамовых месторождений Калбинского района, которые ассоциируют с плутоническим комплексом гранитов (абс. возраст 295-280 млн. лет), прорывающим песчано-сланцевые отложения нижнего карбона. Этот комплекс относится, по Ю.А. Кузнецову, к формации калиевых гранитов и включает граниты трех интрузивных фаз: 1) порфиroidные биотитовые; 2) равномерозернистые биотитовые; 3) крупнозернистые лейкократовые (данные В.В. Лопатникова, Б.А. Дьячкова и др.). От ранней фазы к поздней состав пород эволюционирует от более основного к более кислому: уменьшается содержание CaO, FeO, но возрастает содержание Al₂O₃, K₂O, Na₂O, MnO. Вольфрамовое оруденение ассоциирует с гранитами второй и третьей фаз и представлено крутопадающими кварцеворудными жилами, приуроченными к трещинам отрыва. Минеральный состав жил различен (табл. 3): с гранитами второй фазы ассоциируют жилы с оловянно-вольфрамовым оруденением мусковит-кварцевого ми-



Фиг. 2. Содержание минерала FeWO₄ в вольфрамитах месторождений оловянно-вольфрамовой формации (Калбинский район) в зависимости от интрузивных фаз (по данным М.Ф. Стрелкина, И.В. Дубровой и автора)

1 - вольфрамиты из месторождений, ассоциирующих с гранитами второй фазы; 2 - с гранитами третьей фазы

Таблица 3

Минеральный состав руд оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых месторождений Калбинского района

Место- рождение	Минералы													
	Вольфрамит	Шеелит	Касситерит	Флюорит	Кварц	Турмалин	Мусковит	Полевой шпат	Молибденит	Пирит	Пирротин	Арсенопирит	Халькопирит	Сфалерит
Оловянно-вольфрамовые	Убинское	+++	+	++	+	X	x	+		++	++	+	+	+
	Промежуточное	+++		++	+	X	x			+		+		++
	Каиндинское	+++		++	+	X	x	+		+		+		
	Комсомольское	+++		++	+	X	x					+		
	Карашское	+++	+	++	+	X	x			+				
Вольфрамовые	Вольфрам	+++				X				+				
	Себинское	+++				X								
	Муравьевское	+++				X								
	Большевик	+++	++			X	x		+			++		
	Фурмановское	+++	++			X	x							
	Редметовское	+++	++			X	x							
	Скалистое	+++	++			X	x							
	Раздольное	+++	++			X	x							

X 1 x 2 +++ 3 ++ 4 + 5

Примечание. 1 - главные; 2 - широко распространенные; 3 - слабо распространенные; 4 - редкие; 5 - единичные зерна.

нерального типа, а с гранитами третьей фазы - жилы с вольфрамовым оруднением турмалин-кварцевого типа. Различен также состав вольфрамита и содержание в нем ряда элементов-примесей (табл. 4-6, фиг. 2). В вольфрамитах из жил, связанных с гранитами первой фазы, содержание минала $MnWO_4$ выше, чем в вольфрамитах из жил, ассоциирующих с гранитами третьей фазы (74-41% против 21-14%). В первых также выше содержание тантала (чаще всего 0,05-0,09% против 0,005-0,43%), а содержание ниобия меньше (0,09-0,60% Nb_2O_5 , обычно 0,20-0,30% против 0,24-0,69%), как и содержание скандия ($3-5 \cdot 10^{-3}$ против $3-8 \cdot 10^{-2}$), нередко примесь SnO_2 (от следов до 1,69%), обусловленная включениями касситерита, парагенного с вольфрамитом. В вольфрамитах из жил, ассоциирующих с гранитами третьей фазы, примесь олова не выявлена, хотя все жилы относятся, судя по парагенетической ассоциации минералов, к оловянно-вольфрамовой формации.

Таблица 4

Средний состав вольфрамитов из вольфрамовых месторождений Калбы

Группа месторождений, месторождение, магматическая фаза	Число проб	Компоненты, вес. %				
		WO ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO
Северо-Западная Калба						
Удино-Каиндинская (II фаза)	4	73,14	12,42	-	11,92	0,05
Ново-Каиндинское	2	68,68	4,05	10,21	12,66	0,5
Восточная Калба						
Комсомольско-Кавратская (II фаза)	5	74,22	4,33	3,22	15,74	0,77
Миролюбовская (III фаза)	4	75,16	17,7	0,98	4,12	0,92

* По Б.А. Дьякову, 1972 г.

Обращает внимание то обстоятельство, что обогащение железом вольфрамитов этих двух последовательных генераций жил происходит наряду с понижением содержания железа в гранитах соответствующей интрузивной фазы. Соотношение FeO:MnO в вольфрамитах рудных жил, ассоциирующих с гранитами последовательных интрузивных фаз одного гранитного комплекса, может быть и очень близким. Такой случай имеет место, по нашим данным, в месторождении Джиды, но содержание Ta, Nb и Sc в вольфрамитах последовательных генераций здесь уменьшается.

Таким образом, приведенные закономерности нельзя считать универсальными, но следует учитывать.

Структурные условия рудоотложения

Содержание в вольфрамитах главных изоморфных компонентов и элементов-примесей меняется в зависимости от того, какое место занимает вольфрамовое оруденение в постмагматическом процессе. О ходе этого процесса можно судить по эволюции во времени структурных условий рудоотложения (отражающейся, в частности, на последовательном формировании рудных тел разных морфоструктурных типов) и состава рудоносных растворов, приводящей к последовательному образованию различных минеральных парагенезисов, в частности разностадийных. Рассмотрим влияние этих факторов на состав вольфрамита.

Влияние морфоструктурного типа рудных тел (наряду с расстоянием от интрузивных тел рудосопряженного комплекса) проследим на примере ряда месторождений, расположенных на Капско-Африканском щите. Здесь отмечены три группы месторождений разного состава, размещенные зонально относительно куполовидных выступов плутонов калиевых гранитов. Месторождения первой группы представлены рудными сферическими телами и крутопадающими

Таблица 5

Состав вольфрамитов вольфрам-оловянных месторождений, ассоциирующихся с

Но- мер п/п	Месторож- дение	Компоненты, вес. %						
		WO ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅
1	Мохнатуха	75,40	13,57	3,06	7,49	0,30	0,19	0,020
2	Убинское	73,68	10,82	0,38	10,13	Сл.	-	-
3	То же	74,98	12,47	-	12,13	0,22	-	-
4	"	70,34	14,22	-	10,58	-	-	-
5	"	70,62	13,64	-	10,93	-	-	-
6	"	76,05	10,18	2,12	11,38	0,30	0,14	0,005
7	Промежу- точное (Тортбала)	73,10	7,70	6,22	10,83	1,88	0,37	0,024
8	Каинцин- ское	76,62	9,02	-	14,36	-	-	-
9	То же	77,70	8,82	-	13,48	-	-	-
10	"	76,59	14,05	-	9,36	-	-	-
11	"	74,50	5,14	3,60	16,12	0,23	0,26	0,09
12	"	75,04	8,28	1,45	14,31	0,12	0,34	0,02
13	Новые Каинцы	73,45	3,48	8,06	10,54	0,42	-	-
14	То же	63,92	4,62	12,36	14,78	0,58	-	-
15	"	76,26	4,28	2,05	16,82	0,30	0,23	0,024
16	Карашское	73,90	7,90	-	15,40	-	-	-
17	То же	71,00	6,50	-	17,40	-	-	-
18	"	76,01	3,29	2,30	17,75	0,46	0,09	0,007
19	Комсо- мольское	74,65	6,04	1,69	15,51	1,01	0,01	
20	То же	76,20	17,30	1,69	4,28	0,26	0,60	0,025
21	Восточно- Калбинское	75,86	9,24	-	14,76	0,39	Сл.	
22	То же	75,70	6,42	-	15,65	0,46	-	-

Примечание. Анализы 3, 4, 5, 8, 9, 10, 16, 17, 19 и 21 - по данным А.П. Никольского. Аналитики О.Г. Унанова и А.И. Гусева. Олово определялось спектральным методом.

* Включая 0,42 Al₂O₃ и 0,41 MgO (по данным А.П. Никольского).

кварцевыми жилами, залегающими в гранитах, месторождения второй группы - согласными пологими и секущими рудными жилами, локализованными среди терригенных пород в удалении до 500 м от контакта плутонов, месторождения третьей группы - стратиформными залежами, удаленными от контактов на расстояние до 2000 м. Изменение морфоструктурных типов рудных тел отражает в данном случае возрастание степени открытости рудовмещающих структур. Месторождения этих групп различаются по составу руд и вольфрамитов. Месторождения первых двух групп - оловянно-вольфрамовые с вольфрамитом промежуточного состава, двух других групп - монометалльные вольфрамовые. Месторождения второй группы - ше-

гранитами второй фазы Калбинского комплекса

	Компоненты, вес. %					Остаток, неразложимый в кис- лотах	Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	SnO ₂	Sc	Pb		
-	-	4·10 ⁻³	Не обн.	5·10 ⁻³	-	-	100,03
1,66	-	0,07	-	-	-	2,27	99,77*
0,55	-	0,05	-	-	-	-	100,40
-	-	Сл.	-	-	-	3,22	98,36
-	-	0,02	-	-	-	1,47	96,68
0,13	3·10 ⁻³	Не обн.	-	5·10 ⁻²	-	-	100,305
0,36	1·10 ⁻²	Не обн.	1·10 ⁻²	4·10 ⁻²	-	-	100,484
-	-	-	-	-	-	-	100,00
-	-	-	-	-	-	-	100,00
-	-	-	-	-	-	-	100,00
-	2·10 ⁻²	5·10 ⁻³	5·10 ⁻³	3·10 ⁻²	-	-	99,94
0,90	1,5·10 ⁻²	0,20	-	2·10 ⁻²	-	-	100,46
0,76	-	1,30	-	-	-	-	98,27 ^{2*}
0,82	-	1,69	-	-	-	-	99,15 ^{3*}
0,23	7·10 ⁻²	1·10 ⁻²	5·10 ⁻³	-	-	-	100,214
-	-	-	-	-	-	2,30	99,50
-	-	-	-	-	-	2,10	97,10
0,33	2·10 ⁻³	-	-	3·10 ⁻²	-	-	100,037
1,01	-	-	-	-	-	-	99,85
0,30	4·10 ⁻³	-	3·10 ⁻³	5·10 ⁻²	-	-	100,655
0,17	Сл.	Сл.	-	-	-	-	100,42
-	-	-	-	-	-	-	98,23

2* Включая 0,26 MgO (по данным С.Г. Шавло).

3* Включая 0,38 MgO (по данным С.Г. Шавло).

4* Вольфрамит первой генерации.

5* Вольфрамит второй генерации.

лит-вольфрамит-ферберитовые (рейнитовые), а третьей группы - только ферберитовые [30]. Таким образом, можно видеть, что с удалением от контактов рудоносного гранитного плутона и с изменением морфоструктурного типа рудных тел, соответствующего возрастанию степени открытости рудовмещающей структуры, степень железистости вольфрамитов возрастает.

Общей закономерностью является приуроченность вольфрамитов (в отличие от касситеритов) преимущественно или полностью к жильному заполнению, а не к околожильным грейзенам. В грейзенах вольфрамит более марганцовистый, чем в сопряженном с ними жильном заполнении (некоторые месторождения района Тибести,

Таблица 6

Состав вольфрамитов вольфрамовых месторождений, ассоциирующих с гранитами

Номер п/п	Месторождение	Компоненты, вес. %			
		WO ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO
1	Вольфрам	76,30	15,29	2,78	5,42
2	Фурмановское	74,62	17,78	2,16	3,93
3	То же	76,20	17,39	1,91	3,76
4	Большевикское	75,51	16,59	1,78	4,39
5	То же	75,33	17,78	1,37	4,29
6	"	74,66	17,64	3,32	3,37
7	"	76,50	16,25	2,66	4,04
8	Редметовское	75,43	17,99	0,86	4,44
9	То же	75,13	18,23	2,09	3,70
10	Раздольнинское	75,66	17,83	1,90	3,74
11	Пионер	75,66	14,51	3,85	4,85
12	Миролобовское	75,15	17,75	2,60	4,00
13	Скалистое	75,20	4,34	2,27	17,97
14	Люксембургское	75,66	17,83	1,40	3,74
15	То же	76,60	17,35	1,49	4,33

Примечание. Анализы 2 и 4 — по данным С.Г. Шавлю; 8, 10 и 14 — по данным А.П. Никольского.

Африка [39]. Центрального Казахстана (данные К.А. Мухли и др.), что может быть обусловлено повышением щелочности растворов при их взаимодействии с гранитами. Содержание примесей и пределы изоморфной смесимости в вольфрамитах из грейзенов и жильного заполнения также могут быть различными. Так, по данным М.Б. Рафальсон, предел изоморфного вхождения ниобия составляет в вольфрамите из грейзена 0,77%, а в вольфрамите из жильного заполнения 0,24%, что объясняется снижением температуры растворов.

Анализ данных ряда исследователей [4, 31 и др.] показывает, что в пологих грейзеновых и кварцевожильных рудных телах плутоногенных месторождений вольфрамит распределен равномернее, чем в крутопадающих. В пологих рудных телах равномернее, чем в крутопадающих, распределены и элементы-примеси, в частности находящиеся в вольфрамитах, а содержание таких примесей как Ta, Nb, Sc в этих вольфрамитах выше, чем в вольфрамитах крутопадающих рудных тел.

Та же закономерность выявляется и при сопоставлении месторождений, сходных по геологическим условиям и различающихся лишь по структурным особенностям и возрасту оруденения. Так, при близком составе вольфрамита (гюбнерит с содержанием минала MnWO₄ 91–95% в месторождении Бом-Горхон и 88–91% в некоторых жилах месторождения Северный Коунрад) и сходных парагенетических ассоциациях минералов в гюбнерите из месторождения Бом-Горхон, представленного пологими рудными жилами, содержание ниобия выше (первые сотые процента), чем в гюбнеритах из место-

Компоненты, вес. %						Сумма
CaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	Sc	
0,39	0,24	0,003	0,26	1·10 ⁻²	-	100,683
1,08	Сп.		0,30	-	-	99,87
0,70	0,49	0,023	-	2·10 ⁻²	4·10 ⁻²	100,473
1,47	-	-	0,45	-	-	100,19
Не опр.	0,68	0,061	0,25	-	-	100,20
0,84	0,44	0,025	0,10	7·10 ⁻³	3·10 ⁻²	100,395
0,33	0,46	0,025	0,30	4·10 ⁻³	3·10 ⁻²	100,465
0,75	-	-	0,41	-	-	99,88
0,60	0,69	0,032	0,10	2·10 ⁻²	6·10 ⁻²	100,57
0,66	-	-	0,05	-	-	99,84
0,50	0,62	0,043	0,30	2·10 ⁻²	7·10 ⁻²	100,33
0,26	0,60	0,03	0,10	6·10 ⁻²	7·10 ⁻²	100,49
0,33	0,28	0,033	0,26	1·10 ⁻²	8·10 ⁻²	100,683
0,65	0,02		0,05	-	-	99,35
0,20	0,27	0,011	0,08	-	-	100,33

* Включая 0,24 MgO, 0,20 Al₂O₃. Аналитики О.Г. Уанова и А.И. Гусева. Скандий определен рентгено-химическим методом.

рождения Северный Коунрад, в котором рудные жилы имеют крутое падение (тысячные доли процента). В отдельных месторождениях состав вольфрамитов из разновремененно образовавшихся рудных тел, часто представленных разными морфоструктурными типами и разностадийных, различается по содержанию железа и марганца и (или) элементов-примесей. Так, в гюбнеритах грейзенов и ранних кварцевых жил одного из редкометалльно-гюбнеритовых грейзеновых месторождений содержание Ta₂O₅ (до 0,89-1,6%) и Nb₂O₅ (до 1,13-2,2%) резко повышено [31]. В вольфрамитах поздних жил, обогащенных сульфидами, содержание Ta₂O₅ снижается до 0,005%, а Nb₂O₅ - до 0,031%.

В целом можно отметить, что в плутоногенных месторождениях грейзеново-жильной группы формаций проявлена следующая закономерность. Для вольфрамитов из жил, соответствующих последовательным стадиям минерализации месторождений молибден-вольфрамовой формации в провинциях центрально-казахстанского и верхоянского типов, повышение марганцевистости от ранней стадии к поздней более характерно, чем повышение содержания железа. Наоборот, вольфрамиты из оловянно-вольфрамовых месторождений поздней генерации обычно представлены ферберитом (например, в Центральной Африке и ГДР), и лишь в некоторых месторождениях (Торрингтон, Австралия, по Лоуренсу [38], месторождение Каинды в Калбинском районе, по нашим данным) они более марганцевистые, чем вольфрамиты ранних генераций.

В ранних жилах, приуроченных к трещинам отрыва, состав воль-

фрамита разнообразнее, чем в более поздних жилах, приуроченных к трещинам скола, для которых характерен марганцовистый вольфрамит, гюбнерит или ферберит. Содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в поздних гюбнеритах невелико. Например, содержание Nb_2O_5 в гюбнерите из месторождения Их-Хайрхан (Монголия), по У.А. Корчагину и Г.А. Юргенсону, не превышает 0,02, а Ta_2O_5 — 0,045%. Нередко поздние гюбнериты отличаются повышенными (до 4–6%) содержаниями свинца (данные Ф.В. Чухрова и Л.П. Ермиловой, У.А. Корчагина и Г.А. Юргенсона и др.).

Приведем другой пример. В одном из рудных полей Центрального Казахстана вольфрамит (гюбнерит) содержится в крутопадающих кварцевых жилах, приуроченных к трещинам отрыва. Жилы соответствуют двум стадиям, разобщенным во времени жилами безрудной стадии. Жилы первой стадии образуют молибденовое месторождение Восточный Коунрад, второй — вольфрамовое месторождение Северный Коунрад. Содержание элементов-примесей в этих вольфрамитах различается [31]. Ta_2O_5 содержится только в гюбнеритах Северного Коунрада (до 0,004, в среднем 0,002% Ta_2O_5). Ниобий и скандий содержатся в гюбнеритах и Восточного Коунрада (0,15–0,020, в среднем 0,18% Nb_2O_5 ; 0,02–0,5%, в среднем 0,13% Sc_2O_3) и Северного Коунрада (0,14–0,92, в среднем 0,124% Nb_2O_5 ; Sc_2O_3 в среднем 0,025%). А.С. Дудыкина отмечает снижение содержания скандия от ранней стадии (0,191–0,250%) к поздней (до 0,006%).

В месторождении Джида содержания ниобия в гюбнеритах самой ранней из вольфраморудных стадий минерализации выше, чем в гюбнеритах более поздних стадий (0,5% против 0,044%) [19, 31 и др.]. В жилах роговикового кварца, завершающих процесс минерализации, гюбнерит (всегда первичный) несколько более железистый, чем в более ранних образованиях.

На месторождении Кара-Оба от ранних минеральных ассоциаций к более поздним состав вольфрамита изменяется от железистого до марганцовистого с повышенным содержанием Pb (до 4–6%), но пониженным — Ta, Nb, Sc, [10]. По данным В.К. Денисенко [8], минерализация сформирована в три этапа, разделенные внедрением даек: 1) молибденовый; 2) молибден-вольфрамовый; 3) вольфрамовый с комплексным оруденением. Имеются четыре системы вольфраморудных жил, различающихся также по элементам залегания и возрасту. Эти системы жил располагаются в куполовидном выступе гранитного плутона одна за другой по дугообразной линии. На юге рудного поля находится система жил с северо-восточной ориентировкой, далее на север — система жил с субмеридиональной и затем — с северо-западной ориентировкой. Жилы первых трех систем приурочены к трещинам отрыва, сходны по составу и относятся ко второму этапу, а жилы четвертой системы, локализованные в трещинах скола и богатые сульфидами, — к третьему этапу. Содержание марганца, ниобия, олова и свинца в вольфрамитах из жил этих систем скачкообразно возрастает с юга на север (соответственно

в 1 1/4, 10, 7 и 56 раз), а содержание железа и меди понижается (соответственно в 1, 21 и 25 раз, по данным полуколичественного спектрального анализа). Содержания таких элементов-примесей, как Nb в данном случае возрастает от ранних к поздним вольфрамитам, что не согласуется с данными, полученными на других объектах.

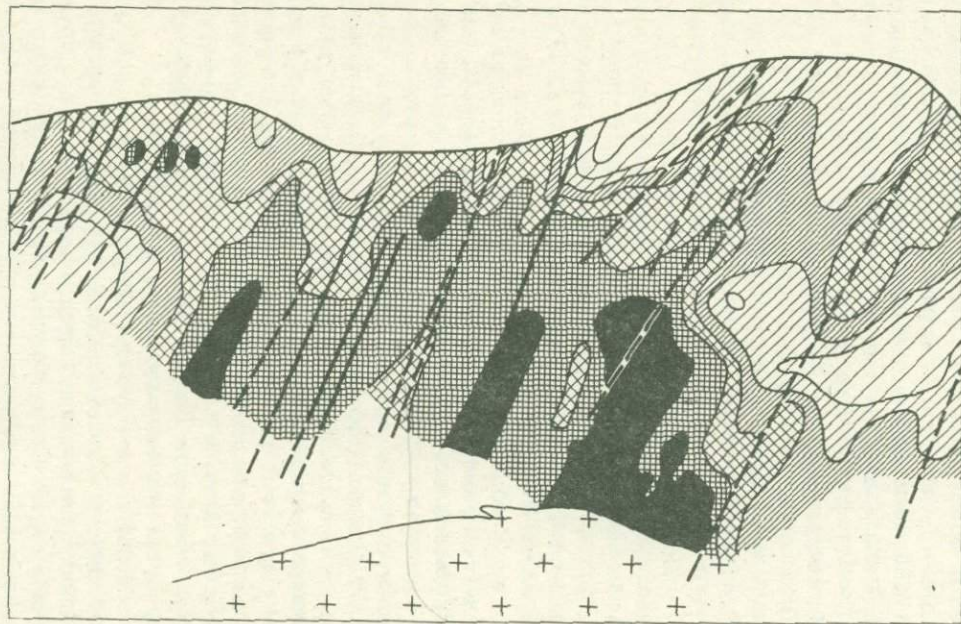
Иногда от стадии к стадии состав вольфрамита остается относительно постоянным, однако резко изменяется форма его кристаллов. Так в месторождении Торрингтон (Австралия) состав вольфрамита первой и второй генерации рудных тел различного состава практически одинаков. Вольфрамит I ассоциирует с топазом и флюоритом, а вольфрамит II — с хлоритом, кварцем, касситеритом [38]. Состав (в вес.%) их соответственно: WO_3 74,90 и 76,40; FeO 20,44 и 20,30; MnO 3,28 и 2,76; CaO 0,48 и 0,10; сумма 99,10 и 99,56. Кристаллы вольфрамита I призматические, вольфрамита II — таблитчатые. В данном случае изменение формы кристаллов вольфрамита последовательных генераций обусловлено, по-видимому, изменением физико-химических условий рудоотложения.

В месторождении Кара-Оба аналогичное изменение формы кристаллов вольфрамита сопровождается, по данным Ф.В. Чухрова и Л.П. Ермиловой, возрастанием его марганцовистости и изменением содержания элементов-примесей (понижается содержание Nb, Ta, Sc, возрастает содержание Pb).

Следует обратить особое внимание на неравномерность распределения примесей в вольфрамитах одной генерации в пределах одного рудного тела. Скопления кристаллов вольфрамита с повышенными концентрациями примесей приурочены к тем участкам рудных тел, где они пересекают дорудные трещины (фиг. 3). Этот факт объясняют [26] фильтрационным эффектом, считая, что высоковалентные элементы обладают меньшей фильтрационной способностью, чем низковалентные. Однако приуроченность элементов-примесей в вольфрамитах к местам сопряжения разнонаправленных трещин, по-видимому, более проницаемым для растворов, можно объяснить меньшей растворимостью соединений Nb, Ta, Sc, по сравнению с соединениями низковалентных элементов, вследствие чего они высаживаются ближе к началу путей миграции рудоносных растворов.

Содержание в вольфрамитах неизоморфных элементов-примесей определяется ассоциацией сопутствующих вольфрамиту минералов. Повышение содержания изоморфной примеси может привести к появлению включений самостоятельного минерала элемента-примеси в вольфрамитах, а по достижении определенного предела содержания элемента-примеси — к обособлению зерен самостоятельного минерала элемента-примеси от зерен вольфрамита в пространстве.

Итак, в ряде месторождений встречаются вольфрамиты с различным соотношением Fe и Mn и с различным содержанием элементов-примесей. Состав вольфрамита варьирует тем больше, чем разнообразнее структурные условия рудоотложения, а само изменение этого состава сопряжено с изменением структурных условий рудо-



Фиг. 3. Распределение концентраций скандия в вольфрамите на вертикальной проекции жил северо-восточного простирания (по В.А. Приставка [26]).

1-6 - содержание Sc по мере уменьшения; 7 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые.

отложения и с изменением набора минералов, ассоциирующих с вольфрамитом. Однако это разнообразие состава вольфрамитов может быть обусловлено и проявлением наложенных процессов, также связанных с подновлением путей миграции растворов.

В рудных телах нередки структуры и текстуры замещения, перекристаллизации, растворения и перетложения вещества во время роста и по его завершении. В месторождениях районов Цзянси (КНР) и в месторождении Маучи (Бирма) вольфрамит замещался касситеритом. Во многих месторождениях мусковит-кварцевого минерального типа оловянно-вольфрамовой формации вольфрамит, как и другие минералы железа продуктивной ассоциации, к концу рудоотложения становились неустойчивыми [37] вследствие увеличения парциального давления серы (при ее привносе или диссоциации H_2S), повышения активности кальция, возрастания pH и Eh среды. Вольфрамит при этом растворялся и частично замещался шеелитом (железо выносилось). Реже происходило замещение вольфрамита дисульфидами и окислами железа, что согласуется с экспериментальными данными, по которым в щелочных условиях ферберит замещается сульфидами железа.

В месторождении Светлом (Чукотка), по нашим данным, вольфрамит многих жил перекристаллизован (монокристаллы его приобрели блоковое строение), подвергся замещению пиритом и арсенипиритом, а также гипогенному растворению. В новообразованных полостях сложены серицит, иногда гюбнерит.

В олово-вольфрамоворудных малосульфидных месторождениях Аляскинском (Сибирь), Ля-Вилледер, Лесли и Кот-ан-Ноз (Франция), в ряде месторождений Африки и США ферберит заместил шеелит, нередко с образованием полных псевдоморфоз (рейнит). В ряде месторождений той же оловянно-вольфрамовой формации в поздние стадии минерализации вольфрамит широко замещается тонкокристаллическим ферберитом, местами с образованием псевдоморфоз. В месторождении Бугарама (Африка) и некоторых других известны параморфозы тонкокристаллического ферберита по крупным кристаллам ферберита ранней генерации, образовавшиеся после проявления сульфидной стадии. Выяснение условий образования таких параморфоз представляет особую задачу, так как обычно мелкие кристаллы, вследствие относительно большой удельной поверхности (и, следовательно, большой поверхностной энергии), являются неустойчивыми и испытывают перекристаллизацию или растворение и перетложение с увеличением размера зерен.

Вторичный ферберит широко развит в месторождениях центральных районов Африки в приповерхностных участках рудных тел, где он часто ассоциирует с гипергенными минералами вольфрама и даже как бы "пересекает" их скопления, в результате чего возникло предположение, что процесс "рейнитизации" является гипергенным [39]. Позже был сделан вывод, что вторичный ферберит образовался значительно раньше гипергенных продуктов, развивающихся избирательно по остаточному шеелиту; но вопрос о происхождении самого фер-

берита остался открытым. Нами было высказано [19] предположение, что процесс ферберитизации является гипогенным. Это подтверждено материалами по месторождению Пехтельстрюн (ГДР) [34]. Зоны развития рейнита могут быть встречены вблизи поверхности или на глубине в пределах рудных жил, полей и даже регионов.

Процессы гипогенного изменения вольфрамов в ряде случаев приводят к возникновению специфической зональности. Так, в вольфрамовых месторождениях Руанды, Уганды и Конго зоны вторичного ферберита (рейнита) располагаются над зонами распространения первичных минералов вольфрама — крупнокристаллических шеелита, ферберита и вольфрамита.

Зональность, возникшая вследствие ферберитизации вольфрамита, выявлена также в месторождении Пехтельстрюн (ГДР) [34], где на верхних горизонтах кварцеворудные жилы содержат вольфрамит, молибденит и пирит. Ниже горизонта 230 м содержание первых двух минералов снижается, а пирита возрастает, здесь же распространены шеелит, сульфиды и карбонаты, отложившиеся синхронно с ферберитом. Кроме того, проявилась метасоматическая зональность, выраженная в изменении соотношения $MnWO_4 : FeWO_4$ в вольфрамите (вследствие его ферберитизации) сверху вниз и от центральной части рудного поля к периферической от 0,3 и более до 0,15 и менее. Выделяются три зоны: верхняя — неизмененного вольфрамита, промежуточная (в средней части рудного поля по вертикали) и нижняя — наиболее интенсивного изменения (в 250–400 м от земной поверхности). Поверхность зоны изменения вольфрамита круто погружается от центральной части рудного поля к периферии. Метасоматическая зональность одновременно является и структурной.

В месторождениях молибден-вольфрамовой формации процесс ферберитизации проявлен слабее, здесь по вольфрамиту обычно развивается не ферберит, а шеелит, реже — окислы железа. Так, гематитом (в виде тонкой вкрапленности) вольфрамит замещался в Северном Коунраде (данные Ф.В. Чухрова и др.), в Бугузуне (Горный Алтай) [29], Батыстау (Казахстан) (по Н.Н. Смольяниновой). В Коктынкуле (Казахстан) вольфрамит замещался, по Л.П. Ермиловой, шеелитом и частично растворялся с образованием пор, а на прилегающем кварце отлагались кристаллы гюбнерита и сидерита. В ряде вольфрамовых месторождений КНР полости в кристаллах вольфрамита выстланы кристаллами шеелита [36]. В месторождении Букука вольфрамит замещался молибденитом, халькопиритом, висмутином и особенно галенитом. В месторождении Этыка (Забайкалье) вблизи интрузивов, пересекающих рудные жилы, вольфрамит замещался мусковитом (данные А.В. Дружинина).

Перепады содержания железа и марганца в вольфрамите на границе с более поздними рудными минералами достигают 30% (данные П.В. Покровского и В.А. Вилисова) в зонах мощностью от десятых до десятков микрон, иногда чередующихся. Наибольшие вариации содержания приурочены к границам зерен вольфрамита и шеелита.

В месторождении Западное (Казахстан) вольфрамит замещается

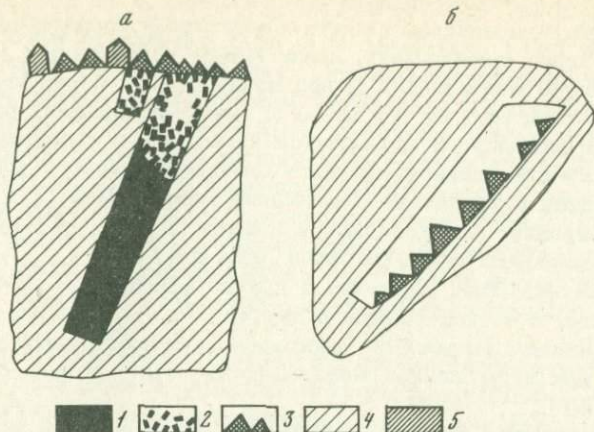
пиритом, реже — шеелитом, иногда образующими псевдоморфозы [6]. В участках зерен вольфрамита, прилегающих к вторичным минералам, содержание минала $MnWO_4$ под воздействием растворов, богатых серой, возрастает от 47 до 93%. Часто вольфрамит растворяется (наряду с флюоритом), становится пористым, в полостях наблюдаются кристаллики переотложенного светлоокрашенного вольфрамита в ассоциации с хлоритом. Содержание минала $MnWO_4$ в вольфрамите III генерации, отложенном при понижении pH (судя по наличию хлорита), снижается от 60 до 24 и даже до 15%.

Е.И. Никитина, В.И. Сотников и другие (1963 г.), ссылаясь на М.М. Тетяева, В.Ф. Барабанова и других исследователей, отмечают, что при изменении вольфрамит обогащается гюбнеритовым миналом. Выносимое при этом железо может фиксироваться в виде пирита или гематита [27].

В месторождении Джида вольфрамит, представленный в основном гюбнеритом № 94–100, содержится в жилах и прожилках редкометалльно-вольфрамового и вольфрамового этапов минерализации. В первых наблюдается гюбнерит двух генераций: 1) первичный гюбнерит, часто крупнокристаллический, образующий идиоморфные по отношению к большинству минералов этой стадии индивиды; 2) вторичный тонкокристаллический гюбнерит в виде тонких эмульсионных включений в флюорите (развитом по шеелиту) или непосредственно замещающий шеелит по краям зерен и вдоль трещин. Состав вторичного гюбнерита, судя по оптическим свойствам, близок к составу первичного.

В жилах вольфрамового этапа также имеется вольфрамит двух генераций — гюбнерит и развивающийся по нему железистый вольфрамит, возникший вследствие гипогенной дегюбнеритизации. Местами гюбнерит растворялся в 370 м и более от дневной поверхности [19], а выщелоченный вольфрам осаждался в основном в составе вольфрамитов на стенках прилегающих трещин и полостей. По мере приближения к трещине можно проследить все стадии изменения гюбнерита: более темные участки вдоль трещин спайности, затем — каверны (фиг. 4,а), заполненные скелетным каркасом кристаллов вольфрамита (содержание FeO 13%), форма которых уже иная, чем у кристаллов, подвергшихся гипогенному растворению. Еще ближе к трещине в жильном кварце обнаруживаются уплощенные полости до 6 см в длину, отражающие форму бывших кристаллов гюбнерита. Стенки их усеяны кристаллами кварца и шеелита (см. фиг. 4,б), а местами — флюорита и сульфидов (галенита, халькопирита).

Итак, вольфрамит поздних генераций в жилах, залегающих в одних и тех же породах, может быть представлен гюбнеритом или ферберитом и гюбнеритом, и еще более поздним ферберитом. Такие вариации состава, как и изменение формы кристаллов вольфрамита последовательных генераций могут быть обусловлены изменением структурных условий рудоотложения и наложенными процессами. Изучение причин, вызывающих эти изменения, в каждом случае представляет особую задачу. Подчеркнем, что изменения формы кристаллов не зависят от состава вольфрамита и отражают, по-видимому,



Фиг. 4. Полости растворения гюбнерита, частично заполненные короткопризматическими кристаллами переотложенного вольфрамита (а) и псевдооктаэдрическими кристаллами шеелита (б). Месторождение Джиды. Зарисовки штучков. Natur. вел.

1 - гюбнерит; 2-3 - полости растворения гюбнерита, заполненные соответственно вольфрамитом и шеелитом; 4-5 - кварц соответственно первой и второй генераций

повышение рН рудоносных растворов и степени их пересыщения, изменение скорости роста кристаллов. Отметим, что поздний гюбнерит часто бывает приурочен к четко выраженным сколовым нарушениям, секущим вольфрамит- и гюбнерит-кварцевые жилы ранней генерации, а поздний ферберит развивается в тех же жильных телах, что и вольфрамиты ранней генерации. Состав вольфрамитов варьирует также в зависимости от парагенетической ассоциации минералов, температуры и давления при рудоотложении. Считают, что состав вольфрамитов зависит от наличия или отсутствия в парагенезисе с ним сульфидов или железистых силикатов.

Для объяснения особенностей состава вольфрамитов в последнее время часто используется представление А.Г. Бетехтина [5] о влиянии на рудоотложение режима серы и кислорода, сложившееся при изучении сульфидных парагенезисов. Выделение в рудах гюбнерита, а не вольфрамитов связывают [8, 18], (Колонин, 1977 г.) с обилием сульфидов и большим сродством железа (по сравнению с марганцем) к сере. А.А. Годовиков [7] также отмечает, что повышенная активность серы при образовании минералов группы вольфрамитов приводит к уменьшению в них количества железа и появлению ассоциации гюбнерит + пирротин (пирит).

Этому взгляду противоречат следующие факты и соображения.

1. В гюбнеритовых месторождениях сульфиды чаще всего входят в иной парагенезис, чем гюбнерит. Обычно они образуются позже гюбнерита, в условиях, в которых последний неустойчив, замещается шеелитом или ферберитом, а иногда и растворяется. Наиболее

близкие по времени отложения к гюбнериту минералы, содержащие серу (пирит, блеклые руды, сульфовисмутиды меди) отлагаются позже гюбнерита и нередко корродируют его. На месторождении Джиды в жилах, содержащих лишь почти безжелезистый тетраэдрит (содержание Fe в нем не превышает первых десятых долей процента), состав гюбнерита тот же, что и в пиритоносных жилах.

2. В провинциях уральского типа марганцовистый вольфрамит присущ месторождениям не только сульфидных минеральных типов, но и микроклин-кварцевому, мусковит-кварцевому, кварцевому.

3. На месторождении Джиды в гюбнерите ранних, в том числе сульфидных парагенезисов, содержание MnO больше, чем в гюбнерите из поздних малосульфидных жил роговикового кварца, а на месторождениях Белуха и Букука в ассоциации с сульфидами кристаллизовался вольфрамит, содержащий 28–70% $MnWO_4$. В ассоциации с пиротином, образующимся, как известно [15], при обилии в растворах железа, нередко находится ферберит. Так, в особенно богатых пиротином месторождениях Чикоте (Боливия), Ляньхуашань (КНР), Саргардон (Средняя Азия) вольфрамит по составу близок к фербериту или соответствует промежуточным членам изоморфного ряда (соответственно № 4; 46–35; 50–44).

4. Д.О. Онтюев объясняет [18 и др.] промежуточный состав вольфрамита в пологих жилах месторождения Букука отсутствием в парагенезисе с этим вольфрамитом сульфидов железа, а повышенную марганцовистость гюбнерита месторождения Джиды тем, что в парагенезисе с гюбнеритом находится пирит. По мнению Д.О. Онтюева, железо в первом случае было израсходовано на образование вольфрамита, а во втором случае вошло в несколько более поздний пирит, находящийся в парагентической ассоциации с гюбнеритом. Такое объяснение противоречиво.

5. Уменьшение содержания железа в кристаллах вольфрамита, контактирующего с сульфидами, установленное некоторыми авторами с помощью микрозонда, свидетельствует о том, что сфера воздействия повышенных концентраций серы в растворах мала и влияет на состав вольфрамита только в частях зерен, непосредственно граничащих с сульфидами. Кроме того, уменьшение содержания железа в вольфрамите на контакте с сульфидами может быть обусловлено, как это показал И.В. Булдаков, вторичным изменением минерала или воздействием на него поздних сульфидоносных растворов [8]. В некоторых регионах повышение в составе руд роли сульфидов сопровождается возрастанием железистости вольфрамитов [11].

Итак, в парагенетической ассоциации с сульфидами (в том числе с сульфидами железа) могут встречаться вольфрамиты различного состава — от гюбнерита до ферберита. Однако в ассоциации с пиротином (то есть в сильно восстановительных условиях и при некотором недостатке серы относительно железа) обычно встречается только ферберит. В малосульфидных плутоногенных и вулкано-плутоногенных месторождениях в случае выделения вольфрамитов синхронно с силикатами (слюды, хлориты), обогащенными двухвалентным

железом, в восстановительных условиях и в щелочной, и в очень кислой среде выделяются преимущественно железистые вольфрамиты или фербериты. В вулканогенных месторождениях ферберит кристаллизуется и в окислительной среде, возможно, вследствие неравномерности процесса и быстроты выделения.

Что касается влияния $P-T$ условий на состав вольфрамита, то в последнее время В.Г. Наумовым и Г.Ф. Ивановой, а также В.В. Шапенко, Л.Н. Хетчиковым, Д.О. Онтюевым и другими установлено, что некоторые разностадийные вольфрамитсодержащие минеральные парагенезисы, а также месторождения вольфрама некоторых минеральных типов могут формироваться при сходных температурах. Имеются также месторождения, формирующиеся при разных температурах. Состав вольфрамитов в таких случаях может быть как сходным, так и различным и зависит больше от ряда геологических факторов, чем от температуры. При кристаллизации из одной порции растворов состав вольфрамита зависит от температуры, при ее понижении содержание марганца в отлагающемся вольфрамите возрастает.

Возможно, что на состав вольфрамита оказывает влияние и давление. Так, известно, что параметры кристаллической решетки увеличиваются от ферберита к гюбнериту (a_0 4,741–4,829; b_0 5,705–5,758; c_0 4,956–4,991 Å, по данным И.Е. Максимюк). Поскольку повышение давления в общем случае вызывает, согласно представлениям В.В. Щербины, преимущественное вхождение в состав изоморфной серии иона с меньшим радиусом, можно предположить возможность образования (при прочих равных условиях) при понижении давления вольфрамита с более высоким содержанием $MnWO_4$ (радиусы ионов Fe^{2+} 0,80 Å, Mn^{2+} 0,91 Å). Этот вопрос в литературе не дискутировался, но, по-видимому, гюбнерит может отлагаться у самой земной поверхности при низких давлениях.

Состав вмещающих пород

Вольфрамиты наблюдаются в рудных телах, залегающих в основном, в алюмосиликатных или силикатных породах кислого и среднего состава, и лишь изредка – среди известняков (например, в месторождениях Ново-Кольванское в Горном Алтае, Лиму в (КНР). Состав вмещающих пород нередко влияет на состав вольфрамита. Так, по В.Ф. Барабанову, И.И. Четырбоцкой, Л.Ф. Сырицо, в месторождении Спокойненское вольфрамит из жил, залегающих в сланцах, содержит FeO больше, чем вольфрамит из жил, локализованных в гранитах. Отношение Fe_2O_3/FeO в вольфрамитах из жил месторождения Иультин, находящихся в гранитах, также выше, чем в вольфрамитах из жил, залегающих в биотитовых роговиках, а соотношение $(Fe_2O_3 + FeO)/MnO$ возрастает при переходе жил из гранитов в роговики [28]. По нашим данным (см. выше), вариации состава вольфрамитов из жил месторождений района Калбы, приуроченных к гранитам одной интрузивной фазы, меньше, чем вариации состава вольфрамитов из жил, залегающих в породах различного состава – не только в гра-

нитах, но и в песчано-сланцевых породах кровли. Соотношение $FeO : MnO$ в вольфрамитах зависит от состава боковых пород также в месторождении Тигриное (Приморье) [11].

Состав вмещающих пород оказывает влияние не только на соотношение FeO и MnO в вольфрамитах, но и на содержание элементов-примесей. Области аномально высоких или низких концентраций элементов-примесей в вольфрамитах ряда месторождений (Иультин и др.) располагаются в рудных телах в виде полос и линз, ориентированных субпараллельно напластованию вмещающих пород [26]. Это отражает ту же закономерность, которая была ранее установлена для локализации самого вольфрамита в жилах этого месторождения (данные В.А. Мандыча). В месторождении Джида, по нашим данным [19], вольфрамит из жил, локализованных в гранит-порфирах, характеризуется сходными соотношениями $FeO : MnO$, но содержит в повышенных количествах Nb и Sc по сравнению с гюбнеритом из жил той же стадии минерализации, залегающих в кварцевых диоритах и биотитовых роговиках. В других месторождениях при переходе рудных тел из гранитов в сланцы и песчаники в вольфрамите резко (почти на порядок) снижаются содержания тантала, ниобия, скандия. Особенно резкое снижение содержания в вольфрамите этих примесей происходит при переходе жил в карбонатные породы [31]. Указанные изменения состава вольфрамита обусловлены повышением щелочности растворов при циркуляции их из гранитов в упомянутые породы кровли, иногда объясняются (Л.Н. Овчинников) отставанием элемента-примеси от ведущего рудообразующего элемента в движущемся растворе. Это явление можно объяснить также меньшей растворимостью соединений тантала, ниобия и скандия по сравнению с соединениями вольфрама. Отношение $Ta : Nb$ в вольфрамитах из месторождений, расположенных в гранитах, по данным И.И. Четырбоцкой, также больше, чем в вольфрамитах из месторождений, залегающих в песчаниках и сланцах. Ведущий элемент вольфрам распространен дальше от интрузива, чем сопутствующий ему ниобий, а последний — дальше, чем тантал.

Отношение $Fe : Mn$ в вольфрамитах из жил, локализованных в гранитах, претерпевает меньшие колебания, чем в жилах, залегающих в сланцах. Рудные тела, находящиеся в гранитах, отличаются также более равномерным распределением тантала и ниобия в вольфрамитах, чем те же тела, залегающие в сланцах (в Иультине коэффициент вариации $V = 39,9\%$ для Ta_2O_5 и $37,6\%$ для Nb_2O_5 — в гранитах и соответственно $110,8$ и $85,8\%$ в сланцах). И эту закономерность можно объяснить большими вариациями pH рудоотлагающих растворов при формировании жил в неоднородной по составу и физико-механическим свойствам песчано-сланцевой толще.

В одном из месторождений СССР вольфрамиты из жил, залегающих в различных породах, несколько различаются по составу [28]. В вольфрамитах из рудных тел, находящихся среди гранитов, соотношение Fe_2O_3 / FeO выше, чем в вольфрамитах из жил, залегающих в биотитовых роговиках (соответственно $0,16-0,26$ и $0,01$).

Такое различие обусловлено, по данным Г.А. Смелянской, тем, что граниты более обогащены щелочами, чем биотитовые роговики.

Итак, в ряде месторождений проявляется явная зависимость содержания в вольфрамитовых элементах-примесей от состава вмещающих пород. Реже состав последних влияет на соотношение $MnO:FeO$. Для более четкого выявления этих зависимостей следует сравнивать вольфрамиты из рудных тел однородных групп месторождений и возникших в сходных структурных условиях; если не учитывать это, то данные получаются противоречивыми [13, 14 и др.].

Состав вмещающих пород влияет и на масштабы разубоживания руд при гипогенном растворении вольфрамитов: при высоком содержании в этих породах калия масштабы разубоживания руд снижаются вследствие фиксации вольфрама в виде шеелита вблизи мест гипогенного растворения вольфрамитов.

Изменения состава вольфрамитов с глубиной

Во многих месторождениях (Джида, Западное Забайкалье; Рудное, Приморье и др.) соотношения $FeO:MnO$ в вольфрамитовых выдерживаются на глубину [11, 18], в других — колеблются. При этом с глубиной степень марганцовистости вольфрамитов в одних случаях закономерно возрастает (Иультин, Караоба, Нура-Талды, Северный Коунрад), в других — несколько убывает (Акмая).

Работами ряда исследователей [16, 31, 26; и др.] установлено, что содержания некоторых элементов-примесей в вольфрамитовых также изменяются с глубиной (см. фиг. 4, б). В частности, Ta и Nb концентрируются в вольфрамитовых рудных тел, залегающих в гранитах апикальных частей куполовидных выступов плутонов. Характер распределения вольфрамитов, обогащенных этими примесями в пределах рудных тел, сложный. Это показано, в частности, В.А. Приставако для месторождения Иультин. Вольфрамиты, обогащенные примесями упомянутых элементов, концентрируются в местах пересечения рудными жилами поперечных нарушений, а также прослоев сланцев. При этом вольфрамиты верхних частей жил относительно обогащены низковалентными, наиболее основными элементами-примесями (Ca, Mg, Ba, Ag), а вольфрамиты нижних частей — высоковалентными (Ta, Nb, Sn, Mo, Sc, Bi). Насыщенность вольфрамитов элементами-примесями максимальна на средних горизонтах. Для элементов-примесей в вольфрамитовых получен следующий ряд вертикальной зональности (сверху вниз): $Mg-Ca-(Ag, Ti, As) - Al-Ta-Nb(Cu, Sc) - Sn$. Эта закономерность объясняется выщелачиванием низковалентных элементов из вмещающих пород опережающей волной кислотности и отложением их во главе фильтрующегося потока и медленной фильтрацией высоковалентных элементов. Нам представляется, что эту закономерность можно объяснить меньшей растворимостью соединений высоковалентных элементов.

В месторождении Их-Хайрхан в глубинах некоторых жил с глубиной изменяется соотношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 0,06—3,00 (по У.А. Корчагину и Г.А. Юргенсону).

В заключение отметим, что вертикальная зональность может быть обусловлена не только наложенными гипогенными процессами, как отмечалось выше, но и гипергенными. Гипергенные процессы влияют на содержание в вольфрамитовых главных компонентах и ряда ценных элементов-примесей, они могут обогащать руды или обеднять их. Так, процессы выветривания приводят к концентрации в вольфрамите тантала (в среднем в 1,5-2 раза) и ниобия (иногда в несколько раз) и частичному или полному выносу из этого минерала скандия [31].

ВЫВОДЫ

Приведенный выше материал позволяет сделать некоторые теоретические и практические выводы.

На состав вольфрамитов влияют разнообразные геологические факторы. Такими факторами являются, в частности, петрохимический состав, геохимический тип и структурные условия становления рудосопряженного магматического комплекса. Диапазон вариаций составов вольфрамитов наиболее широк в плутогенных месторождениях где встречаются вольфрамиты с любыми соотношениями главных компонентов и с наиболее изменчивым содержанием элементов-примесей. С плутоническими комплексами базальтоидного происхождения и с комплексами гранитов литий-фтористого типа ассоциируют более железистые вольфрамиты, чем с комплексами калиевых гранитов стандартного типа. Это обусловлено, по-видимому, относительной обогащенностью железом и обедненностью марганцем рудоносных растворов, связанных с базальтоидной (в частности плагиогранитной) магмой и гранитной магмой литий-фтористого типа. Состав вольфрамитов из месторождений, ассоциирующих с вулканоплутоническими комплексами, обычно более близок к составу крайних членов изоморфного ряда. С вулканическими магматическими комплексами, представленными субвулканическими телами пород основного и среднего состава, ассоциируют обычно крайние, особенно железистые члены изоморфного ряда вольфрамитов, хотя с кислыми вулканиками могут ассоциировать гюбнериты (в серебряно-вольфрамовых месторождениях).

Вольфрамиты из месторождений различных формаций и их групп различаются по количественным соотношениям главных изоморфных компонентов. Сочетания элементов-примесей и их содержания в вольфрамитовых также являются индикаторами формационной принадлежности возможных коренных источников вольфрамитов россыпей и эндогенных месторождений, что следует учитывать при оценке месторождений, имея в виду возможность вторичного обогащения или обеднения вольфрамитов рядом элементов-примесей вследствие как гипогенных, так и гипергенных процессов.

Вольфрамиты нередко можно использовать как индикаторы руд месторождений ряда других металлов. По наличию в вольфрамитовых повышенных содержаниях примеси молибдена можно судить о воз-

возможности нахождения в данной провинции собственно молибденовых месторождений, по наличию примеси олова — о возможности выявления оловянных месторождений, по наличию примеси сурьмы — о возможности обнаружения сурьмяных месторождений, при высоких содержаниях примеси тантала — месторождений тантала.

В пределах некоторых наземных вулканических поясов наличие в кварцевых жилах вольфрамита (гюбнерита) используется как индикатор серебряных руд высокого качества.

Для определения степени эрозийного среза рудных тел и месторождений и прогноза оруденения на глубину можно использовать вертикальную геохимическую зональность в распределении примесей в вольфрамитах. При этом следует учитывать, что закономерности распределения повышенных содержаний самого вольфрамита и первичных элементов-примесей в вольфрамите рудных тел сходны. Вольфрамиты с повышенным содержанием примесей концентрируются в местах пересечения рудными телами пород, способствующих отложению вольфрамита из растворов, в местах пересечения рудными телами трещин, в местах ветвления рудных тел, в случае плутоногенного оруденения — также вблизи контактов гранитных плутонов.

Такое разнообразие геологических факторов, влияющих на распределение элементов-примесей в вольфрамитах, свидетельствует о принципиальной невозможности судить по содержанию элементов-примесей в вольфрамитах о степени эрозийного среза рудных тел без предварительного систематического опробования.

По содержанию в вольфрамитах некоторых примесей иногда можно судить о стадийности минерализации. Повышенные содержания примеси тантала и ниобия характерны для вольфрамитов самых ранних вольфрамоносных стадий минерализации и для вольфрамитов наиболее ранних кислотных фаций метасоматитов. Кристаллы вольфрамитов различного состава могут иметь сходный габитус, а сходного состава — различный. Однако резко уплощенные кристаллы вольфрамита характерны для поздних стадий минерализации вольфрамитовых месторождений, они могут указывать на возможность обнаружения жил ранних стадий, обычно более продуктивных. Гюбнериты собственно гюбнеритовых месторождений и поздних стадий минерализации вольфрамитовых месторождений различаются по наличию или содержанию ряда элементов-примесей (Pb).

Вторичные процессы реинициации шеелита, как и процессы де-гюбнеритизации, деферберитизации, а также гипогенного растворения вольфрамитов и замещения их шеелитом и (или) сульфидами, сопровождаясь частичным выносом вольфрама, иногда приводят к разубоживанию руд, влияют на появление в вольфрамитах механической примеси вторичных минералов. Эти процессы всегда ухудшают технологические качества руд. Вторичные шеелит и ферберит более хрупкие, чем первичные вольфрамиты, что вызывает их переизмельчение во время обогащения руд и увеличение потерь, поэтому ареалы развития процессов гипогенного изменения вольфрамитов необходимо учитывать при поисках, разведке, эксплуатации месторождений и картировать.

Состав вольфрамитов несет богатую информацию об условиях образования месторождений. Однако эта информация может быть получена не на основании исследования частных зависимостей, а только при комплексном подходе к их изучению и применению многофакторного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Букука-Белуха. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.
2. Барабанов В.Ф. Случай непосредственной зависимости минерального состава микропрожилки в гранодиорите от минералов, ею пересекаемых. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.
3. Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, Т. 2.
4. Барабанов В.Ф. Химизм русских вольфрамитов. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
5. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
6. Булдаков И.В. Некоторые данные к изучению зависимости состава вольфрамитов от условий их образования. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971.
7. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975.
8. Денисенко В.К. О зависимости состава минералов изоморфного ряда ферберит-гюбнерит от парагенезиса. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971.
9. Дистлер В.В., Батырев В.А. Изучение редких элементов в вольфрамите рентгеновским микроанализатором. - Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1.
10. Ермилова Л.П. Минералы молибден-вольфрамитового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1964.
11. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамитового оруденения. М.: Недра, 1974.
12. Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1972.
13. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамитового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976.
14. Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов. - Геохимия, 1971, № 9.
15. Колонин Г.Р., Широносова Г.П. Об условиях образования ферберита и сульфидов железа (по экспериментальным данным). - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
16. Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Г.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972.
17. Максимюк И.Е. Касситериты и вольфрамиты. М.: Недра, 1973.
18. Очтоев Д.О. К вопросу о причинах вариации состава вольфрамитов. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.

19. Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24.
20. Повилайтис М.М. Особенности месторождений вольфрама в зависимости от типов металлогенических провинций. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита: Забайкал. фил. геогр. о-ва СССР, 1968, вып. 4.
21. Повилайтис М.М. Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М.: Наука, 1975.
22. Повилайтис М.М. Систематика месторождений вольфрама. — В кн.: Эндогенные рудные формации. М.: Наука, 1976, Т. I.
23. Повилайтис М.М. Эндогенные месторождения вольфрама и условия их формирования. М.: Недра, 1979.
24. Покровский П.В. Редкоземельные элементы в вольфраматах Среднего и Южного Урала. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.
25. Покровский П.В., Червяковская В.В. Редкие земли и иттрий в вольфраматах Урала. — В кн.: Ежегодник Уральского филиала АН СССР, 1971.
26. Приставка В.А. Геохимическая зональность касситерито-кварцевых месторождений (на примере Иультинского месторождения). — Труды Сев.-Вост. комплексного ин-та, 1976, вып. 69.
27. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
28. Смелянская Г.А., Добровольская Н.В. Об особенностях состава вольфрамита и связь его с физическими свойствами и условиями образования. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
29. Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971.
30. Таусон Л.В. Геохимические типы гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1974, 215, № 2.
31. Четырбоцкая И.И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. М.: Недра, 1972.
32. Чичинадзе К.И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945.
33. Чуриков В.С. Некоторые особенности химического состава вольфрамитов. — Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
34. Baumann L., Donath E., Kretzschmar E. Beitrage zur Tectonik und Paragenese der Wolframitlagerstätte Pechtelgrun. Freiburger Forschungshefte, S 181, 1964.
35. Hess F.L. a. Shaller W.T. Colorado ferberite and wolframite series. Washington, Jon. print, off., 1914.
36. Hsu Ke-Chin. Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China. — Econ. Geol., 1943, 38, N 6.
37. Kelly W.C., Turneure P.S. Mineralogy, Paragenesis and Geothermometry of the tin and tungsten deposits of Eastern Andes, Bolivia. — Econ. Geol., 1970, 65, N 6.
38. Lawrence L.J. Cristal habit of wolframite as an indication of relative temperature of formation. — N. Jahrb. Mineral., 1961, H. 11/12.
39. Varlamoff N. Les gisements de tungstene au Congo belge et au Ruanda-Urundi. — Academie royale des Sciences coloniales. Memoires. Nouvelle serie. 1958, VIII, fasc. 2.

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДИСЛОЦИРОВАННЫХ СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ

Выявление геологоструктурных закономерностей размещения оруденения в интенсивно дислоцированных слоистых толщах, особенно при отсутствии маркирующих горизонтов и широком развитии секущих разломов, является весьма сложной задачей. Для ее решения необходим структурный анализ рудоносной площади, позволяющий установить последовательность развития складчатых и разрывных нарушений с определением места оруденения в истории формирования рудного поля. Составной частью такого анализа может явиться определение точной пространственной ориентировки и относительного времени возникновения не только плоскостных, но и линейных элементов геологической структуры месторождения.

В условиях эндогенных рудных месторождений, залегающих в слоистых толщах, к линейным элементам относятся оси перегибов слоистости, шарниры складок разного порядка, линии сопряжения разрывов, в отдельных случаях длинные оси магматических и рудных тел и т.п. Как будет показано ниже, линейные элементы структуры в их закономерной совокупности определяют ориентировку наиболее проницаемых каналов в объеме рудовмещающего блока и влияют на размещение минерализации в его пределах, что должно учитываться при оценке перспектив распространения оруденения.

Существенную помощь в анализе структуры деформированных толщ может оказать статистический метод, разработанный Тернером и Вейсом [10] применительно к изучению складчатости в сложно смятых метаморфических породах и позволяющий определять положение главных осей деформации. В нашей стране этот метод пропагандируется и развивается ленинградскими геологами [4, 5, 7]. Ю.И. Лазарев [6] использовал его для исследования глубокометаморфизованных железорудных месторождений Карелии.

С другой стороны, известна методика определения ориентировки главных осей палеонапряжений или осей деформации, основанная на изучении разрывных нарушений и мелкой трещиноватости [1, 3]. Применив такую методику к исследованию рудных месторождений, В.Г. Гладких и В.А. Филонюк [2], в частности, установили совпадение пространственной ориентировки рудных столбов с положением оси *B* деформации.

Естественно, возникает вопрос: в какой степени будут совпадать результаты структурного анализа одного и того же блока обоими упомянутыми методами и целесообразно ли их совместное использование? Попытка ответить на этот вопрос сделана в настоящей статье. В основу положен собственный опыт авторов, полученный при

структурном изучении рудных месторождений, залегающих в относительно слабо деформированных осадочных породах рудного поля Матаамбре на Кубе, в Зеравшанском хребте и Карамазаре (Средняя Азия), а также на месторождениях Тырныауз (Северный Кавказ), Фестивальное (Хабаровский край) и некоторых других. Для удобства изложения использован иллюстративный материал только по одному рудному полю Матаамбре.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОРИЕНТИРОВКИ ОСИ *V* ПО ЭЛЕМЕНТАМ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОИСТОСТИ

Анализ строения и особенностей деформации любого рудного поля непременно включает выяснение пространственной ориентировки взаимно перпендикулярных главных осей деформации: оси *A* — направления наибольшего растяжения (удлинения), оси *C*, по которой осуществляется наибольшее сжатие (сокращение) деформируемого тела, и оси *B* — линии, вдоль которой проявляется минимальная относительная деформация¹.

Согласно рекомендациям Тернера и Вейса [10], определение ориентировки главных осей деформации в зависимости от масштаба исследования осуществляется систематически и отдельно для каждого из однородных по строению блоков (с естественными границами) или доменов (с условными границами) рудного поля, характеризующихся во всех своих частях сходным положением в пространстве различных тектонических элементов.

В случае простой плоской деформации ориентировка всех главных осей деформации устанавливается достаточно надежно по форме отдельных анализируемых складок и ориентировке сопряженных с ними разрывов, если найдено направление перемещений по ним. Ось *B* в общем случае параллельна шарниру складки и линии сопряжения соскладчатых разрывов. Оси *A* и *C* лежат в плоскости, перпендикулярной оси *B*, причем ось *A* лежит в осевой плоскости складки, а ось *C* перпендикулярна плоскости осей *AB*, т.е. осевой плоскости складки.

¹ В динамическом анализе деформации горных пород, следуя М.В.Гзовскому [1], чаще используют не оси деформации, а оси напряжений, обозначаемые σ_1 — максимальное растягивающее напряжение, σ_3 — минимальное растягивающее или максимальное сжимающее напряжение, σ_2 — промежуточное. У многих авторов принято иное наименование осей главных нормальных напряжений, при котором символом σ_1 обозначается максимальное сжимающее напряжение и $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ [8]. В любом случае средняя ось σ_2 является аналогом средней деформационной оси *B*. Использование ее в наших построениях не требует точного определения ориентировки действовавших усилий, но в большинстве случаев оказывается достаточным для решения поставленных задач.

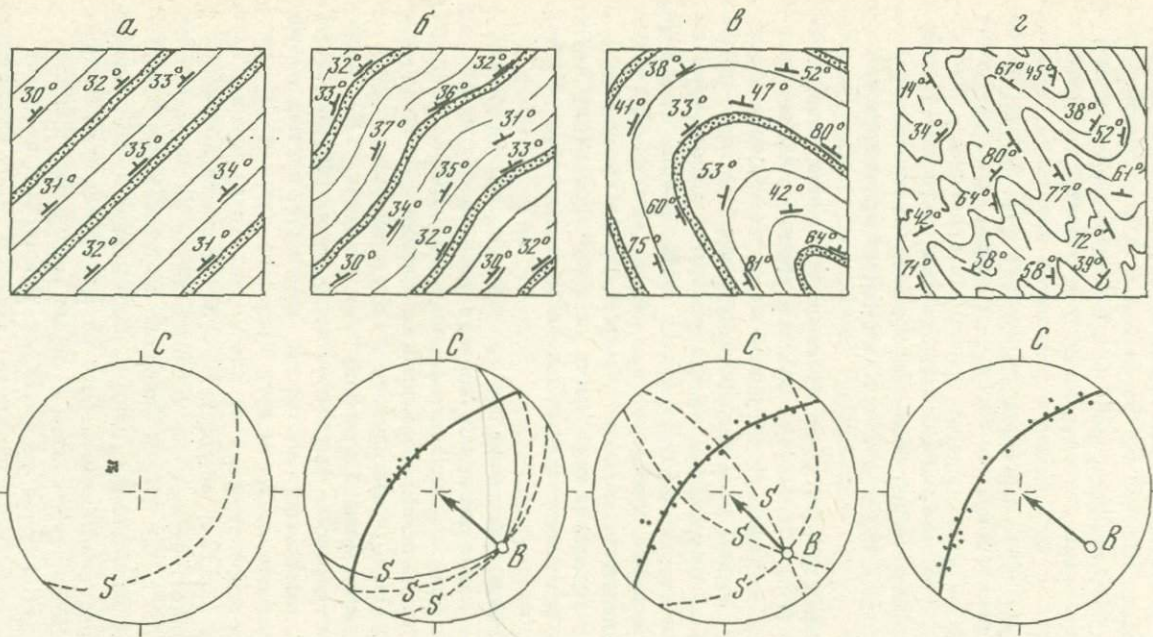
В поле легче и надежнее всего определять ориентировки оси *B*. У простых цилиндрических и подобных им складок она параллельна направлению статистической совокупности так называемых бета-пересечений, каждое из которых представляет собой частную линию взаимного пересечения плоскостей, касательных к поверхности изогнутого пласта. На стереографической проекции бета-пересечение устанавливается как линия пересечения двух дуг большого круга, соответствующих любой паре замеров элементов залегания слоистости в одном крыле складки, в разных ее крыльях или в серии подобных и одинаково ориентированных простых складок. Представительная серия последовательных замеров элементов залегания слоистости примерно вкрест оси складки (можно для разных пластов) дает возможность определить серию бета-пересечений, статистическая совокупность которых и будет отвечать искомому положению оси *B* складки.

Определение ориентировки других главных осей деформации значительно сложнее. В поле не всегда удается увидеть складку целиком или определить направление смещений по системе сопряженных разломов. Чаше мы имеем дело с какими-либо фрагментами крупных структур, не всегда отвечающими замковым или шарнирным частям складок, но с помощью методики Тернера и Вейса [10] положение оси *B* удается достоверно определить и в таких случаях. Сущность этой методики заключается в статистической обработке массовых замеров элементов залегания слоистости на стереографической проекции с целью обнаружения симметрии в разбросе полюсов слоистости.

При моноклиналном залегании пластов полюса слоистости на стереограмме располагаются кучно, образуя один изометричный плотный максимум (фиг. 1, *a*). В случае пологой, слабо выраженной складчатости максимум полюсов слоистости приобретает форму овала, в той или иной степени вытянутого по дуге большого круга. Как видно на соответствующей стереограмме (см. фиг. 1, *b*), даже незначительная растянутость максимума легко позволяет определить положение оси *B* деформации: достаточно через растянутый максимум полюсов слоистости провести дугу большого круга и построить перпендикуляр к соответствующей ей плоскости. Точка выхода этого перпендикуляра на верхнюю полусферу и будет искомой проекцией оси *B*. В приведенном примере ось *B* погружается на северо-запад под углом около 30° . Для точной фиксации положения оси записывают азимут ее горизонтальной проекции, направление и угол падения.

При более интенсивной складчатости разброс элементов залегания слоистости становится большим и форма максимума полюсов слоистости выражается более совершенным поясом или цепочкой максимумов вдоль дуги большого круга (см. фиг. 1, *в*). Ориентировка оси *B* определяется здесь тем же способом, но, естественно, более надежно.

При еще более интенсивной, но тоже односистемной линейной складчатости (см. фиг. 1, *г*) образующийся на диаграмме пояс полю-



Фиг. 1. Форма максимумов слоистости на стереограммах в случае простой складчатости различной интенсивности и определение ориентировки оси B деформации

a - моноклиналиное залегание слоистой толщи; $б$ - волнистое залегание; $в, г$ - простая цилиндрическая складчатость. На диаграммах (здесь и далее сетка Вульфа, верхняя полусфера) точки - полюса слоистости; дуги большого круга: штриховые линии - элементарные плоскости слоистости S , сплошные линии - плоскости симметрии максимумов слоистости; стрелка - положение оси B в пространстве

сов слоистости в принципе может оказаться таким же, как и в случае одной крупной складки простого строения. При сжатой или изоклинальной складчатости стереограмма снова упрощается: на ней по дуге большого круга обособляются два сближенных максимума, соответствующие разным крыльям складки (или складок). В сильно сжатых складках при строгой параллельности крыльев эти максимумы могут совсем слиться. Последние случаи, естественно, более характерны для областей очень интенсивной складчатости и динамометаморфизма.

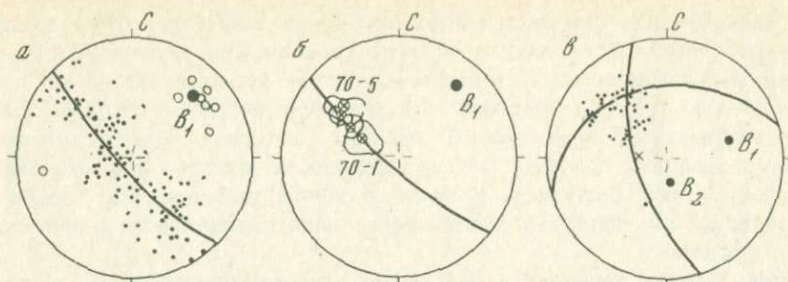
Итак, чтобы определить положение в пространстве оси *B* простой одноактной деформации для того или иного элементарного блока слоистой толщи, достаточно нанести на стереограмму некоторое представительное количество замеров элементов залегания слоистости и выявить наличие растянутого максимума их полюсов. Перпендикуляр к дуге большого круга, совпадающей с растянутым максимумом или цепочкой максимумов, отвечает положению деформационной оси *B*.

Рассмотрим некоторые возможности использования этого метода на примере материалов, которые были получены в процессе специального структурного картирования рудного поля Матаамбре в масштабе 1:10 000. Жильные медные и колчеданные рудные тела этого месторождения залегают среди монотонных песчанико-сланцевых пород юрского возраста [9]. Некоторые характерные стереографические диаграммы, полученные для отдельных участков рудного поля, приводятся на фиг. 2.

При простой плоской, хотя и довольно интенсивной складчато-разрывной деформации в юго-восточной части рудного поля на серии диаграмм максимум полюсов слоистости образует полный пояс, что позволяет надежно определить ориентировку оси *B* основной продольной складчатости (см. фиг. 2, *a*). Фактические замеры ориентировки шарниров дополнительных складок, как видно, обнаруживают хорошее совпадение с этим "статистическим" положением выхода оси *B*, что также свидетельствует об однородности деформации исследуемого блока. Естественно, величина разброса полюсов слоистости на стереограммах зависит не только от степени однородности деформации какого-либо домена, но и от его размера.

При составлении диаграмм для отдельных участков геологической карты в процессе съемки оказалось целесообразным выделять блоки или домены более или менее однородного строения и близкого размера. Для рудного поля Матаамбре площадь такого блока примерно равнялась 0,25 км² и на нее приходилось около 50-100 замеров слоистости. На участках более сложного строения при наличии достаточной густоты наблюдений выделялись блоки и меньшего размера. Если же напротив для смежных блоков получались идентичные диаграммы, то они объединялись и для них выводилась общая ось *B* (см. фиг. 2, *b*).

Однако при картировании серии обнажений невозможно заранее предсказать, где кончается один блок однородного строения и начи-

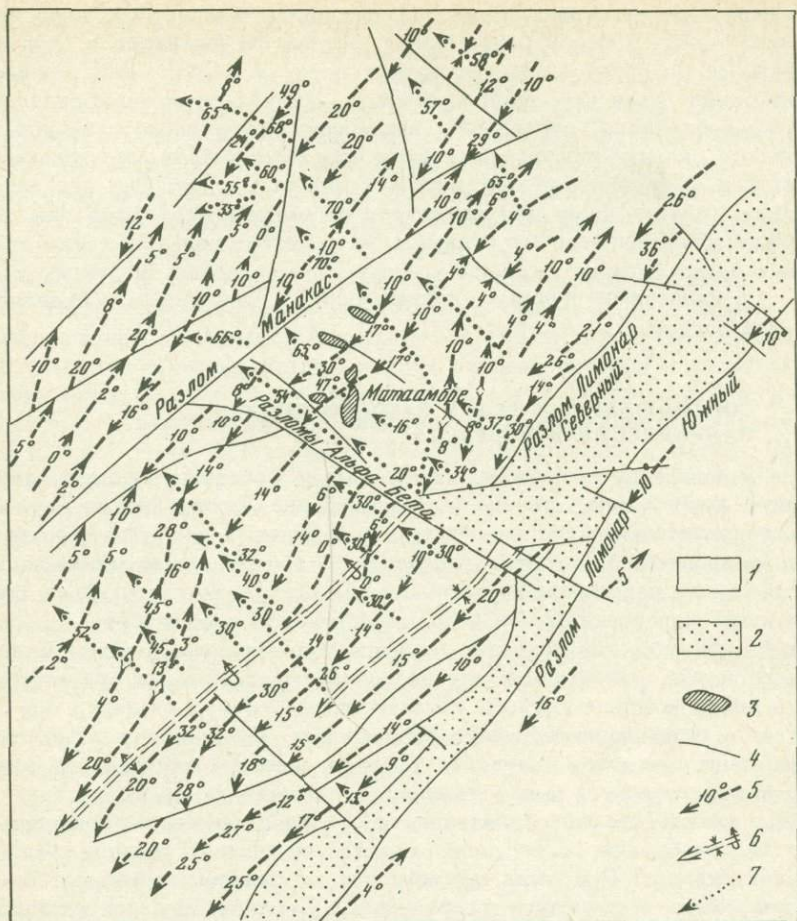


Фиг. 2. Характерные стереограммы элементов залегания слоистости с положением оси B для различных доменов рудного поля Матаамбре

a — поясовая форма максимума слоистости в зоне интенсивной линейной складчатости; b — сопоставление кучных изометричных максимумов слоистости для смежных слабо деформированных участков; c — два неполных пояса полюсов слоистости для блока, претерпевшего складчатость двух направлений. Точки — полюса слоистости; дуги большого круга — плоскости симметрии максимумов; кружки — фактически замеренные шарниры дополнительных складок; заштрихованные кружки — положение оси B_1 продольной и B_2 поперечной складчатости. На диаграмме (b) форма максимумов показана контуром с указанием центра тяжести и номера домена

нается следующий. В отсутствие четких геологических границ приходится выделять блоки в значительной мере условно и строить для них частные стереограммы внимательно следя за тем, сохраняется или не сохраняется намечающаяся приуроченность полюсов в данной серии последовательных замеров слоистости к одной дуге большого круга. Если в процессе нанесения нормалей к слоистости обнаружится, что, начиная с определенного места, такая приуроченность нарушается, т.е. наблюдается излом растянутого максимума полюсов, то это будет означать переход к другому блоку, для которого потребуется составление новой диаграммы.

При геологической съемке масштаба 1:10 000 рудного поля Матаамбре замеры элементов залегания слоистости проводились примерно через каждые 10 м маршрута. При более детальной съемке подземных горных выработок замеры элементов залегания пород делались чаще — через 1–2 м по линии наблюдений. Расстояние между линиями определялось обнаженностью местности и расстояниями между горными выработками. Как обычно при съемке желательно, чтобы линии наблюдений были ориентированы вкост простирания слоистости пород. При этом периодически следует проверять изменчивость направления слоистости (и других элементов структуры) по простиранию и в зависимости от нее по возможности корректировать расстояние между линиями наблюдений так, чтобы осветить замерами все участки, существенно различающиеся по ориентировке основных элементов структуры.



Фиг. 3. Структурная схема рудного поля Матаамбре (составлена Е.П. Малиновским и Г. Карасу)

1 - юрская песчанико-сланцевая толща; 2 - меловые отложения грабена Лимонар; 3 - рудные тела; 4 - разломы; 5 - горизонтальные проекции оси B_1 с указанием направления и угла ее погружения; 6 - оси главных продольных перегибов (антиклинальных, синклинальных, опрокинутых); 7 - горизонтальные проекции оси B_2 , направление и угол ее погружения

В процессе подобного анализа рудоносная площадь подразделяется на ряд доменов, характеризующихся своей ориентировкой осей B , которые и наносятся особым знаком на структурно-геологическую карту. На большей части рудного поля Матаамбре, например, удалось выделить домены со складками только северо-восточного направления (фиг. 3). В своей совокупности (а их на исследованной

площади было выделено около 80) они характеризуют обычную линейную складчатость с равномерной ундуляцией шарниров в пределах $10-20^{\circ}$ и пологими изгибами осевых поверхностей по простиранию. Значительно реже встречались домены, в которых, помимо складок северо-восточного направления, выявлялись поперечные флексуобразные складки с шарнирами (или просто осями B), погружающимися под довольно крутыми углами к северо-западу. Они оказались особенно интересными для понимания структуры месторождения, поскольку обнаружилось, что рудные тела залегают только в таких доменах более сложного строения. Структурный анализ подобных участков со складками разных направлений и возрастов составляет особую задачу.

СООТНОШЕНИЕ СКЛАДОК РАЗНОГО ПОРЯДКА, НАПРАВЛЕНИЯ И ВОЗРАСТА

Если в блоках, претерпевших относительно простую, плоскую однородную деформацию, отмечается однообразная ориентировка шарниров дополнительных складок или иных перегибов слоистости, субпараллельных шарниру главной складки, то при объемной деформации, а также при наложении молодой деформации (складчатости) на более древнюю, шарниры складок разных порядков и вообще бета-пересечения слоистости, как правило, оказываются непараллельными. Складки волочения, например, в случае объемной деформации ориентируются в обоих крыльях крупной складки симметрично, примерно под одинаковым углом к ее шарниру. Характерной особенностью объемной деформации является ундуляция шарнира основной складки и развитие невыдержанных, выклинивающихся разрывных нарушений.

Наложение молодой складчатости на древнюю обычно сопровождается изгибанием осевых поверхностей и, соответственно, крыльев ранних складок. При этом шарниры ранних складок описывают в пространстве коническую поверхность, располагаясь на стереографической проекции по дуге малого круга, осью вращения которой является ось B молодой, наложенной складчатости.

Таким образом, уже простые геометрические соотношения шарниров основной складки и развитых в ее крыльях складок волочения позволяют распознать тип деформации исследуемого блока пород, то есть установить, является ли она простой плоской, объемной или же многократной с различной ориентировкой главных осей деформации. В последнем случае даже удается различить ранние и более поздние, наложенные структурные направления. Естественно, подобные выводы можно получить только в условиях хорошей обнаженности деформированного блока пород. В более обычной геологической ситуации при крупномасштабном структурном картировании рудных полей и месторождений, когда значительные участки территории недоступны для прямого наблюдения, приходится использовать статистический подход.

На рудном поле Матаамбре поперечная складчатость выражается

главным образом, во флексуобразных перегибах, осложняющих крылья крупных продольных складок. На стереограммах, построенных для соответствующих доменов, полюса слоистости группируются в два неполных перекрещивающихся пояса (см. фиг. 2, в). Согласно Тернеру и Вейсу [10], подобные соотношения интерпретируются как результат локального наложения складчатости двух направлений. В приведенном случае ось главной продольной складчатости B_1 имеет северо-восточную ориентировку, а ось B_2 поперечной наложенной складчатости погружается на северо-запад.

Складчатость второго этапа, наложенная на ранее смятые слои толщи при ином плане деформации в общем случае является неоднородной объемной деформацией. Это обстоятельство обусловлено тем, что смежные крылья ранних складок в связи с неодинаковой ориентировкой слоистости относительно оси B наложенной складчатости оказывают различное сопротивление тектоническим напряжениям и естественно испытывают различную деформацию. В этих условиях в крыльях ранних складок, занимающих "неблагоприятное" перпендикулярное или диагональное положение относительно оси B наложенной деформации, происходит коробление, изгибание структурной и минеральной линейности, развитие веерообразных складок волочения в крыльях вторых складок и сопряженных с ними разрывов.

Характерным примером проявления наложенной неоднородной складчатой деформации слоистой песчанико-сланцевой толщи является складка, закартированная на Ирисайском участке Тарорского рудного поля.

Этот участок расположен непосредственно к юго-востоку от крупного рудоконтролирующего разлома, в зальбандах которого локализована сложная седловидная скарновая залежь с халькопирит-арсенипиритовым оруденением. Здесь в правом борту Ирисайского каньона, на площади 150×200 м, почти параллельно напластованию обнажены фрагменты обоих крыльев и замка антиклинальной складки. Хорошая обнаженность этого участка позволяет с достаточной достоверностью реставрировать морфологию складки со многими деталями строения: мелкими складками волочения, разного направления флексурными перегибами, пloyчатостью, разрывами и кливажом. Отчетливо вырисовывается основная складка с шарниром, погружающимся к югу и юго-востоку. Угол погружения шарнира увеличивается в южном направлении от $20-30$ до 60° . В крыльях основной складки отмечаются два типа складочек волочения.

К одному из них относятся веерообразные складки волочения, симметрично расположенные относительно осевой поверхности основной складки и запрокинутые к ее шарниру. Шарниры веерообразных складок волочения с шарниром основной складки в северной ее части образуют небольшие углы, равные $20-30^\circ$. Южнее, там, где замок основной складки погружается более круто, этот угол заметно увеличивается. Непосредственно в замковой части основной складки складочки волочения веерообразного типа не наблюдаются.

Другую группу образуют мелкие складки волочения и флексу-

образные перегибы слоистости с пологими шарнирами субширотного направления. Эти складки запрокинуты в общем южном направлении. В замке основной структуры складочки волочения и флексурные перегибы этой группы сильно нарушены, трещиноваты и распознаются как небольшие участки более крутого или даже обратного (к северу) падения слоистости. Элементы строения Ирисайской складки хорошо устанавливаются визуально и их ориентировка в пространстве может быть непосредственно замерена горным компасом. Однако более полная информация о соотношении в пространстве линейных структурных элементов выявляется с помощью описанного выше специального метода анализа.

Этот метод может быть использован не только для анализа доменов однородного строения и отдельных складок, но также для исследования площадей сложного строения, объединяющих несколько доменов, со складками различных порядков и направления. В этом случае анализ выполняется на сводных стереограммах элементов залегания слоистости пород, характеризующих всю интересующую исследователя территорию. Обязательным условием такого анализа является сравнение стереограммы, отражающей строение исследуемой площади, со стереограммой, составленной для одного из элементарных доменов или группы их, расположенных в менее деформированной части рудного поля, в пределах которой, по общим геологическим соображениям, должна сохраниться первоначальная ориентировка линейных элементов структуры, созданных в наиболее ранний период деформации.

Примером такого исследования сложной по строению площади является специальный анализ, проведенный на месторождении Джилау в Зеравшанском хребте. Район месторождения сложен метаморфизированными карбонатными и терригенными породами, смятыми в крупную антиклинальную складку, с шарниром, полого погружающимся в восточном направлении. Крылья этой складки осложнены мелкими складками субширотного простираения. К осевой части главной складки приурочен массив гранодиоритов, вытянутый также в общем широтном направлении.

Месторождение располагается в юго-восточном экзоконтакте массива в зоне пологого контакта интрузива гранодиоритов в клиновидном блоке, ограниченном двумя разломами субширотного и север-северо-западного простираения. Породы клиновидного блока смяты в открытую синклиналь с шарниром, полого погружающимся к юго-востоку. Юго-западное крыло этой синклинали, осложненное многочисленными мелкими складками различного направления и трещинами, вмещает основные скарново-шеелитовые тела месторождения.

На стереограмме, характеризующей ориентировку слоистости в юго-западном крыле рудоносной Джилауской синклинали, выделяется около десятка максимумов полосов слоистости в средней и частично северо-восточной части диаграммы. Специальным анализом выявляется несколько шарниров складок разного порядка, расположен-

ных по периферии диаграммы, на первый взгляд совершенно хаотично.

Непосредственные измерения ориентировки шарниров мелких складок волочения, а также определение их положения в пространстве построением (нахождение бета-пересечений) показывает, что линейные элементы строения Джилауской складки, выявленные специальным анализом, реально существуют. Несмотря на это, уверенная их интерпретация невозможна без сравнения со строением наименее деформированного элементарного домена рудного поля. В качестве такового выбран участок южного экзоконтакта гранодиоритового массива, расположенный к западу от месторождения Джилау.

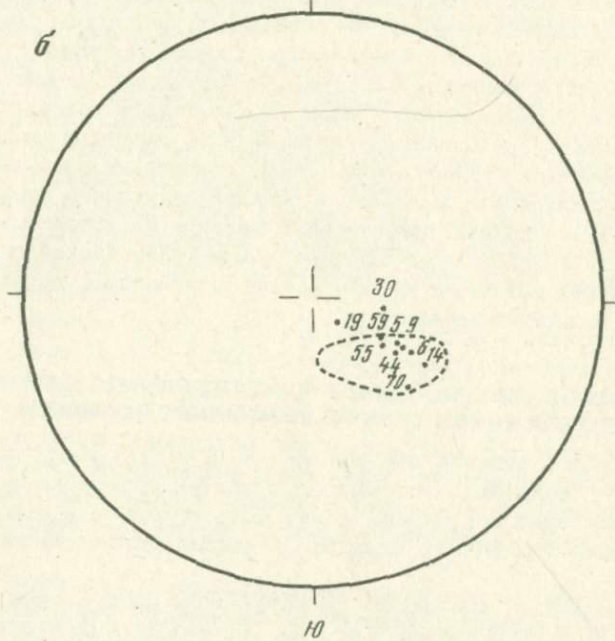
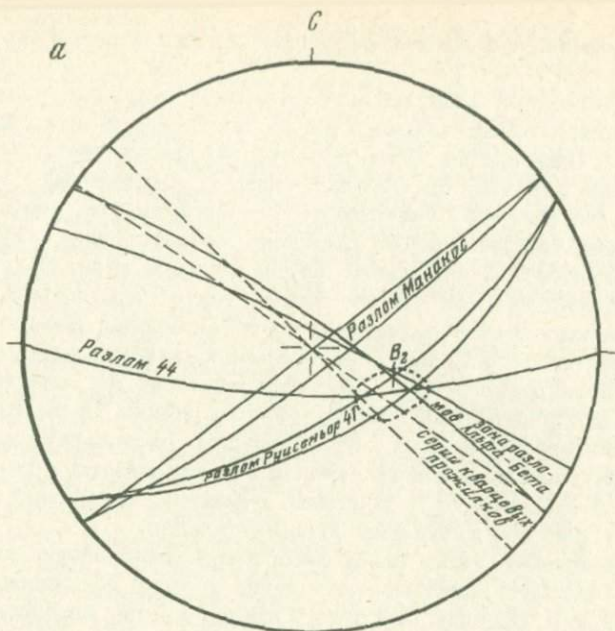
На относительно простых стереограммах, характеризующих строение этой части рудного поля, выделяется шарнир B_1^1 , отвечающий ориентировке субширотных главных складок района, и шарниры B_1^2 и B_1^3 дополнительных складок. Эти последние располагаются симметрично на крыльях главных складок практически по дуге малого круга вокруг шарнира B_1^1 и возникли, очевидно, в условиях объемной деформации, при ундуляции главных складок.

Ранее предполагалось, что юго-восточное направление главной синклинали рудного блока месторождения Джилау обусловлено простым изгибанием древних широтных складок в зоне крупного разлома север-северо-западного простираия. Соответственно складки рудного блока рассматривались как приразломные. Специальный структурный анализ складчатого строения рудного поля Джилау позволяет уточнить эти представления. Складчатая структура рудного блока Джилау возникла в результате наложения на древние широтные складки складок второго этапа диагонального направления. При этом разломы, ограничивающие рудный блок, очевидно, сопряжены со складчатостью второго этапа. Линия сочленения этих разломов совпадает с шарниром B_2 главной синклинали рудного блока. Следует отметить сходную ориентировку шарнира B_2 главной синклинали рудного блока Джилау и шарнира главной Ирисайской складки, расположенной в том же рудном районе и возникшей также во второй этап складкообразования.

СООТНОШЕНИЕ СКЛАДОК С СОПРЯЖЕННЫМИ РАЗРЫВАМИ И ПРОГНОЗНО-ОЦЕНОЧНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА

При однородной плоской деформации оси B складчатости должны совпадать с линиями пересечения плоскостей сопряженных сколов и отрывов. Такое совпадение может быть положено в основу дальнейшего геометрического анализа структуры рудных полей и месторождений.

Действительно, при любом схематическом изображении плоской деформации с образованием системы сопряженных разрывов ось B — перпендикуляр к плоскости AC . В.Н. Даниловичем [3] показано, что при образовании сместителя возникают деформации с вращением трещин вокруг оси, поперечной к направлению движения. На стерео-



граммах в таких случаях возникает пояс нормалей к плоскостям трещин. По ориентировке такого пояса нетрудно найти и ось вращения B_1 .

Таким образом, на сводной стереограмме однородно деформированного участка теоретически должно обнаружиться совпадение осей вращения слоистости, линий пересечения сопряженных разрывов и нормали к поясу мелкой трещиноватости. На объектах масштаба рудного поля или месторождения картина выглядит много сложнее, но отдельные совпадения фиксируются, и именно их необходимо выявить для установления сопряженности и одновозрастности проявлений деформации. Пример таких совпадений отмечался при изложении материала по рудному полю Матаамбре (фиг. 4, а). В этом рудном поле линии сопряжения и пересечения рудоконтролирующих нарушений параллельны шарнирам (осям B_2) северо-западных складок. По отношению к складкам северо-восточного направления рудоконтролирующие разрывы по ориентировке и направлению смещений являются наложенными. Соответственно складки северо-восточного простирания следует считать более древними, возникшими в первый этап, а северо-западные складки — во второй дорудный этап складкообразования.

Основной прогнозной оценки любого участка рудной территории на основании структурных признаков является метод аналогии, заключающийся в сравнении геологической позиции и внутреннего строения оцениваемого домена с позицией и строением блока, вмещающего заведомо промышленные рудные тела. Особое внимание при этом обращается на сходство таких элементов структуры, которые по статистическим данным или интуитивным соображениям исследователя, оказывают решающее влияние на локализацию оруденения. При таком сравнении преимущественно учитываются лишь морфологические особенности и ориентировка рудовмещающих элементов структуры. Значительно реже учитывается также деформационная обстановка периода формирования рудоконтролирующих элементов строения, т.е. ориентировка осей сжатия и растяжения, определяемая по геологическим данным или экспериментально на моделях, имитирующих строение оцениваемого блока.

Описанный выше специальный метод структурного анализа поз-

Фиг. 4. Геометрический анализ ориентировки основных структурных элементов рудного поля Матаамбре

а — сводная стереограмма главнейших рудоконтролирующих разломов; б — сопоставление поля выхода осей B_2 рудоносных доменов с ориентировкой длинных осей рудных тел

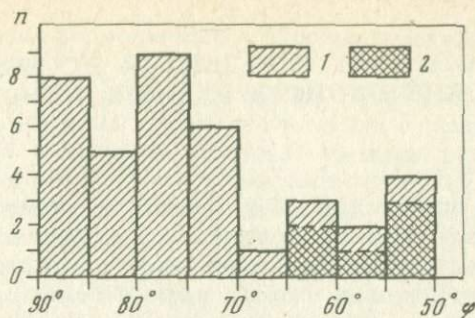
Сплошные линии — плоскости разломов, штриховые линии — ориентировка кварцевых прожилков; жирные точки — выходы длинных осей столбообразных рудных тел и их номера; точками обведен контур поля выходов осей B_2 , найденных из анализа слоистости вмещающих пород

воляет сравнительно просто получить ориентировку главной оси B деформации, показывающей также положение в пространстве плоскости AC , т.е. осей сжатия и растяжения. При этом выясняется не только направление осей B в ранний и поздний этапы развития структуры рудного поля и пространственные соотношения между ними, но также искажающее влияние второго этапа деформации на ранее сформированные элементы структуры. Существенным достоинством описанного метода является возможность его применения для анализа площадей развития месторождений различных структурных типов: складчатых, связанных сопряженными и наложенными на складчатость трещинами, и собственно трещинных. Во всех этих случаях нахождение общей или частной осей B ранней и поздней деформации позволяет выявить интегральный структурный признак, отражающий условия проявления как пластической деформации, так и сопутствующего ей наложенного хрупкого разрушения.

Интегральная сущность оси B деформации позволяет ожидать, что она является сильным информативным признаком, использование которого в прогнозных целях может оказаться весьма эффективным. Указанное соображение побудило нас, используя метод сравнения, выяснить особенности ориентировки осей B деформации, свойственные рудоносным доменам месторождения Матаамбре. Как указывалось ранее, в рудоносных доменах всегда отмечается ось B_2 второго этапа складкообразования, под разными углами погружающаяся к северо-западу (см. фиг. 3). Однако некоторые домены с хорошо выраженной осью B_2 являются безрудными. Сопоставление тех и других показало, что в рудоносных доменах угол между шарнирами складок первого этапа (ось B_1) и шарнирами наложенной сорудной складчатости (оси B_2) изменяется в пределах $50-60^\circ$, а угол погружения оси B_2 на северо-запад является наибольшим. При этом отмечается практически полное совпадение ориентировки длинных осей рудных тел и оси B_2 (см. фиг. 4, б).

В безрудных доменах угол между осями B_1 и B_2 больше 65° и обычно близок 90° (фиг. 5).

Знаменательно, что близкие значения углов между шарнирами складок первого и второго этапов отмечаются также на некоторых изученных нами месторождениях Средней Азии и Кавказа. Так, например, на скарново-шеелитовом месторождении Джилау этот угол равен 58° , на скарновых шеелит-молибденитовом месторождении Тырныауз и халькопирит-арсенопиритовом месторождении Тарор угол между осями B_1 и B_2 примерно равен 50° . На свинцово-цинковом месторождении Кансай он достигает 60° . Очевидно, указанная особенность строения рудовмещающих блоков не случайна. Видимо, такие средние угловые соотношения между осями B ранней и поздней, наложенной складчатости энергетически наименее выгодны и могут возникать лишь при весьма интенсивных тектонических подвижках. В связи с этим блоки с подобными угловыми соотношениями осей B_1 и B_2 оказываются наиболее интенсивно и сложно деформированными, характеризуются развитием многочисленных сосклад-



Фиг. 5. Гистограмма частоты встречаемости (n) доменов с определенной величиной угла ϕ между осями B_1 (продольная складчатость) и B_2 (поперечная складчатость) для рудного поля Матамбре

1 - безрудные домены; 2 - рудовмещающие домены

чатых и наложенных на складки трещин и соответственно оказываются более проницаемыми для рудоносных растворов. Именно в этом заключается основная прикладная ценность предлагаемого комплекса специальных структурных исследований с систематическим поиском ориентировки средней оси деформации B на рудоносных или потенциально рудоносных площадях.

Изложенное выше позволяет авторам рекомендовать широкое использование геометрического метода структурного анализа при проведении геологосъемочных работ на рудоносных площадях и использование результатов такого анализа для целей прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гэзовский М.В. Основы геотектоники. М.: Наука, 1975.
2. Гладков В.Г., Филояюк В.А. О кинематике формирования и принципах классификации рудных столбов эндогенных месторождений. - В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972.
3. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск, 1961, вып. 2(XXIX).
4. Елисеев Н.А. Складки и складчатость. - В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967.
5. Казаков А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976.
6. Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. Л.: Наука, 1971.
7. Симонова Г.Ф., Горлов Н.В. К методике анализа деформированной линейности. - В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967.
8. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977.
9. Толкунов А.Е., Малиновский Н.П., Кабрера Р., Карасу Г. Сравнительная характеристика медных месторождений Кубы. - В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973.

СОСТОЯНИЕ И ПУТИ РАЗВИТИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

До 60-х годов рост исследований оптических свойств рудных минералов сдерживался главным образом из-за отсутствия средств измерений, хотя в теоретическом плане вопросы оптики отраженного света были разработаны достаточно полно. После образования в 1962 г. Международной комиссии по рудной микроскопии (КРМ) объем исследований, связанных с использованием объективных методов оценки оптических свойств, резко возрос. Этому способствовало и появление первых образцов микрофотометрических насадок, которые стали выпускаться серийно как в СССР, так и за рубежом.

Изучение оптических свойств и в первую очередь отражения рудных минералов стало носить систематический и целенаправленный характер. Однако вскоре выяснилось, что данные, получаемые разными исследователями даже для широко распространенных минералов, противоречивы и не сопоставимы. Это породило скептическое отношение к возможностям оптических методов, еще усилившееся вследствие интенсивного развития в рамках КРМ коллектива зарубежных и советских исследователей по выяснению роли отдельных факторов, влияющих на достоверность получаемых данных. Одним из этапов деятельности КРМ явилось внедрение (1967 г.) единой серии эталонов, которые используются при измерениях R рудных минералов. Один из таких комплектов международных эталонов (нейтральное стекло, карборунд и кремний), аттестованных в Национальной физической лаборатории Англии, был прислан в лабораторию минераграфии ИГЕМ АН СССР и впоследствии использовался как первичный для аттестации вторичных — рабочих эталонов. Введение международных эталонов позволило существенно повысить сходимость данных по отражению, получаемых в разных лабораториях на приборах различного типа.

Одновременно улучшились и технические характеристики аппаратуры, предназначенной для количественных измерений. Вместо регистрирующих приборов со стрелочной индикацией и гальванометров стали использоваться цифровые вольтметры, все большее распространение получают средства вычислительной техники, позволяющие автоматизировать процесс вычислений и введения корректирующих поправок.

За 10 лет, прошедших после введения международных эталонов, накоплен обширный фактический материал по спектрам отражения в видимой области для подавляющего большинства (~ 300) рудных минералов. В работе автора [12] приведены данные по значениям R для 224 минералов, в справочнике М.С. Безсмертной с соавторами [24] — для 213 минералов. Большая часть этих результатов включена П. Рамдором в новое издание книги [45], ставшей

настольным пособием специалистов в области изучения вещественного состава руд.

В монографиях [15, 16, 44] детально освещены вопросы, связанные с методическими приемами измерения отражения и других оптических свойств, а также приведено описание аппаратуры, используемой для этих целей. Вопросы диагностики рудных минералов с помощью различного рода определительских таблиц рассмотрены в справочных руководствах [3, 18, 35]. В 1977 г. КРМ подготовлена и издана унифицированная картотека [39], в которой приведены значения R в видимой области (400–700 нм) для 159 рудных минералов. Большая часть этих данных обобщает результаты, полученные зарубежными исследователями. В картотеке, помимо значений R , измеренных в воздухе, для 110 минералов указаны коэффициенты отражения в иммерсии.

Интенсивные работы ведутся в области использования колориметрических методов для оценки цвета рудных минералов. В книге Т.Н. Чвилевой [31] рассмотрены основные принципы расчета цветовых характеристик по спектрам отражения и приведены данные о цветности 159 рудных минералов. Вопросы использования цветовых характеристик для создания систем, позволяющих автоматизировать процесс диагностики рудных минералов, обсуждаются в работе Н.И. Шумской [33]. Творческий обмен опытом и дискуссии, устраиваемые на школах–семинарах по рудной микроскопии за рубежом, в немалой степени способствуют внедрению и популяризации оптических методов. Опыт организации подобной школы–семинара в Москве¹ [8] показал, что они являются наилучшей формой коллективного творчества исследователей и одним из важных элементов в системе внедрения достижений науки в практику минералогических лабораторий.

Однако, отмечая возросший уровень исследований оптических свойств в отраженном свете и значительные успехи в области диагностики рудных минералов, нельзя считать, что возможности оптических методов полностью исчерпаны. Существуют потенциальные резервы как в отношении углубленного изучения оптических свойств, так и в области дальнейшего усовершенствования аппаратуры и методов измерений с целью получения более точных или принципиально новых результатов.

К настоящему времени измерены только спектры отражения большинства рудных минералов в воздухе и частично в иммерсии, поэтому на следующем этапе исследований необходимо получение максимально возможного объема достоверной информации об оптических свойствах отдельных минеральных разновидностей, состав и особенности структуры которых тщательно изучены. Исследова-

¹ Первая школа–семинар по рудной микроскопии была организована по инициативе Комиссии рудной микроскопии Всесоюзного минералогического общества (председатель комиссии профессор Т.Н. Шадлун) и состоялась в Москве в октябре 1976 г.

ния такого рода помогут создать банк данных для использования в системах машинной диагностики рудных минералов на основе вероятностно-статистических методов [34]. Кроме того, накопление нового фактического материала даст возможность выявить и уточнить зависимости состав — свойства для решения некоторых вопросов изоморфизма и типоморфизма, а в более отдаленном будущем и для познания зонной структуры рудных минералов, которые являются наиболее сложными объектами исследования с точки зрения физики твердого тела. Решение указанных задач потребует координации исследований в международном масштабе, поэтому вопросы стандартизации условий измерений, унификации аппаратуры и принадлежностей, введения корректирующих поправок и т.д. приобретают сейчас первостепенное значение. По-видимому, уже в ближайшие два-три года начнется систематическое изучение оптических свойств рудных минералов в ультрафиолетовой и инфракрасной областях спектра. Для небольшого количества минералов предварительные данные¹ по спектрам отражения за пределами видимой области получены. Необходимо учесть опыт прошлых лет, чтобы освоение новых спектральных диапазонов сопровождалось минимальными информационными "шумами", которые создает публикация недостоверных результатов.

В данной работе рассматриваются отдельные аспекты указанных вопросов с учетом перспективы развития методов исследования оптических свойств рудных минералов. По-видимому, для многих исследователей представят интерес данные по статистическому распределению отдельных оптических характеристик, полученные в результате обобщения фактического материала по спектрам отражения более 200 минералов. Использование ограниченного числа признаков для диагностики относительно большого числа природных соединений позволяет сделать переоценку роли визуальных фотометрических измерений в рудной микроскопии. В связи с этим автором рассмотрен ряд чрезвычайно простых в конструктивном отношении оптических систем, которые при промышленном изготовлении могут быть доступны практически каждому исследователю. Публикуя материалы своих исследований, автор надеется, что они окажутся полезными для специалистов по рудной микроскопии и будут способствовать разработкам и выпуску новых приборов, полностью реализующих возможности оптических методов.

НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ОПТИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Анализ многочисленных экспериментальных данных позволил автору изучить особенности статистического распределения рудных минералов по отдельным оптическим характеристикам: осности, оптическо-

¹Расширение спектрального диапазона измерений органически связано с проблемой аттестации и проверки серии эталонов, принятых КРМ и рекомендованных для внедрения в международном масштабе.

Таблица 1

Распределение рудных и прозрачных минералов по анизотропии, осности и оптическому знаку для 580 нм в процентах к общему числу минералов

Характер анизотропии и осность	Оптический знак	Минералы	
		рудные	прозрачные
Изотропные		40	14,9
Анизотропные		60	85,1
Одноосные	+	6,4	6,8
	-	5,5	13,8
Двуосные	+	12,8	30,3
	-	10,2	31,8
	±	2,1	
Минералы, меняющие оптический знак в видимой области		8,9	1
Минералы, у которых осность и знак достоверно не определены		14,1	2,4

му знаку, отражению при 580 нм, коэффициенту частной дисперсии F , характеризующему крутизну спектра отражения, двуотражению и т.д. Эта информация необходима для правильного выбора эталонов, построения диагностических таблиц и систем машинной диагностики минералов, а также для усовершенствования методических приемов исследования оптических свойств отдельных групп минералов.

В табл. 1 показано распределение рудных минералов по осности и оптическому знаку. Там же для сравнения приведены аналогичные данные для прозрачных минералов, опубликованные в справочном руководстве Е. Ларсена и Г. Бермана [20].

Данные для прозрачных минералов более представительны, так как охватывают около 1700 минеральных видов, в то время как рудных минералов, для которых делались эти выкладки, насчитывается около 240. Разумеется, учет большего числа рудных минералов несколько изменит характер распределения, показанный в табл. 1, но некоторые выводы останутся в силе. Во-первых, среди рудных минералов доля изотропных приближается к половине, в то время как у прозрачных минералов изотропные составляют примерно 15% общего числа. Диагностика рудных минералов с учетом этого фактора несколько облегчается, поскольку ориентировка сечений часто не имеет значения.

Среди рудных минералов много таких, которые меняют оптический знак. Спектры главных показателей при этом пересекаются в очень узком диапазоне длин волн, который является характерным признаком отдельных минералов и позволяет надежно их идентифицировать. Оптический знак также является информативным признаком, особенно при наличии достаточного количества сечений разной ориентации.

У 14% рудных минералов осноть и оптический знак достоверно не установлены, т.е. необходимо более детально исследовать эти минералы, поскольку определение осноты и знака сопряжено с получением данных для главных показателей отражения.

Сведения об оптическом знаке (см. табл. 1) получены на основе измерений отражения. По мере развития эллипсометрических методов исследования оптических констант n и k , а также более точных их расчетов на основе измерений R в воздухе и иммерсии появится возможность сопоставить результаты определения оптического знака из основных констант R , n и k . В общем случае однозначное соответствие может и не наблюдаться, т.е. этот признак также можно будет использовать для диагностических целей.

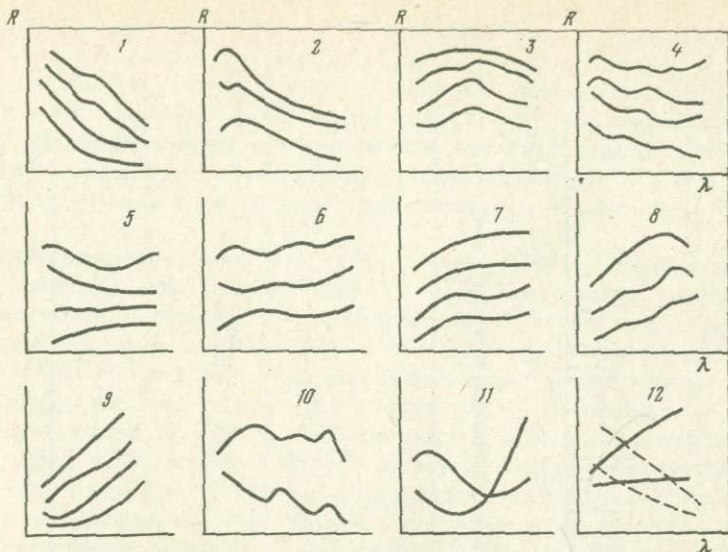
В оптике прозрачных кристаллов выделяют три типа дисперсии показателя преломления: нормальный, аномальный и смешанный. Такое деление вполне целесообразно, поскольку зависимость показателя преломления от частоты носит плавный характер. Формы спектров отражения рудных минералов более разнообразны, что обусловлено сложной зависимостью величины отражения от длины волны.

Таблица 2

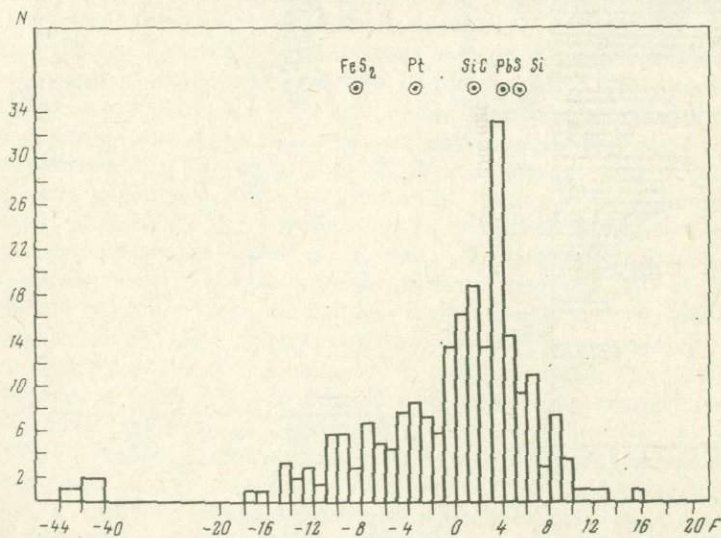
Распределение минералов по типам спектров отражения*

Классификация минералов	Типы спектров отражения											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Металлы	1					2	2	4	1	1		
Полуметаллы				3					1			2
Интерметаллические соединения							2	3	3		2	
Антимониды, висмутиды					1	1		3	2			
Арсениды				5		1			1		2	1
Диарсениды			1	4	3	1			1		2	
Простые сульфиды	5	5		3	4	2	4	4	1	1	1	3
Сложные сульфиды	13	13	9	17	4		5	5	4	2	6	7
Селениды	1	1	1	1					1	6	1	1
Теллуриды	3	1	3	2	1		2	4			4	1
Число минералов по отдельным типам спектров	23	20	14	35	13	8	15	23	15	10	18	15

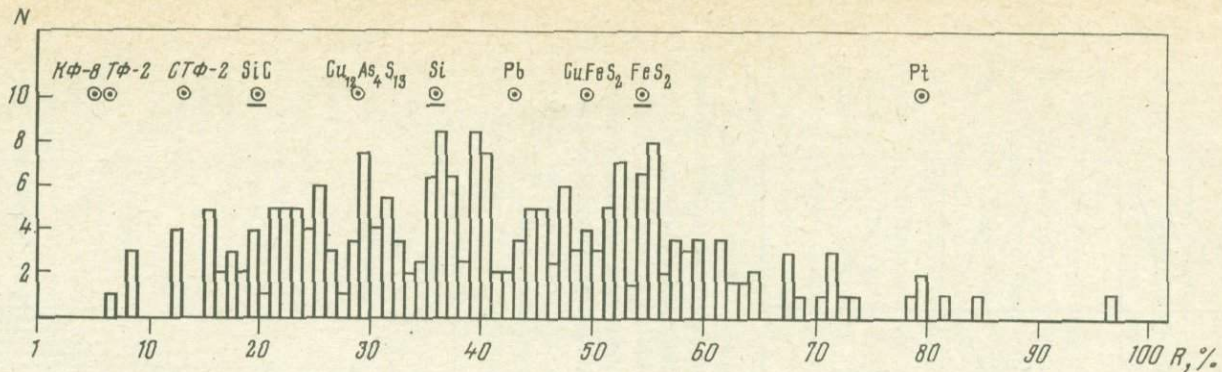
* См. фиг. 1.



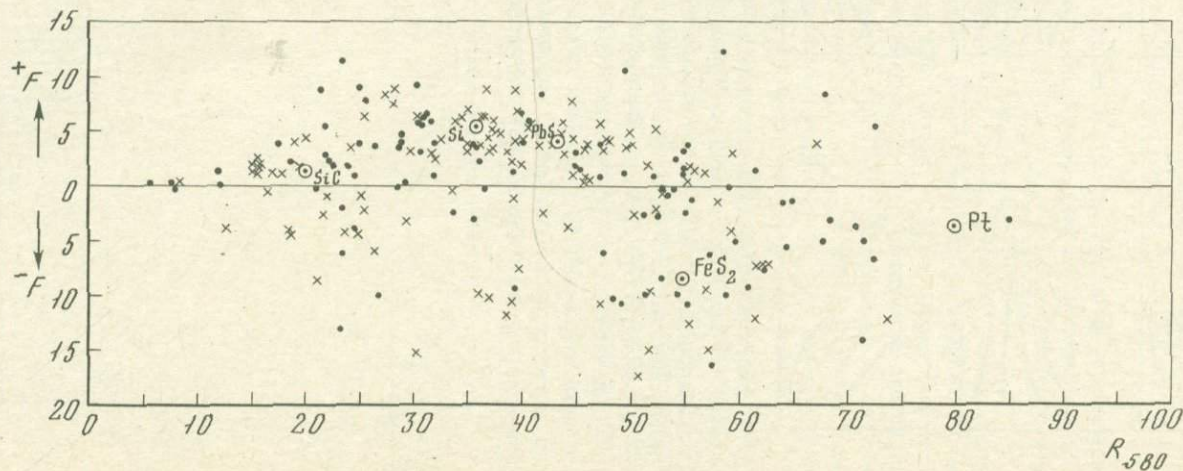
Фиг. 1. Наиболее характерные типы спектров отражения рудных минералов. В качестве основных признаков при классификации спектров отражения выбраны местоположение основных максимумов и крутизна спектра, определяемая параметром $F = R_{480} - R_{680}$. Для 1-4 - значения F отрицательные, для 5 - близкие или равные нулю; для 6-9 значения F положительны. К 10 относятся спектры отражения с ярко выраженной и сложной структурой, к 11 - спектры отражения анизотропных минералов, меняющих оптический знак, к 12 - обладающие сильной дисперсией двуотражения



Фиг. 2. Распределение рудных минералов по величине и знаку параметра F . Кружками показаны фазы, используемые как эталоны при измерениях R .



Фиг. 3. Распределение рудных минералов по величине отражения при 580 нм



Фиг. 4. Распределение рудных минералов по R_{580} и F . Изотропные минералы обозначены точками, анизотропные — крестиками

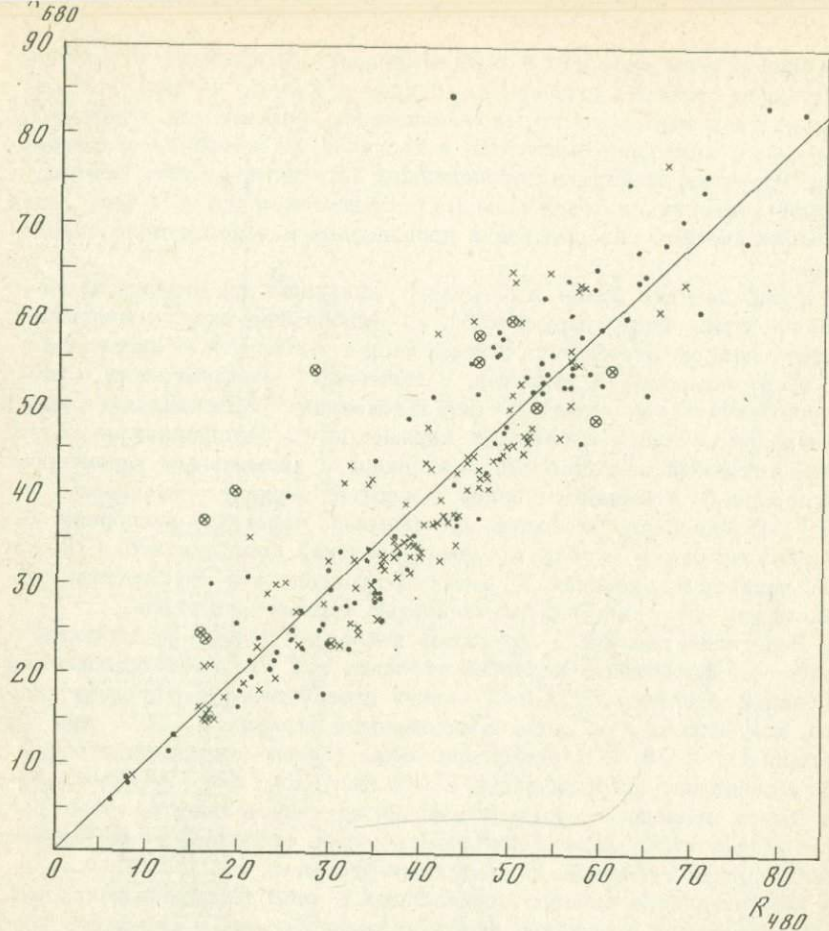
В связи с этим автор [12, 13] выделяет 12 наиболее характерных типов спектров отражения, которые показаны на фиг. 1. Указанные типы выделены по местоположению максимумов отражения в видимом диапазоне длин волн и величине F , которая характеризует крутизну спектра в определенном интервале частот. Поэтому нельзя согласиться с мнением П.С. Бернштейна [5, 6], что "такая морфологическая классификация произвольна и недостаточно определена".

Распределение более 200 рудных минералов по отдельным типам спектров иллюстрирует табл. 2. Наибольшее число минералов имеет спектры отражения, относящиеся к 4 типу, т.е. дисперсия R носит нормальный характер, а величина F положительна и незначительна по амплитуде. На фиг. 2 показано распределение рудных минералов по знаку и величине параметра F . Распределение носит асимметричный характер. Для минералов с аномальным характером дисперсии R отмечаются более широкие вариации значения F ($0+ -44$). Минералы, имеющие нормальный характер дисперсии R , сконцентрированы в области малых значений коэффициентов F ($0+6$). Для некоторых значений F имеются провалы, это обусловлено, по видимому, недостаточной изученностью рудных минералов.

Над гистограммой F кружками показаны соединения, которые часто используются в качестве эталонов при измерениях отражения. Основные эталоны Si и SiC имеют незначительную крутизну спектра, как, впрочем, и вновь предложенный эталон (W, Ti)C, для которого $F = -6,6$. Поэтому для более точных измерений отражения минералов, относящихся к 8 и 9 типу (см. фиг. 2), необходимо иметь эталоны с соответствующей крутизной спектра, т.е. $F = -(10+40)$, либо использовать серию эталонов, чтобы суммарная величина F лежала в указанных пределах.

Сопоставление данных, приведенных в табл. 2, показывает, что формы спектров отражения наиболее разнообразны у сульфидов простого и сложного состава, в то время как металлы, полуметаллы и интерметаллические соединения имеют формы спектров отражения преимущественно 6+9 типа, т.е. частотная зависимость R носит аномальный характер. Такое распределение зависит от величины запрещенной зоны (E_g), которая для металлов и интерметаллических соединений относительно мала, так что основная полоса поглощения располагается в инфракрасной области спектра. У сульфидов сложного и простого состава ширина запрещенной увеличивается и максимумы поглощения приходятся на видимую и ультрафиолетовую области спектра, что обуславливает, с одной стороны, большее разнообразие форм спектра, а с другой — преобладание типов спектров с нормальным характером дисперсии R .

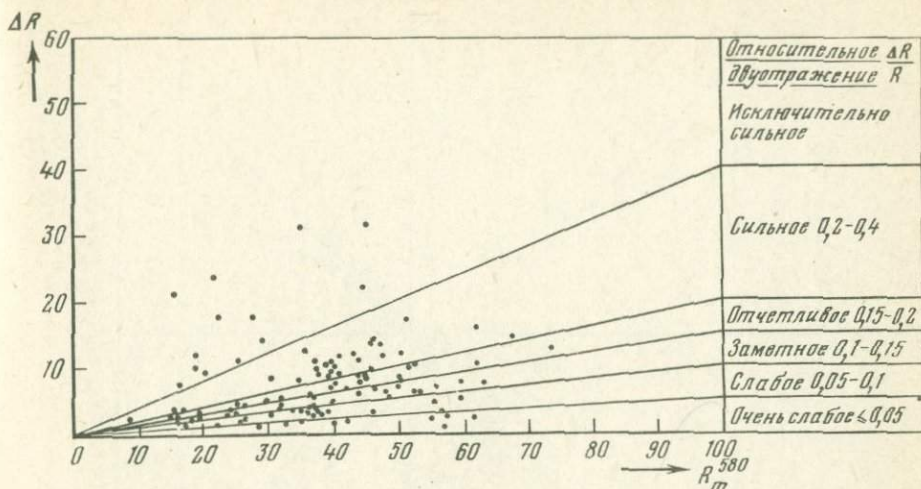
Особый интерес с диагностической точки зрения представляет распределение рудных минералов по величине R для длины волны 580 нм, которое показано на фиг. 3. Кружками отмечены низкоотражающие стекла (КФ-8, ТФ-2, СТФ-2), синтетические фазы (Si, SiC) и природные соединения (FeS_2 , PbS и др.), используемые в



Фиг. 5. Распределение рудных минералов по R_{480} и R_{580} . Изотропные минералы показаны точками, анизотропные — крестиками

качестве эталонов. При построении диаграммы не учитывались многие рудные минералы с низкими значениями R . Фактически коэффициенты отражения преобладающей части природных минералов попадают в диапазон $4 + 15\%$ абс. (окислы, силикаты, карбонаты и т.д.). Из фиг. 3 видно, что большинство рудных минералов имеет значения R , которые приходятся на интервал $15 + 65\%$ абс. Распределение минералов внутри этого интервала неравномерно, однако следует учесть, что привлечение данных по оптическим свойствам вновь открытых и относительно редких минералов в какой-то мере изменит характер распределения, возможно, в сторону более равномерного.

Анализ диаграммы, изображенной на фиг. 3, показывает, что определение только R_{580} с учетом погрешности измерений и других неблагоприятных факторов позволяет идентифицировать лишь



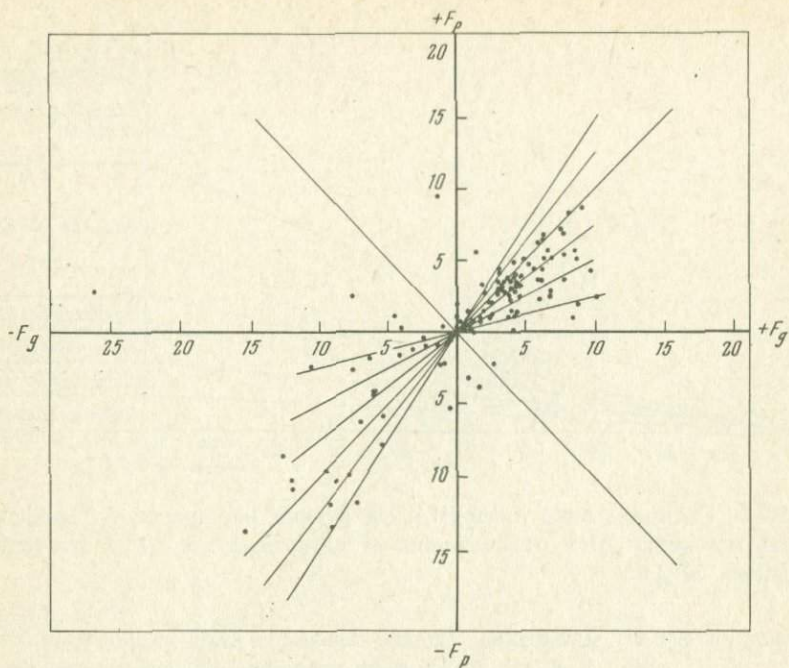
Фиг. 6. Распределение анизотропных рудных минералов по величине двутражения ΔR и относительному двутражению $\Delta R/R$ при длине волны 580 нм

группы из 8 + 10 минералов. Однако значение двух параметров R_{580} и F , либо R_{480} и R_{680} дает возможность уменьшить число групп минералов, обладающих сходными оптическими свойствами. На фиг. 4 и 5 показано распределение изотропных (точки) и анизотропных (крестики) рудных минералов по указанным выше параметрам. Практически большинство рудных минералов с отрицательными значениями $F > (2 + 3)$, идентифицируются однозначно.

Менее благоприятно использование выбранных величин для диагностики минералов с положительными значениями F . Плотность отдельных полей диаграмм оказывается достаточно высокой, т.е. для уверенного распознавания минералов необходимо привлекать дополнительную информацию об их оптических свойствах. Это относится к сульфосолям серебра, сульфоантимонидам, сульфоарсенидам, сульфотеллуридам и ряду других сульфидов сложного состава. Все эти минералы анизотропны, что еще более затрудняет их диагностику.

На фиг. 6 показано распределение анизотропных рудных минералов по абсолютному и относительному двутражению ΔR . Большая часть минералов попадает в интервал значений $\Delta R/R$ от очень слабого до отчетливого при визуальной оценке эффекта двутражения. Однако учет двутражения целесообразен только в том случае, если в распоряжении исследователя имеется несколько или большое количество разноориентированных сечений. Построение $R_g - R_p$ диаграммы [15] дает возможность исключить минералы с другим оптическим знаком и иными соотношениями главных показателей отражения, которые находятся путем статистических измерений R .

У анизотропных минералов параметры F для спектров главных

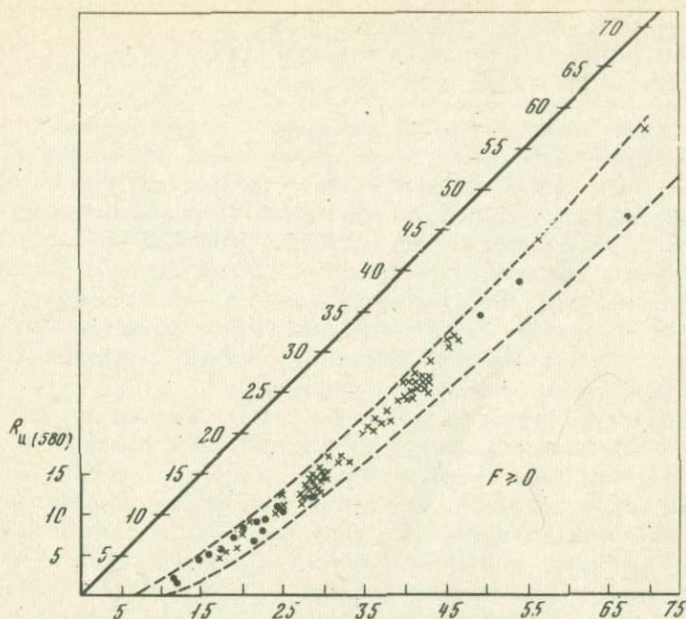


Фиг. 7. Распределение анизотропных рудных минералов по параметрам $F_g = R_g^{480} - R_g^{680}$ и $F_p = R_p^{480} - R_p^{680}$

показателей отражения могут отличаться. Распределение рудных минералов по величине F_g и F_p показано на фиг. 7. Большая часть минералов приходится на правый верхний квадрант и сосредоточена вблизи его диагонали, т.е. $F_g = F_p$, а спектры отражения R_g и R_p практически параллельны.

Привлечение данных по двуотражению и дисперсии двуотражения оказывается наиболее эффективным для минералов с отрицательными значениями F , для анизотропных минералов, имеющих положительные величины F в пределах $1 \div 6\%$ и значения R в интервале $30 \div 50\%$, эта информация оказывается недостаточной. Следовательно, для уверенной диагностики таких минералов необходимо иметь информацию о комплексе оптических свойств, измеренных в более широкой области спектра. Современный уровень оптического приборостроения позволяет создать микроспектрофотометры для исследования отражения в диапазоне длин волн 200–1200 нм при локальности измерений 1 – 10 мкм. Увеличение размеров фотометрируемой площади дает возможность еще более расширить диапазон измерений R в инфракрасной области. Кроме того, исследования оптических свойств могут быть выполнены не только в воздухе, но и в различных иммерсионных средах: воде, глицерине, иммерсионном масле, высокопреломляющих жидкостях и сплавах.

На основании данных картотеки [39] автор построил диаграмму



Фиг. 8. Диаграмма, показывающая распределение рудных минералов по величинам R_{580} в воздухе (σ) и иммерсии (u). Изотропные минералы отмечены точками

(фиг. 8), показывающую распределение минералов по величинам R_{580} в воздухе и иммерсии. Ранее диаграмма такого рода была составлена М.Н. Пономаревой [25], однако заимствованные ею литературные данные являются менее достоверными, чем приведенные в картотеке КРМ. Из фиг. 8 видно, что вариации коэффициентов отражения R , измеренных в иммерсии при 580 нм, не превышают 5% абс. для интересующего нас диапазона значений R . Для диагностики анизотропных рудных минералов информативность диаграммы, показанной на фиг. 8, оказывается недостаточной, так как приходится учитывать фактор случайной ориентировки сечений.

Таким образом, использование даже ограниченного числа параметров, характеризующих оптические свойства рудных минералов (R_{580} , F , ΔR , F_g , F_p , R_{480} и R_{680} , R_u) позволяет идентифицировать около 80% рудных минералов, а для остальной их части выделить несколько групп минералов с близкими оптическими свойствами. Это весьма важно для рационального составления диагностических таблиц, определителей и ключей к ним, а также для разработки систем, позволяющих автоматизировать процесс идентификации минералов. Кроме того, указанный вывод дает возможность "реабилитировать" методы визуального фотометрирования, а это означает более широкое внедрение количественной оценки оптических свойств в учебную и исследовательскую практики.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Информация об оптических свойствах рудных минералов может быть успешно использована для изучения особенностей их состава и структуры. Детальное минералогическое картирование рудных месторождений, поиски слепых рудопроявлений, исследование парагенетических минеральных ассоциаций, решение вопросов изоморфизма и типоморфизма требуют более высокого уровня изучения вещественного состава руд. Это становится понятным, если считать, что сложнейшие механизмы образования рудных месторождений находят отражение в специфических особенностях состава, структуры и пространственном распределении минералов.

Следовательно, изучение вариаций изменчивости оптических свойств, обусловленных изоморфным вхождением примесей, нестехиометричностью, дефектами структуры, изменением их энергетической структуры и другими факторами, зависящими прямо или косвенно от условий образования, является столь же важной задачей, как и проблема диагностики рудных минералов. И хотя точность определения химического состава минералов оптическими методами невысока, по сравнению с другими методами анализа они имеют несомненное преимущество в экспрессности. Современные приборы типа МРМ, МРV, МСФП-1 позволяют быстро исследовать десятки выделений минералов в шлифе, а использование мини-компьютеров облегчает построение гистограмм, отражающих распределение той или иной оптической характеристики. Поэтому оптические методы должны обязательно предшествовать другим методам исследования вещественного состава руд. Только в этом случае значительно возрастает эффективность рентгеновского и спектрального микроанализа. Однако при статистических измерениях R необходим контроль за координатами исследуемых участков, иначе ценность информации об изменчивости оптических свойств значительно снижается.

Рассмотрим на примере отдельных групп изоструктурных минералов изменчивость оптических свойств, обусловленную вариациями химического состава.

Золото-серебро. Оптические свойства минералов этого ряда детально изучали многие исследователи, ссылки на работы которых приведены в обзоре автора [11], монографии М.С. Безсмертной с соавторами [24], справочном руководстве [3]. Определение пробы золота весьма важно при изучении стадийности и этапности формирования золотого оруденения, сопоставлении источников россыпного и рудного золота, исследовании процессов метаморфизации, перекристаллизации и т.д.

Существенные различия спектров отражения золота и серебра позволяют определять отношение Au/Ag в природных фазах, однако точность определения пробы оптическими методами пока недостаточно высока из-за суммарного влияния трех неблагоприятных

Таблица 3

Значения R серебра и золота после электролитической полировки [26]

Длина волны, нм	Отражение, %		$R_{Ag} - R_{Au}$
	Ag	Au	
251	34,1	38,8	-4,7
288	21,2	34,0	-12,8
305	9,1	31,8	-22,7
326	14,6	28,6	-14,0
357	74,5	27,9	46,6
385	81,4	27,1	54,3
420	86,6	29,3	55,3
450	90,5	33,1	57,4
500	91,3	47,0	44,3
550	92,7	74,0	18,7
600	92,6	84,4	8,2
650	94,7	88,9	5,8
700	95,4	92,3	3,1
800	96,8	94,9	1,9

факторов, к числу которых относятся качество полировки, погрешности измерений R , обусловленные отсутствием достоверных высокоотражающих эталонов, и, наконец, ограниченность спектрального диапазона измерений отражения. Поэтому наиболее удовлетворительные результаты получаются лишь при определении пробности золота в пределах отдельных лабораторий, когда систематическую погрешность измерений можно не учитывать. Качество полировки заметно сказывается на абсолютных значениях R и в меньшей степени на крутизне спектра отражения. В работе П.С. Бернштейна и С.С. Козак [4] было предложено определять пробу золотин, используя отношение R_{640}/R_{480} . Если предполагать, что занижение абсолютных значений R , обусловленное качеством полировки, сказывается одинаковым образом во всем спектральном диапазоне измерений, то оценка пробы по коэффициенту $F = R_{640} - R_{480}$ даст результаты более точные, чем по отношению R_{640}/R_{480} . При $R_{640} = 88\%$ и $R_{480} = 40\%$ крутизна спектра $F = 48\%$, а $R_{640}/R_{480} = 2,2$. Занижение величины R_{640} и R_{480} на 5%, очевидно, не скажется на изменении F , а $R_{640}/R_{480} = 2,38$, т.е. относительное увеличение составит примерно 8%. Кроме того, в отношении чувствительности длины волн 640 и 480 нм не являются оптимальными для определения пробы золота.

Анализ табл. 3, в которой приведены данные по отражению электролитически полированных серебра и золота [26], а также вели-

чины ($R_{Ag} - R_{Au}$) приводит к выводу, что наилучшими для определения пробности являются длины волн 305 и 450 нм. В этом случае (F) для золота составит 1,3%, а для серебра - 81,4%. Следовательно, для указанных длин волн параметр F золотин будет зависеть только от содержания серебра. Рассмотренный пример показывает, что эффективность оптических методов определения пробы золота можно существенно повысить, расширив спектральный диапазон измерений в ближнюю ультрафиолетовую область.

Минералы группы платиновых металлов. Число минеральных разновидностей, образуемых группой платиновых металлов, весьма велико и практически ежегодно происходит открытие новых природных соединений. Обзор данных по физическим свойствам большинства минералов и минеральных разновидностей этой группы приведен в работах А.Д. Генкина [17] и О.Е. Юшко-Захаровой [36]. Широкий диапазон вариаций химического состава, образование твердых растворов, явления изоморфизма обуславливают соответственно и изменчивость оптических свойств этих соединений. Детальное изучение зависимости состав - оптические свойства указанной группы минералов является предметом специальной работы, поэтому мы ограничимся лишь некоторыми примерами.

У твердых растворов Pt - Fe с увеличением железистости значения R уменьшаются практически во всем видимом диапазоне, в меньшей степени варьирует параметр F . По данным работы [47], изменение содержания Fe 4,7 - 10,7% обуславливает уменьшение отражения примерно на 3 абс.%. О.Е. Юшко-Захарова [36] для тех же составов фиксирует изменение R в пределах 5 ÷ 8 абс.%. По мнению автора, указанные расхождения вызваны скорее систематическими погрешностями измерений, нежели качеством полировки. По-видимому, использование разных эталонов (Si и WC), а также отсутствие методов проверки линейности регистрирующей системы и обуславливают недостаточную сходимость результатов. Чем больше разница между отражением эталона и образца, тем хуже сходимость данных, получаемых разными исследователями для высокоотражающих минералов, у которых $R > 60\%$.

Можно показать, что для ряда Pt - Fe наиболее эффективными окажутся измерения R в ультрафиолетовой области - $\lambda = 250$ нм и в видимой - $\lambda = 700$ нм. При расчете параметра F для этих волн его величина у Pt достигает 30 + 35 абс. % и в большей степени зависит от содержания Fe.

При сопоставлении оптических свойств соединений ряда PdBi - PdTe - PdSb, полярита, пломбопалладинита, станнопалладинита и других минеральных разновидностей, отличающихся по составу, но сходных по структуре, видно, что даже незначительные колебания состава обуславливают вариации R и F , но тип спектра отражения практически не меняется.

Для минералов платиновой группы в большинстве случаев соблюдается эмпирическое правило, установленное Ф. Филлипсом [43]

для ряда халькогенидов свинца и изоструктурных минералов: с увеличением порядкового номера катионов и анионов, входящих в состав минерала, R возрастает. Однако у соединений палладия ($z=46$) коэффициенты отражения выше, чем у аналогичных соединений платины ($z=78$). По-видимому, более корректно исследовать характер этой закономерности для значений R , соответствующих максимумам спектров отражения, как показано в работе Л.И. Бочек [10].

Пирит (FeS_2) - ваэсит (NiS_2) - каттьерит (CoS_2). В этой группе минералов наиболее детально исследовались оптические свойства пирита. Пириты из разных месторождений обнаруживают постоянство оптических характеристик, если содержание примесей Ni, Co, As, Hg очень мало. Установлено, что плоскости (111) и (100) пирита с одним и тем же составом имеют величины R , отличающиеся на $0,5 + 1,5$ абс. % [37]. Это, по-видимому, связано с различной деформируемостью поверхностного слоя в процессе полировки. Более высокие значения R имеет плоскость (111).

Спектры отражения ваэсита и каттьерита, по данным Демирсоря [37], относятся к 5 типу (см. фиг. 1). Более низкие значения R и F характерны для ваэсита. Спектр отражения пирита относится к 7 типу, F достигает 8-9%. По оптическим свойствам пирит резко отличается от минералов ряда $\text{NiS}_2 - \text{CoS}_2$, хотя порядковые номера катионов весьма близки. Наибольшая разница значений R пирита и ваэсита приходится на интервал длин волн $580 + 640$ нм. R пирита составляет примерно 55%, а у ваэсита R снижается до 31%. Поэтому при изучении оптических свойств пиритов из разных месторождений весьма удобны диаграммы, показывающие их распределение по величине R_{620} и F , т.е. подобные диаграмме, показанной на фиг. 5. Указанным методом можно выделить образцы пиритов, содержащие суммарные количества NiS_2 и CoS_2 в пределах $3 \div 5\%$ и выше.

Вхождение мышьяка, сурьмы и ртути в структуру пирита приводит к уменьшению абсолютных значений R , но параметр F при этом изменяется незначительно. Изоморфные примеси, которые увеличивали бы значения R пирита, пока не обнаружены.

Арсенопирит (FeAsS) - гудмундит (FeSbS). Арсенопирит так же, как и пирит относится к числу распространенных рудных минералов, гудмундит относительно редок. Оба минерала обладают весьма специфическими оптическими свойствами, что позволяет их легко распознавать даже по форме спектров отражения¹. Арсенопирит меняет оптический знак в интервале $540 + 580$ нм (в зависимости от ориентации среза), гудмундит при 670 нм. Сле-

¹ В работе [9] спектры отражения арсенопирита на фиг. 2 ошибочно приписаны гудмундиту, и наоборот, что послужило поводом для критического замечания Т.Н. Чвилевой и других исследователей [31].

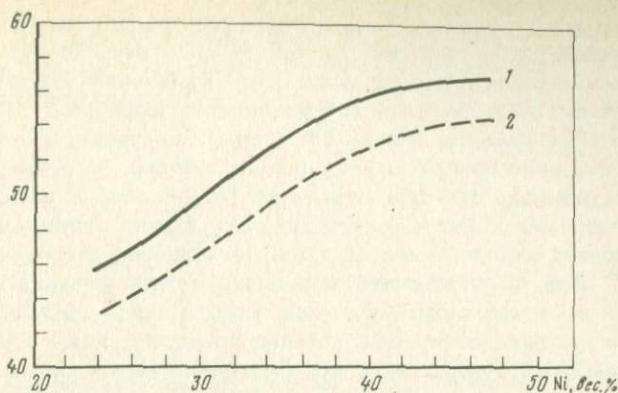
довательно, определение области смены знака дает возможность выявить арсенопириты, содержащие повышенные количества сурьмы. По данным [39], происходит смещение области смены знака и для Co-содержащих разностей арсенопирита.

Следует отметить, что исследование оптических свойств арсенопирита осложняется дисперсией погасания. Только проявлением сильной дисперсии погасания можно объяснить парадоксальность результатов, полученных Т.Н. Чвилевой [29] для различно ориентированных сечений арсенопирита. Из ее данных следует, что промежуточные значения R в коротковолновой области спектра (до области смены знака) после смены знака становятся вдруг максимальными. Предварительные исследования автора показали, что такая "аномалия" обусловлена сильной дисперсией погасания [15], и определение главных показателей отражения исследуемого сечения арсенопирита должно выполняться для каждой длины волны после точного определения иотинного положения погасания. Оно находится путем исследования зависимости изменения R при повороте столика микроскопа на 360° . Поэтому измерения Rg' и Rp' , выполненные при установке сечения в положение погасания в белом свете или для какой-нибудь одной длины волны, окажутся недостоверными. Фактор дисперсии погасания следует учитывать при исследовании оптических свойств всех рудных минералов моноклинной и триклинной сингонии.

Пентландит. Детальные исследования пентландитов Норильской группы месторождений позволили выявить разности с переменным содержанием Fe, Ni, Co, Cu, Ag. Вариации состава пентландитов сказываются и на изменчивости оптических свойств. Следовательно, статистические измерения R пентландитов из разных типов руд дают возможность изучить особенности пространственного распределения отдельных разновидностей, отличающихся по составу. Такая информация весьма интересна в генетическом отношении, поскольку состав пентландита зависит от условий кристаллизации и дифференциации сульфидного расплава.

На фиг. 9 показана зависимость изменения величины R при 580 нм от содержания Ni в вес. %. Кривые 1 и 2 построены на основании данных Г.А. Митенкова и других [23] и исследований автора. Они ограничивают поле разброса значений R для образцов с одинаковым содержанием Ni. С увеличением содержания Ni отражение пентландита увеличивается. Казалось бы, что у Cu- и Ag-содержащих пентландитов эта тенденция сохранится в соответствии с отмеченной выше закономерностью, однако происходит резкое уменьшение значений R , в то время как крутизна спектров почти не меняется. Возможно, указанное явление обусловлено локализацией серебра преимущественно в октаэдрических позициях структуры аргентопентландита [27].

Интересные результаты были получены рядом исследователей при изучении оптических свойств природных и синтетических соединений из группы блеклых руд [21, 30, 38, 40, 42, 46]. Совер-



Фиг. 9. График зависимости между содержанием Ni (в вес. %) и величиной отражения R_{580} . Кривая 1 построена по материалам исследований автора, кривая 2 — по данным [23]

шенный изоморфизм между As и Sb, изоморфные замещения меди Ag, Fe, Ni, Zn, Hg, Cd, сурьмы и мышьяка Bi, Te, серы селеном обуславливают и соответствующую изменчивость оптических свойств отдельных разновидностей этой группы.

В методическом отношении изучение спектров отражения блеклых руд имеет свои особенности. Колебания состава исследуемых образцов незначительно сказываются на величине R . При сопоставлении спектров отражения приходится обращать внимание на смещение относительно пологих максимумов, сравнивать параметры F для отдельных узких интервалов длин волн, учитывать мельчайшие нюансы изменения структуры спектров. Следовательно, к точности измерений R и качеству полировки должны предъявляться более высокие требования.

В настоящее время удается идентифицировать более или менее однозначно крайние члены ряда теннантит — тетраэдрит, содержащие либо незначительные количества примесей, либо повышенные концентрации одного-двух элементов. Промежуточные разновидности, содержащие гамму элементов в разных соотношениях, могут иметь очень сходные спектры отражения. По данным французских исследователей [38], в синтетических тетраэдритах вхождение серебра приводит к снижению R , цинка и железа — к повышению. Наименьшая крутизна спектра наблюдается у железосодержащих тетраэдритов.

Полученные результаты противоречат выводам Т.Н. Чвилевой [30] о том, что "железо и цинк, заметно не отличающиеся от меди по атомному весу и размерам ионных радиусов, не вносят существенных изменений в физические свойства блеклых руд даже при значительных содержаниях — до 5–8 вес. %. Влияние же таких элементов, как серебро и в особенности ртуть ощущается уже и при незначительном вхождении их в решетку минерала (порядка 1,5–2,0 вес. %)". Сопоставление спектров отражения синтетических

Zn-содержащих и Ag-содержащих тетраэдритов показывает, что при почти одинаковых содержаниях (Zn - 7,35 вес. %, Ag - 6,20 вес. %) влияние цинка сказывается на изменении величины R более чем в два раза сильнее по сравнению с серебром. В еще большей степени сказывается на изменении оптических свойств тетраэдрита вхождение железа в количестве 5,9 вес. %. Причем максимальные различия спектров отражения отмечаются в длинноволновой части видимой области. Учитывая, что ширина запрещенной зоны тетраэдрита, определенная по краю поглощения, составляет около 2, 3 эВ, надо полагать, что вхождение железа и цинка приводит к столь же существенному уменьшению ширины запрещенной зоны, как и вхождение серебра. Именно по этой причине прозрачность блеклых руд уменьшается по мере увеличения содержания Fe, как отмечается в справочнике [22]. Природные образцы, как правило, содержат комплекс примесей, поэтому при анализе оптических свойств приходится учитывать их суммарное влияние.

Блеклые руды - одна из наиболее интересных групп минералов для изучения влияния примесей на изменение ширины запрещенной зоны E_g , которая является фундаментальной характеристикой с точки зрения теории твердого тела. Однако методы определения E_g , основанные на расчете поглощения k из измерений R в двух средах, имеют низкую точность. В этом случае более перспективны методы измерения спектров поглощения в тонких прозрачно-полированных шлифах, либо использование комплекса методов, включая и эллипсометрические.

При минералого-геохимических исследованиях бывает важно установить изоморфный характер примесей и отличить их от субмикроскопических включений других фаз. В этом смысле изучение изоморфизма оказывается тесно связанным с исследованием однородности минералов.

Сравнение оптических свойств минеральных разновидностей, отличающихся по составу, позволяет в большинстве случаев правильно решить вопрос о форме вхождения примесей, если неоднородность минеральных выделений с помощью обычного микроскопа не выявляется. В качестве основного критерия при изучении форм вхождения примесей автор предлагает использовать аддитивность оптических свойств, которая проявляется и в случае субмикроскопической неоднородности минералов¹.

Допустим, что исследуемое выделение рудного минерала состоит из двух фаз A и B , причем фаза B находится в виде субмикроскопических выделений. В этом случае мы измеряем интегральный

¹ Если размер областей локальной неоднородности минерала составляет единицы или десятки ангстрем, то вопрос об использовании критерия аддитивности в ряде случаев не может быть решен однозначно.

спектр отражения смеси фаз A и B , каждая из которых характеризуется величиной отражения R_A и R_B для длин волн $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ и т.д. Используя правило аддитивности, можно составить следующую систему уравнений:

$$\left. \begin{aligned} C_A \cdot R_A^{\lambda_1} + C_B R_B^{\lambda_1} &= R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_1} \\ C_A \cdot R_A^{\lambda_2} + C_B R_B^{\lambda_2} &= R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_2} \\ \dots &\dots \\ C_A \cdot R_A^{\lambda_n} + C_B R_B^{\lambda_n} &= R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_n} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Если содержание фазы A в смеси — C_A , а фазы B — C_B , то $C_A + C_B = 1$. (2)

Для величины $R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_n}$ должны быть определены абсолютные значения.

Поскольку оптические свойства основной фазы A известны и требуется лишь определить форму вхождения элемента-примеси в ее состав, то используя систему уравнений (1) и (2), можно ответить на этот вопрос, сделав предположение относительно природы фазы B , содержащей интересующую нас примесь. Если интегральный спектр отражения ($R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_1}, R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_2}, R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_3}, \dots, R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_n}$) может быть получен аддитивным сложением спектров отражения фаз A и B , то изоморфный характер вхождения примеси очевиден. При изоморфном замещении элементов, особенно при малых содержаниях примесей, аддитивность оптических свойств не наблюдается.

Из уравнений (1) и (2) следует, что

$$C_B = \left[\frac{R_{\text{ИЗМ}}^{\lambda_n} - R_A^{\lambda_n}}{R_B^{\lambda_n} - R_A^{\lambda_n}} \right]. \quad (3)$$

Например, отражение пирита при длине волны 700 нм изменится на 1 абс. %, если содержание высокопробного золота в виде субмикроскопических выделений будет около 3 вес. %.

Явление аддитивности спектров отражения можно использовать при изучении структур распада твердых растворов и количественно-минералогическом анализе руд и продуктов их обогащения. Измерение интегральных спектров отражения минеральных выделений, которые представляют собой продукты распада твердых растворов, позволяет быстро и относительно точно установить содержание той или иной фазы, используя систему приведенных выше уравнений. При этом следует подбирать такие длины волн, чтобы различие по R для исследуемых фаз было максимальным, либо использовать

линии — компьютеры для об­счета всего интегрального спектра. В принципе для системы, состоящей из двух фаз, достаточно измерить интегральное отражение при одной или двух длинах волн, если расчеты ведутся с использованием параметра F . Использование большего числа волн позволяет повысить достоверность определения количественных соотношений минералов.

Аналогичные расчеты могут быть выполнены для любого числа фаз, поэтому измерение интегральных спектров отражения для представительных аншлифов руд и продуктов их переработки является экспрессным методом количественно-минералогического анализа. Естественно, что этот метод дает наилучшие результаты для фаз, содержание которых в шлифе или брикете превышает 3÷5%. При малых содержаниях минералов вклад их индивидуальных величин R в интегральное отражение становится соизмеримым с ошибками измерений.

Абсолютные значения интегрального отражения могут быть определены по любым эталонам, важно лишь, чтобы измеряемые площади шлифа и эталоны были равны. Влияние полировки, безусловно, сказывается на точности измерений, так же, как и анизотропия свойств разноориентированных сечений, но роль последнего фактора удастся несколько ослабить, используя циркулярно поляризованный свет. В то же время, в ориентированных шлифах можно изучать характер распределения анизотропных минералов по преимущественной ориентировке сечений, т.е. проводить своеобразный интегральный структурный анализ. В этом случае интегральный спектр отражения измеряют в линейно поляризованном свете при скрещенных николях вращая образец.

Исследования оптических свойств минералов с целью выяснения особенностей их кристаллической структуры носят ограниченный характер, поскольку анализ спектров отражения позволяет сделать вывод лишь о принадлежности исследуемого минерала к кубической, средним или низшим типам сингонии. Только в случае явно выраженной дисперсии погасания можно отличить ромбические минералы от моноклинных и триклинных. Поэтому наибольший интерес представляет сопоставление оптических свойств полиморфных и политипных модификаций рудных минералов.

В табл. 4 приведены значения отражения при 580 нм и параметра $F = (R_{480} - R_{680})$ для полиморфных модификаций некоторых рудных минералов. Сравнение данных показывает, что при переходе от низших сингоний к высшим у минералов одинакового состава коэффициенты отражения, как правило, уменьшаются, а величина параметра F возрастает, но имеются и исключения. Тип спектров отражения разных модификаций почти не меняется и только в парах пирит-марказит, лоцонит — энаргит форма спектров претерпевает существенные изменения.

Наименьшие показатели отражения R характеризуются более пологими и простыми по структуре спектрами. Максимумы отражения, отчетливо выраженные на спектрах R_g , для показателей R_p сгла-

Таблица 4

Оптические свойства некоторых полиморфных модификаций рудных минералов

Минерал	Сингония	Отражение при 580 нм				$F(R_{480}-R_{680})$	
		R_g	R_m	R_p	F_g	F_m	F_p
Пирит FeS_2	Кубическая		54,7			-8,4	
Марказит FeS_2	Ромбическая	56,7	52,9	50,6	0,8	-0,8	-3,1
Пирротины $Fe_{1-x}S$	Гексагональная	39,2	36,0		-7,8	-9,8	
	Моноклинная	40,8	36,9	35,3	-8,7	-10,3	-10,2
Троилит FeS	Гексагональная	42,1	38,5		-9,2	-11,8	
Макинавит FeS	Тетрагональная	45,7	21,9		-7,6	-2,7	
Халькопирит $CuFeS_2$	Кубическая		41,2			-17,1	
	Тетрагональная		49,2			-10,8	
Молибденит (2H) MoS_2	Гексагональная		44,7	20,5		7,7	5,5
Молибденит (3R)	Тригональная		37,6	17,8		2,9	1,5
Метациннабарит HgS	Кубическая		24,2			1,7	
	Тригональная	28,1	24,4		4,3	3,5	
Сфалерит ZnS (клеюфан)	Кубическая		16,0			1,1	
Вюртцит ZnS (синт.)	Гексагональная	16,5	16,3				
Люонит Cu_3AsS_4	Тетрагональная	28,5	25,6		-5,5	-5,3	
Энаргит Cu_3AsS_4	Ромбическая	28,5	25,3	23,8	-0,5	-0,9	-0,5

живаются, либо исчезают совсем. У подавляющего большинства анизотропных рудных минералов $F_g > F_p$, что иллюстрируется диаграммой, показанной на фиг. 7. Исключение составляют сравнительно немногочисленные анизотропные минералы, меняющие оптический знак. Различный характер дисперсии показателей R_g и R_p свидетельствует о наличии скрытой взаимосвязи между поляризацией света и анизотропией электронного строения минералов. Следовательно, весьма ценная информация может быть получена при изучении ориентировки оптических поверхностей R , n и k относительно главных кристаллографических осей. При исследованиях такого рода требуются ориентированные срезы анизотропных кристаллов, поэтому интенсификация работ в этом направлении зависит в первую

очередь от разработки методов определения кристаллографической ориентировки сечений рудных минералов непосредственно в полированных шлифах и препаратах.

ПЕРСПЕКТИВЫ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ АППАРАТУРЫ И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ

Уточнение и расширение объема информации об оптических свойствах рудных минералов неразрывно связано с усовершенствованием аппаратуры и методов измерений отражения, хотя кроме этого свойства для тех же целей можно использовать и эллипсометрические методики. Однако последние не получили широкого распространения из-за отсутствия серийных приборов, а также из-за недостаточной теоретической проработки вопросов, связанных с расчетом оптических констант n и k для анизотропных поглощающих кристаллов низших сингоний.

По конструктивным характеристикам серийно выпускаемые в СССР и за рубежом микроспектрофотометры и фотометрические насадки можно разделить на три типа. К первому относятся однолучевые микроспектрофотометры: МРМ ("Оптон", ФРГ), МРV ("Лейтц", ФРГ) и аналогичные им приборы других зарубежных фирм, а также отечественные микрофотометрические насадки ФМЭП, ФМЭЛ, СФН-10, выпускаемые объединением ЛОМО. Ко второму типу следует отнести микроспектрофотометр МСФ-10 (ЛОМО) с внутренним стандартом, опакиллюминатор которого выполнен по схеме, предложенной автором [12]. К третьему типу относится двухлучевой микроспектрофотометр МСФП (ЛОМО), выполненный по схеме прибора "Блеск" [1]. Наиболее сложные модификации приборов МРМ и МРV оснащены мини-компьютерами, т.е. процесс вычислений n и k и введения поправок полностью автоматизирован.

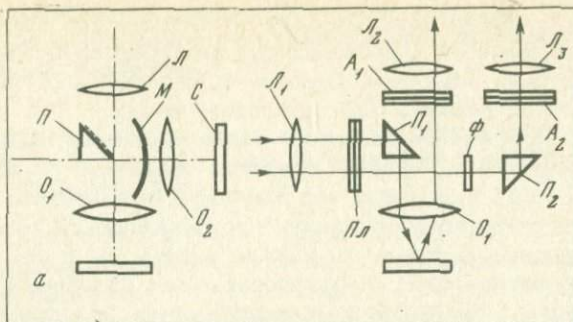
Сравнение технических характеристик перечисленных приборов разного типа и опыт эксплуатации некоторых из них показывает, что наиболее перспективными для исследовательских работ по изучению комплекса оптических свойств, по-видимому, будут модели, сочетающие универсальность однолучевых микроспектрофотометров с надежностью систем, построенных по двухлучевой схеме. Для получения на диаграммной ленте самописца спектра отражения, не искаженного систематическими ошибками, необходимы тщательный подбор идентичных микрообъектов и точная юстировка двух каналов. При переходе к измерениям в иммерсии необходимо сменить объективы как в рабочем канале, так и в канале сравнения, не нарушая юстировки, либо осуществляя ее вновь. Несоблюдение этих требований приводит к необходимости введения поправок. В конечном итоге возможность исследования более широкого комплекса свойств требуют последующей обработки результатов измерений. Некоторые виды исследований анизотропных рудных минералов, например, измерение при параллельных николях [14, 15], на приборах МСФП и

"Блеск" без введения двух идентичных анализаторов выполнить нельзя. Однако надежность и производительность измерений на приборах двухлучевого типа (при качественном их изготовлении) более высокая, чем на однолучевых микроспектрофотометрах.

Введение внутреннего стандарта также повышает надежность измерений. Исследования влияния апертуры объектива на точность измерений R [15] показали, что решающее значение имеет не величина апертурного угла светового пучка, падающего на отражающую поверхность, а форма апертурной диафрагмы и ее положение относительно оптической оси микрообъектива. Указанный вывод дает возможность более эффективно использовать энергию светового пучка в опак-иллюминаторах микроспектрофотометров с внутренним стандартом. С этой целью вместо светоделительной пластинки, которая обуславливает двоение изображения полевой диафрагмы, в опак-иллюминатор устанавливается (фиг. 10, а) призма полного внутреннего отражения - II. На гипотенузную грань призмы II нанесено отражающее покрытие, а сама она расположена так, что перекрывает половину зрачка микрообъектива O_1 и соответственно O_2 . После поворота шторки - модулятора M на 90° половина пучка проходит микрообъектив O_2 , отражается от внутреннего стандарта C , проходит объектив O_2 и, отразившись от призмы II, следует в измерительную часть прибора (на фиг. 10 не показана). Такая конструкция обеспечивает эффективность использования светового потока примерно вдвое большую, чем опак-иллюминатор со светоделительной пластинкой или светоделительным ромбом. Двоение изображения полевой диафрагмы при этом отсутствует. Так как изображения зрачков объективов попадают на разные, хотя и близкорасположенные, участки катода ФЭУ, то после зеркальной диафрагмы насадки (ФМЭП, СФН-10, ПООС) устанавливают бипризму, чтобы совместить большую часть ($\approx 80\%$) изображений зрачков. Однако это важно только в случае, если характеристики двух участков поверхности фотокатода, на которые проектируются изображения зрачков, изменяются с течением времени неодинаково. Указанный фактор легко проверить, измеряя R эталона и R внутреннего стандарта в течение заданного промежутка времени при разных напряжениях питания ФЭУ и интенсивностях светового потока.

Дальнейшее усовершенствование систем с внутренним стандартом связано с использованием вычислительной техники. В этом случае неидентичность оптических характеристик двух каналов не играет существенной роли, важно лишь, чтобы параметры неидентичности были стабильными в течение $6 \div 8$ часов работы аппаратуры. Высокая надежность двухлучевых систем сочетается в такой модели прибора с автоматизацией вычислений, т.е. достаточно провести однократную предварительную градуировку, используя серию эталонов с различными значениями R и F в воздухе и иммерсии.

Двухлучевые приборы легче согласовать с мини-ЭВМ, так как динамический диапазон изменения сигналов, поступающих на вход ЭВМ, относительно невелик. В однолучевых приборах типа МРВ



Фиг. 10. Оптические схемы опак-иллюминаторов микроспектрофотометров с внутренним стандартом

a – система с частичным разведением световых пучков: Π – призма полного внутреннего отражения с зеркальным покрытием гипотенузной грани, O_1 и O_2 – микрообъективы, M – шторка-модулятор, C – внутренний стандарт, L – тубусная линза; *b* – система с пространственным разведением пучков: Π_1 и Π_2 – призмы, O_1 и O_2 – микрообъективы, L_1 , L_2 , L_3 – тубусные линзы, $\Pi л$ – поляризатор, A_1 и A_2 – анализаторы, Φ – светоослабительный фильтр

система АРУ отсутствует, поэтому при измерении спектров отражения минералов (медь, золото) с большой крутизной диапазон изменения сигналов при переходе от одной длины волны к другой получается очень большим и измерения R выполняются только по точкам, причем требуется для каждой длины волны произвести установку эталона и образца.

В приборах с внутренним стандартом, как уже отмечалось, оптические характеристики канала сравнения могут отличаться от рабочей ветви. Например, вместо объектива O_2 (см. фиг. 10) можно использовать систему, состоящую из длиннофокусной линзы и плоского зеркала (объективы в рабочем канале рассчитаны на тубус 160 или 190 мм), либо авторефлектор, выполненный в виде призмы с двумя отражающими поверхностями или двух взаимноперпендикулярных зеркал (объективы в рабочем канале рассчитаны на тубус "бесконечность"). Такие системы позволяют устанавливать в канале сравнения светослабительные фильтры или поляризационные призмы, необходимые для изменения интенсивности светового потока. В этом случае R внутреннего стандарта можно плавно менять в широких пределах, что важно при работе с низкоотражающими объектами или при измерениях R в иммерсии. Реализация некоторых модуляционных методик также связана с необходимостью изменения R внутреннего стандарта.

На фиг. 10 показана принципиальная оптическая схема опак-иллюминатора микроспектрофотометра с внутренним стандартом, в которой рабочий канал и канал сравнения пространственно разделены. L_1 , L_2 , L_3 – тубусные линзы. Разведение пучков осуществля-

ется с помощью призм полного внутреннего отражения (или плоских зеркал) P_1 и P_2 . Анализаторы A_1 и A_2 вводятся в обе ветви при исследовании оптических свойств анизотропных минералов при параллельных, скрещенных или неполностью скрещенных николях. Введение одного анализатора A_2 позволяет плавно изменять R внутреннего стандарта. Первичная поляризация пучка осуществляется с помощью поляризатора Pl . В системе используется объектив O_1 , рассчитанный на тубус "бесконечность". Световые пучки, выходящие из линз L_2 и L_3 , далее с помощью системы призм или зеркал (не показаны) направляются на поверхность катода ФЭУ. Отсутствие в канале сравнения двух объективов позволяет значительно упростить конструкцию и юстировку прибора, а при замене тубусных линз L_1, L_2, L_3 соответствующими вогнутыми зеркалами спектральный диапазон измерений будет зависеть от ахроматичности объектива и чувствительности ФЭУ. Спектральную неидентичность каналов, если она остается постоянной в процессе измерений, можно рассматривать как систематическую погрешность, которая наряду с другими систематическими погрешностями, обуславливает значения R внутреннего стандарта. Из схемы, показанной на фиг. 10, видно, что крутизна спектра отражения внутреннего стандарта должна быть относительно небольшой, так как неидентичность каналов обусловлена только отсутствием двух объективов. Изменение параметра F спектра отражения внутреннего стандарта можно достичь введением в канал сравнения широкополосного цветного фильтра Φ с подходящей характеристикой пропускания в нужной области спектра.

Для перекрытия световых потоков в микроспектрофотометрах с внутренним стандартом используются пассивные элементы-модуляторы. Конструкция их зависит от типа привода (вибратор, шаговый или синхронный двигатель), местоположения (в опак-иллюминаторе или перед катодом ФЭУ), от выбора датчиков опорных сигналов и т.д. При достаточно большой интенсивности световых потоков можно использовать и электрооптические модуляторы. В отношении компоновки и выбора конструкции тех или иных узлов схемы с внутренним стандартом имеют более широкие возможности, чем двухлучевые приборы с идентичными по оптическим характеристикам каналами. Степень надежности тех и других примерно одинакова и зависит главным образом от стабильности оптических характеристик рабочего канала и канала сравнения. Поэтому при проведении измерений R в широком спектральном диапазоне, при переходе к изучению оптических свойств в иммерсии и т.д. желательно сохранять параметры канала сравнения постоянными. Систематические погрешности микроспектрофотометров с внутренним стандартом легко устраняются в процессе вычислений с помощью мини-ЭВМ после градуировки по эталонам.

Система из микроспектрофотометра с внутренним стандартом, сопряженного с мини-ЭВМ и устройствами для вывода информации (цифровая печать, графопостроитель, дисплей), позволяет исследовать

следующий комплекс оптических свойств рудных минералов в отраженном свете.

Оптические свойства, исследуемые в процессе измерений:

1) спектры отражения и дисперсия ΔR в воздухе и иммерсии; 2) изменение коэффициента отражения при повороте зерна на 360° ; 3) спектры отражения в воздухе и иммерсии при параллельных николях, скрещенных николях (сечение установлено в диагональное положение); 4) спектры отражения при различных углах поворота анализатора и сечения минерала в воздухе и иммерсии.

Информация об оптических свойствах, получаемая после обработки экспериментальных данных: 1) дисперсия показателей преломления и двупреломления; 2) спектры поглощения и плеохроизм поглощения; 3) осьность и оптический знак по параметрам R , n и k ; 4) дисперсия угла $2V$ по параметрам R , n и k ; 5) форма оптических поверхностей отражения, преломления и поглощения; 6) соответствие ориентировки главных показателей R главным показателям n и k ; 7) спектры $(R+)_{\max}$, характеризующие цветной эффект анизотропии; 8) расчет коэффициента C и параметров анизотропии¹; 9) расчет характеристик цветности минералов в отраженном свете; 10) расчет параметров цветности, характеризующих эффекты анизотропии.

Спектральный диапазон, в котором могут быть исследованы указанные выше свойства, зависит не только от технических характеристик аппаратуры, но и от размера выделений природных минералов. По-видимому, в ближайшем будущем (3 + 5 лет) будет освоена область от 0,2 до 2,5 + 3 мкм. В дальнейшем этот диапазон расширится до 5 + 10 мкм. Более проблематично освоение области вакуумного ультрафиолета, однако стремительный рост приборостроения часто опровергает любые прогнозы. Это относится и к развитию техники микроэллипсометрических измерений, с помощью которой может исследоваться тот же комплекс оптических свойств.

Пока не получили широкого распространения такие методы исследований, как измерение спектров поглощения в тонких прозрачно-полированных препаратах и регистрация спектров люминесценции в ИК-области. Наиболее перспективны указанные методы для изучения рудных минералов, обладающих внутренними рефlekсами, и прозрачных в ближней инфракрасной области (800 + 1200 нм). Используя электронно-оптические преобразователи, можно легко выявлять отдельные минералы, люминесцирующие в указанном диапазоне длин волн, а затем и более детально изучать их свойства. Такого рода исследования позволяют получить информацию о ширине запрещенной зоны, изучить расщепление уровней ионов с незаполненными d - и f -оболочками кристаллическим полем, оценить степень ионности-ковалентности химической связи в минералах.

¹ Определение коэффициента C и расчет параметров анизотропии, выведенных Береком, детально рассмотрены в работах автора [14, 15].

Гид рудных минералов имеет спектры отражения сложной структуры (молибденит, сульфанит, купростибит) с отчетливыми максимумами и минимумами. Однако у большинства рудных минералов структура спектров отражения относительно проста, максимумы и минимумы выражены слабо. Однако, если произвести вычисления и получить дифференциальные спектры отражения, то, например, небольшое изменение наклона в обычном спектре отражения, проявится как ступенька в спектре первой производной и как максимум в спектре второй производной. Существуют приборы, позволяющие получать дифференциальные спектры методом модуляции длины волны (спектральная модуляция), причем увеличение порядка дифференциального спектра способствует более яркому проявлению его структурных особенностей. Опыт использования спектральной модуляции в цитофотометрии [2] и физике полупроводников [19] свидетельствует о возможности применения этих методик и в рудной микроскопии для изучения слабо выраженных особенностей спектров отражения рудных минералов.

Весьма ценную информацию об оптических свойствах и характере их изменения можно получить, подвергая исследуемый образец воздействию различных внешних факторов, к числу которых относятся температура, давление, постоянные и переменные электрические и магнитные поля, упругие напряжения, электромагнитные излучения и т.д. Например, при охлаждении образца до температуры жидкого азота спектры отражения становятся более выразительными за счет уменьшения теплового уширения. Нагрев образца позволяет исследовать по характеру изменения оптических свойств фазовые переходы, динамику процессов фазовых превращений, распада и образования твердых растворов. Модулируя воздействие на минерал одного из перечисленных факторов, получают информацию о зонной структуре и особенностях строения зон. Комплекс методик, связанных с измерением дифференциальных спектров путем модуляции какого-либо параметра, объединяет новая область спектроскопии твердого тела — модуляционная спектроскопия. В монографии М. Кардоны [19] рассматриваются как основные теоретические положения, так и различные экспериментальные методы, применяемые в модуляционной спектроскопии, а главное дана интерпретация экспериментальных результатов. Надо полагать, что некоторые методы модуляционной спектроскопии можно использовать и при детальном исследовании оптических свойств рудных минералов.

Отмечая преимущества и анализируя возможности объективных способов оценки оптических свойств, автор тем не менее полагает, что необходимо развивать и совершенствовать устройства для визуального фотометрирования, поскольку простота и доступность аппаратуры такого рода компенсирует относительно небольшую потерю точности измерений. При этом имеются в виду устройства, которыми могли бы быть оснащены рудные микроскопы, причем без особых конструктивных изменений в отличие от окуляра И.С. Вольнского (ОКФ), окуляра Хэллимонта или микрофотометра Берека.

Наиболее просто решается проблема визуальной оценки оптических свойств:

а) относительное двуотражение

$$\Delta R_{\text{отн}} = \frac{Rp}{Rg};$$

б) дисперсия или плеохроизм относительного двуотражения

$$\Delta R_{\text{отн}}^{\lambda_1} - \Delta R_{\text{отн}}^{\lambda_2} = \frac{Rp^{\lambda_1}}{Rg^{\lambda_1}} - \frac{Rp^{\lambda_2}}{Rg^{\lambda_2}},$$

в) относительная анизотропия (по Береку)

$$\nu = \sqrt{\frac{\bar{R}}{\bar{R}(\text{II})}} - 1,$$

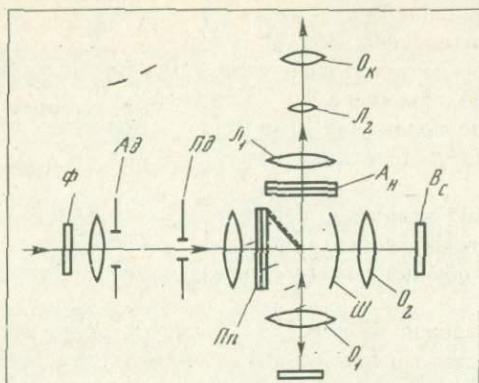
где \bar{R} — коэффициент отражения сечения, установленного в диагональное положение, при одном никеле, а $\bar{R}(\text{II})$ при параллельных никелях.

С этой целью в плоскость полевой диафрагмы рудного микроскопа устанавливается полутеневого поляризационный элемент, одна половина которого пропускает колебания с направлениями, перпендикулярными к направлению колебаний второй половины. Тогда, установив сечение анизотропного минерала в нормальное положение, мы увидим, что одна половина зерна будет казаться более светлой (Rg^1), чем другая (Rp^1). Введем анализатор и, вращая его, уравняем освещенность изображений двух половин зерна, видимых в окуляре, в монохроматическом свете. Нетрудно показать, что для изотропных минералов, когда $Rg = Rp$, угол установки анализатора составит 45° по отношению к направлению колебаний полутеневого поляризатора. У анизотропных минералов этот угол будет зависеть от величины Rp/Rg , т. е.

$$\Delta R_{\text{отн}}^{\lambda_1} = \frac{Rp^{\lambda_1}}{Rg^{\lambda_1}} \cdot \text{tg}^2 \beta, \quad (4)$$

где β — угол поворота анализатора из 45° = положения до положения уравнивания освещенности обеих половин зерна. Такое устройство, как видно, требует введения очень простого элемента и может быть осуществлено для всех промышленных типов рудных микроскопов, снабженных вращающимся анализатором.

Аналогичным образом измеряется и величина относительной анизотропии ν . Тогда вместо полутеневого поляризатора в плоскость полевой диафрагмы устанавливается поляризационный элемент, одна половина которого линейно поляризует свет, а вторая поляризует его по кругу, либо не поляризует, но имеет такую же кривую пропускания, как и первая половина. В этом случае одна половина зерна будет иметь коэффициент отражения при диагональном положении \bar{R} , а вторая $\bar{R}(\text{II})$. Естественно, что у изотропных минералов угол β



Фиг. 11. Принципиальная оптическая схема микрофотометра с внутренним стандартом для визуальной оценки оптических свойств

Π — призма с отражающим покрытием на гипотенузной грани, $\Pi\Pi$ — полутеневого поляризатор, O_1 и O_2 — объективы, Ш — шторка для перекрытия пучков, C — внутренний стандарт, $A\partial$ и $\text{П}\partial$ — апертурная и полевая диафрагмы, Φ — сменные интерференционные фильтры, A_n — вращающийся анализатор, L_1 — тубусная линза, L_2 — линза Бертрана, O_k — окуляр

при этом будет равен нулю, т.е. легко определить нужную установку анализатора, компенсирующую разницу спектральных характеристик пропускания обеих половин поляризационного элемента.

Указанный принцип положен и в основу разработки простого устройства для визуального определения R . На фиг. 11 показана принципиальная оптическая схема рудного микроскопа, предназначенного для проведения таких измерений. В опак-иллюминаторе микроскопа установлена призма Π с отражающим покрытием на гипотенузной грани. Перед призмой помещен полутеневого поляризатор $\Pi\Pi$, линия раздела двух половин которого расположена симметрично относительно зрачков объективов O_1 и O_2 , в плоскость которых проектируется изображение апертурной диафрагмы $A\partial$. В фокальной плоскости объектива O_2 , установленного в канале сравнения ветви, расположен внутренний стандарт BC . Шторка Ш служит для перекрытия светового потока, идущего из ветви сравнения, в процессе наблюдения и поиска зерен рудных минералов с помощью окуляра O_k . Для ограничения исследуемого участка используется полевая диафрагма $\text{П}\partial$. Сменные фильтры — Φ служат для измерений R в монохроматическом свете.

Установив в фокальную плоскость объектива O_1 эталон с известными значениями R абс. и удалив шторку Ш , с помощью системы линз L_1 и L_2 (линза Бертрана), мы увидим, что обе половины совмещенного изображения зрачков объективов O_1 и O_2 освещены неодинаково, анализатор A_n при этом выведен из светового потока. Пусть $R_{\text{ЭТ}} = R_{\text{ВН.СТ}}$, тогда при введенном анализаторе A и 45° его

положении обе половины будут одинаково освещены (наблюдения ведутся в монохроматическом свете). Если $R_{\text{эт}} > R_{\text{вн.ст}}$ следует повернуть анализатор на некоторый угол и ослабить интенсивность потока, идущего из объектива O_1 . Когда $R_{\text{эт}} < R_{\text{вн.ст}}$, анализатор из первоначального положения вращается в обратную сторону. В том и другом случае $\text{tg}^2\beta$ позволяет вычислить $R_{\text{эт}}/R_{\text{вн.ст}}$, согласно формуле (4).

Используя серию эталонов, легко построить градуировочный график с учетом систематических погрешностей прибора и личных ошибок наблюдателя, обусловленных индивидуальными особенностями его зрения.

Система, показанная на фиг. 11, является более простой по сравнению с известными визуальными микрофотометрами и более надежной, благодаря наличию внутреннего стандарта и особенностям его калибровки. Возможно и иное размещение полутеневого поляризатора (в плоскости апертурной диафрагмы, в плоскости зрачков объективов, когда перекрывается только половина их, перед тубусной линзой L_1 и т.д.). Основной принцип предложенной конструкции, чтобы в совмещенном изображении зрачков рабочего канала (O_1) и канала сравнения (O_2) одна половина изображения, соответствующая R внутреннего стандарта, имела направления колебаний, перпендикулярные колебаниям второй половины, которой отвечает R исследуемого выделения. Разумеется, что уравнивание освещенностей двух половин изображения зрачка можно осуществить с помощью разного рода ослабительных клиньев, дополнительного поляризатора в канале сравнения и т.д., но это усложняет конструкцию и градуировку прибора, не давая каких-либо преимуществ в смысле точности измерений.

Предложенная схема может быть также осуществлена во всех рудных микроскопах с вращающимся анализатором, поскольку никаких особенно сложных конструктивных изменений (как видно из фиг. 11) при этом в систему опак-иллюминатора не вносится. Точность визуальной оценки R при этом вполне достаточна для диагностики большинства рудных минералов и выделения групп их, обладающих близкими оптическими свойствами. Кроме того, подобные устройства можно использовать для предварительного поиска сечений с максимальными величинами двуотражения и оценки крутизны спектра Γ , если впоследствии предполагается проведение более точных объективных измерений R . По мнению автора, визуальные микрофотометры с внутренним стандартом должны получить широкое распространение как при проведении учебных занятий, так и среди специалистов, работа которых связана с использованием рудного микроскопа. В этом случае становится возможным использовать богатейший фактический материал, полученный при объективных фотометрических измерениях, в повседневной практике и отказаться от сугубо качественной оценки наблюдения оптических свойств рудных минералов в полированных шлифах и препаратах. Однако последний вывод отнюдь не означает, что при изучении ред-

ких или открытии новых минералов и минеральных разновидностей достаточно ограничиться лишь визуальными определениями R . В рудной микроскопии основную роль по-прежнему будут играть точные фотометрические измерения основных оптических параметров и именно эти методы следует рассматривать как основные для получения новой или более достоверной информации об оптических свойствах природных соединений.

В заключение рассмотрим некоторые вопросы, связанные с созданием систем для машинной диагностики рудных минералов по оптическим свойствам. Наиболее детально проблемы диагностики минералов освещены в монографии В.Г. Фекличева [28]. Из его исследований следует, что полнота информационно-диагностической системы достигается за счет использования максимально большого количества диагностических свойств, если исходить из вывода о неповторимом сочетании свойств у каждой минеральной фазы. Однако малый размер выделений рудных минералов, в особенности редких, ограничивает круг методов, позволяющих изучить более полный комплекс их свойств. Фактически, не разрушая объекта, мы можем лишь исследовать его оптические свойства и состав, используя рентгеновский микроанализатор. Данные о микротвердости и тем более рентгенометрические характеристики без деструкции минерала получить пока невозможно. Это относится и к лазерному спектральному микроанализу. Поэтому необходимо использовать прежде всего информацию об оптических свойствах с тем, чтобы до предела ограничить поле совпадения признаков у разных минералов. Естественно, что для построения информационно-диагностической системы любого вида нужен банк данных для эталонных минеральных разновидностей с учетом вариаций оптических свойств в зависимости от состава, структуры, технологии полировки и т.д. Дальнейший этап построения системы машинной диагностики минералов зависит от объема памяти и других технических характеристик средств вычислительной техники. Например, увеличение объема памяти мини-компьютеров позволяет соединить воедино процесс измерений оптических свойств исследуемого минерала с процессом вычислений, обработки, поиска и выдачи данных о вероятности совпадения признаков у идентифицируемой фазы и группы эталонных минералов. При малом объеме памяти мини-ЭВМ задача диагностики решается по этапам и выдача окончательных результатов зависит от оперативности связи: измерительный комплекс – вычислительный центр. Проблема выбора схемы диагностики при этом не является принципиальной. В основу схемы могут быть положены величины R_{580} и F , характеристики цветности [31, 33], представление спектров отражения в виде степенных полиномов [28], использование критерия минимизации и т.д. Решающее значение при этом имеет выбор такой программы поиска, которая при всех прочих факторах (ошибки измерений, вариации оптических свойств, анизотропия и т.д.) обеспечивала бы выбор наименьшего числа минералов со сходными признаками.

Как видим, системы машинной диагностики в любом случае получаются достаточно сложными и стоимость оборудования весьма высока, т.е. такие комплексы вряд ли будут доступны в ближайшие 5-10 лет широкому числу исследовательских, производственных и учебных лабораторий. Вместе с тем, учитывая характер распределения рудных минералов по отдельным оптическим свойствам (см. фиг. 5, 6), можно создать очень простые системы, автоматизирующие процесс диагностики. Например, используя двухкоординатный самописец или графопостроитель типа Н-306 и измеряя отражение при двух длинах волн (480 и 680 нм), легко выделить группу минералов со сходными оптическими параметрами. С этой целью отдельные поля диаграммы кодируются условно выбранными числами. Каждому локальному полю диаграммы соответствует группа минералов, имеющая близкие значения R_{480} и R_{680} . Поскольку измерения выполняются при двух длинах волн, то введение корректирующих поправок осуществляется с помощью двух переменных резисторов, которые подключаются к выходу регистрирующей системы или в цепь самописца. Если интенсивность светового потока достаточно велика, то после измерительной диафрагмы устанавливаются светоделительный элемент (пластинка или кубик), два фильтра и два ФЭУ. При малых световых потоках сигналы от одного ФЭУ подаются последовательно и используют компенсационные схемы для поддержания уровня сигнала. Данная система позволяет использовать набор диаграмм с кодированными полями для различных более узких диапазонов значений R , если осуществлять измерения с более высокой чувствительностью. Поскольку список минералов указывается в отдельном приложении, то его легко пополнять и вносить необходимые изменения. Аналогичным образом строится система для диагностики рудных минералов по величине R_{580} и F . Но в этом случае увеличение числа длин волн до 3 требует более сложной схемы обработки сигналов, чтобы на вход самописца подавались значения R_{580} и $F = R_{480} - R_{680}$. Разрешающая способность диаграммы при этом увеличивается, как видно из сравнения фиг. 5, 6.

Система диагностики рудных минералов по большему числу длин волн (4 + 6) может быть создана как на базе самопишущего потенциометра типа КСП-4, так и на базе двухкоординатных самописцев. Принцип этой системы также довольно простой. Предположим, что на вход потенциометра подаются последовательно сигналы, пропорциональные величинам R для выбранных длин волн. И в этом случае введение поправок осуществляется с помощью синхронно подключаемых регулируемых переменных резисторов. Параллельно основному реохорду самописца устанавливаются планки с контактами, число и размеры которых, соответствующее определенному интервалу значений R в абс. %, выбирается в зависимости от распределения минералов в этом интервале (см. фиг. 4). Число планок и их последовательность отвечает числу и последовательности длин волн, при которых производятся измерения R . На отдельном пульте сис-

темы каждый минерал представлен набором миниатюрных ламп накаливания или иными светоизлучающими индикаторами. Число их также равно числу длин волн, например 5. Подсоединив монтажные провода, идущие от каждой лампы или индикатора, к нужным контактам на соответствующей планке, мы тем самым завершим создание автоматизированной системы для диагностики рудных минералов по значениям R при 5 длинах волн. Синхронно с измерением R на первой длине волны зажгутся индикаторы у тех минералов, которые обладают близкими величинами R . После конца измерений относительно небольшое число минералов будет характеризоваться полным набором (5) светящихся индикаторов. Такая система более сложна по сравнению с первой, но обладает еще большей разрешающей способностью. При надлежащем исполнении пополнение системы производится подключением резервных групп индикаторов к соответствующим разъемам планок. По такому же принципу используются и двухкоординатные самописцы. Преимущество последних в том, что можно более просто в конструктивном отношении ввести и учесть такие параметры как двуотражение и C , необходимые для диагностики анизотропных минералов. Но в этом случае требуется перестройка процесса измерений и вмешательство оператора (поворот столика, введение анализатора и т.д.), фиксация же полученных результатов осуществляется с помощью релейных устройств.

В описанных системах сравнительно небольшая потеря диагностической информации компенсируется простотой конструкции и, вследствие этого, невысокой ее стоимостью.

Как следует из изложенного выше, создание систем машинной диагностики рудных минералов по оптическим свойствам не связано с принципиальными техническими затруднениями, однако при обобщении данных, закладываемых в эти системы, приходится считаться с тем обстоятельством, что опубликованные результаты получены для конкретных образцов на приборах различного типа. Если основные пути повышения точности измерений R известны [15], то главной проблемой на данном этапе (и последующих) является стандартизация технологии изготовления полированных шлифов и препаратов высокого качества. Без решения этой проблемы значительно повысить эффективность использования оптических методов диагностики невозможно. Опыт изготовления безрельефных шлифов с использованием серийно выпускаемого оборудования [7] показывает, что усилиями большого коллектива исследователей можно решить и эту проблему, ликвидировав тем самым наиболее существенный источник случайных погрешностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроскин Л.С., Папаян Г.В., Раутиан Л.П. Регистрирующий абсолотный микроспектрорефлектометр "Блеск". - Геол. рудн. месторожд., 1972, № 3.
2. Агроскин Л.С., Папаян Г.В. Цитофотометрия. Л.: Наука, 1977.

3. Безсмертная М.С., Чвилева Т.Н. Определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1976.
4. Бернштейн П.С., Козак С.С. Определение пробы золота оптическим методом. - Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
5. Бернштейн П.С. О точности измерения частных дисперсий коэффициента отражения рудных минералов. - В кн.: Новые методы исследования минералов и горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973.
6. Бернштейн П.С., Бочек Л.И. К вопросу о диагностике рудных минералов по спектрам отражения. - Тр. ЦНИГРИ, 1974, вып. 112.
7. Бернштейн П.С., Буяк Н.Д. Пропитка заготовок для изготовления безрельефных аншлифов составами на основе синтетических смол и монтирование их в стандартные шашки. - Тр. ЦНИГРИ, 1974, вып. 112.
8. Бородаев Ю.С. Первая в СССР школа-семинар по рудной микроскопии. - Геол. рудн. месторожд., 1977, № 3.
9. Бортников Н.С., Бородаев Ю.С., Вяльсов Л.Н., Мозгова Н.Н. Редкие минералы сурьмы и их парагенезисы в рудах месторождения Южного (Тетюхинский район, Южное Приморье). - Тр. Мин. музея им. А.Е. Ферсмана, 1975, вып. 24.
10. Бочек Л.И. Спектры отражения минералов некоторых изоструктурных рядов в ближней ультрафиолетовой и видимой области. - Геол. рудн. месторожд., 1977, № 5.
11. Вяльсов Л.Н. Современные методы исследования оптических свойств рудных минералов. - В кн.: Итоги науки (сер. геохимия, минералогия, петрография). М.: ВИНТИ, 1969.
12. Вяльсов Л.Н. Спектры отражения рудных минералов. М.: ИГЕМ, 1973.
13. Вяльсов Л.Н. Опыт систематики рудных минералов на основе измерений коэффициентов отражения в видимой области спектра. - Геол. рудн. месторожд., 1973, № 1.
14. Вяльсов Л.Н. Исследование оптических свойств анизотропных рудных минералов в отраженном свете. - Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
15. Вяльсов Л.Н. Оптические методы диагностики рудных минералов. М.: Недра, 1976.
16. Галопен Р., Генри Н. Исследование непрозрачных минералов под микроскопом. М.: Мир, 1975.
17. Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968.
18. Исаенко М.П., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л. Определитель главных минералов руд в отраженном свете. М.: Недра, 1971.
19. Кардона М. Модуляционная спектроскопия. М.: Мир, 1972.
20. Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.: Недра, 1965.
21. Лурье Л.М., Цепин А.И., Вяльсов Л.Н. Особенности состава блеклых руд месторождения Тары-Экан (Восточный Карамазар, Средняя Азия). - Геол. рудн. месторожд., 1974, № 6.
22. Минералы: Справочник. М.: Изд-во АН СССР, 1960. т. I.
23. Новые данные о пентландите. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л.: Наука, 1973.
24. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. М.: Недра, 1973.
25. Пономарева М.Н. О зависимости показателя отражения рудных минералов в воздухе и в иммерсии. - Тр. Донецк. политехн. ин-та, 1960, т. 50.

26. Свойства элементов. Ч. 1. Физические свойства. Справочник, М.: Металлургия, 1976.
27. Серебросодержащий пентландит $Ag(Fe, Ni)_8S_8$ - самостоятельный минеральный вид аргентопентландит. - Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1977, ч. 106, вып. 106.
28. Фекличев В.Г. Диагностика минералов. М.: Наука, 1975.
29. Чвилева Т.Н. К оптической характеристике гудмундита и арсенопирита. - В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М.: Наука, 1973.
30. Чвилева Т.Н. Влияние примесей на оптические и некоторые другие свойства блеклых руд. - В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М.: Наука, 1973.
31. Чвилева Т.Н., Клейнбок В.Е., Безсмертная М.С. Цвет рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1977.
32. Шубников А.В. Оптическая кристаллография. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
33. Шумская Н.И. Цветовые коэффициенты в диагностике рудных минералов. - Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 3.
34. Эстерле О.В. Исследования по автоматизации диагностики рудных минералов в шлифах: Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1977.
35. Юшко С.А., Юшко-Захарова О.Е., Лебедева С.И., Максимюк И.Е. Диагностические свойства рудных минералов. М.: Недра, 1975.
36. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975.
37. Demirsoy S. Untersuchungen über den Einfluss der chemischen Zusammensetzung auf die Spektralen Reflexionsfunktionen und Mikroeindruckhärten. - Dissertation. Aachen, 1968.
38. Hall A.I., Cervelle B., Lévy C. The effect of substitution of Cu by Zn, Fe and Ag on the optical properties of synthetic tetrahedrite, $Cu_{12}Sb_4S_{13}$. - Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. 1974, 97.
39. IMA/COM Quantitative Data File. - Commission on Ore Microscopy. England, 1977.
40. Johan Z., Kvaček M. La hakite, un nouveau minéral du groupe de la tétrahédrite. - Bull. Soc. Minéral. Cristallogr., 1971, 94.
41. Koritnig S. Die Polarisationsfarben im Auflicht bei Drehung des Analysators um 180° . - "N. Gb. Miner. Mh. 1977, H. 6.
42. Lévy C. Contribution à la mineralogie des sulfures de cuivre, dy type Cu_3XC_4 . Mem. Bur. Rech. Géol. Minières, 1967, N 54.
43. Phillips F.C. Some relationships between the reflectivities of sulphide ore minerals. - Miner. Mag., 1934, v. 23.
44. Piller H. Microscope Photometry. Springer Verlag, Berlin, 1977.
45. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag. Berlin. 1975.
46. Charlat M., Lévy C. Influence des principales substitutions sur les propriétés optiques dans la série tennantite - tétrahédrite. - Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. 1976, 99.
47. Tarkian M., Stumpf E.F. Platinum Mineralogy of the Driekop Mine, South Africa. Miner. Depos., 1975, 10.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПОЛЕЙ И РАЙОНОВ

В последнее время представления о генезисе эндогенных рудных месторождений, как и объем этого понятия, претерпели решительные изменения. Было установлено, что формирование многих эндогенных месторождений не укладывается в рамки упрощенных генетических схем, но представляет собой сочетание различных процессов и охватывает значительные интервалы геологической истории [2].

Наглядным примером служат сульфидные медно-никелевые месторождения Западной Австралии, которые ассоциируют с архейскими вулканогенно-осадочными комплексами и представлены бедными собственно магматическими и богатыми рудами, возникшими в результате прогрессивного метаморфизма рудоносных гипербазитов (коматиитов) и вмещающих их вулканитов. Широкую известность получила идея о том, что коматииты по составу близки к веществу верхней мантии и образовались вследствие подводных извержений этого вещества в раннем докембрии, когда земная кора была еще слабо стабилизирована. Степень метаморфизма архейских пород обычно отвечает пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фации. Богатые медно-никелевые руды развиты там, где метаморфизм достигает амфиболитовой фации и сопровождается интенсивным рассланцеванием и перекристаллизацией пород [5].

Процессы метаморфизма не только изменяют ранее существовавшие скопления рудных компонентов, но также создают новые рудные концентрации. Поэтому представляется целесообразным не ограничивать эндогенную серию месторождений магматогенной группой, но включать в нее метаморфогенную группу с дальнейшим подразделением групп на генетические классы:

I — магматогенная группа; классы:

- а) магматический,
- б) постмагматический.

II — метаморфогенная группа; классы:

- а) метаморфизованный,
- б) метаморфический,
- в) постметаморфический.

Полихронные рудные месторождения, соответственно, могут принадлежать не одному, а двум-трем классам. Познание их генезиса включает расшифровку каждого из процессов, определивших современный облик месторождений и их пространственное расположение. Палеорекострукции такого рода пока немногочисленны и наиболее успешны для стратиформных колчеданных залежей цветных металлов.

Все исследователи признают тесную связь эндогенного рудообразования с процессами, происходящими в нижних слоях земной коры и верхней мантии. Но фактические данные по этому поводу весьма ограничены, отрывочны и противоречивы, а генетические концепции вызывают энергичные дискуссии. То же самое можно сказать относительно глубины эндогенного рудообразования. Первый опыт непосредственного проникновения вглубь кристаллического фундамента обнаружил факты, не укладывающиеся в рамки традиционных представлений. В результате первого этапа бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 на большом расстоянии от поверхности Земли обнаружены крупные зоны рассланцевания, трещиноватости и разуплотнения горных пород, проявления гидротермальной минерализации, термальные рассолы, интенсивные тепловые потоки [1].

С помощью СГ-3 доказано чешуйчато-надвиговое строение Печенгского рудного поля. Установлено, что перемещения по надвигам происходили в процессе метаморфизма, интенсивность которого закономерно увеличивалась с глубиной. Изотопные исследования показали, что сульфидная минерализация в продуктивной толще имеет полигенное происхождение: значительная ее часть образована осадочно-диагенетическим путем, медно-никелевые руды связаны с мантийными источниками. Доказано, что эти руды отличаются значительной протяженностью и устойчивостью минерального состава на глубину. Установлено также, что благоприятные для гидротермального оруденения трещинные структуры распространяются на гораздо большее расстояние от поверхности Земли, чем предполагалось на основании общих построений.

Осуществление в СССР программы сверхглубокого бурения открывает принципиально новые возможности для решения общей проблемы, сформулированной в решениях XXV съезда КПСС "Расширить изучение земной коры и верхней мантии Земли в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых", и, в том числе, для решения теоретических и прикладных задач в области эндогенного рудообразования.

Говоря о практических аспектах проблемы следует иметь в виду, что на сегодня большинство рудных месторождений на территории СССР разведано буровыми скважинами и горными выработками на глубину до 1 км и лишь немногие из них — до 1,5–2,5 км. Практика геологоразведочных и эксплуатационных работ показывает, что поведение рудных тел по падению определяется комбинацией многих геологических факторов, что при благоприятном их сочетании ниже выклинившихся рудных тел возможно нахождение новых рудных залежей и месторождений. Однако закономерности распределения оруденения по вертикали пока слабо изучены, а методы поисков скрытого оруденения слабо разработаны. В ряде районов остро стоит вопрос о расширении сырьевой базы действующих горнорудных предприятий путем выявления новых скрытых продуктивных горизонтов и рудных блоков [4]. Техника эксплуатационных

работ достигла такого развития, что на отдельных месторождениях за рубежом добыча золота уже производится на глубинах 3—4 км от поверхности Земли.

Дальнейшее развитие теории рудообразования, выявление закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений, усовершенствование методов прогнозирования и оценки новых территорий зависят от решения таких вопросов, как источники рудного вещества вертикальная зональность рудоносных структур, метасоматических и геохимических ореолов, сопровождающих оруденение; воздействие глубинных магматических и метаморфических процессов на перераспределение и концентрацию рудных элементов в приповерхностных зонах, размещение минеральных месторождений в зависимости от строения разрезов земной коры и т.д. Поскольку эндогенные месторождения весьма разнообразны, то в разных рудных районах перечень этих вопросов и конкретное их содержание могут варьировать, но главная цель — выяснение взаимосвязей между глубинным строением земной коры и эндогенным рудообразованием — остается одной и той же.

Так, в Печенгском районе, где осуществляется второй этап бурения Кольской сверхглубокой скважины, могут быть исследованы влияние горизонтальных и вертикальных тектонических движений на глубинное строение рудоносных площадей, соотношения между метаморфизмом и тектоническими перемещениями рудоносных блоков, поведение сульфидной минерализации при прогрессивном и регрессивном метаморфизме, роль магматических, метасоматических и гидротермальных процессов в образовании сульфидных медно-никелевых руд, вертикальная зональность рудоносных трещинных структур и, наконец, дана количественная характеристика вертикального диапазона эндогенного оруденения в земной коре и оценена надежность некоторых геотермометров и геобарометров.

Изучение Кемпирсайского района, где находятся крупнейшие в мире хромитовые месторождения, связано с решением ряда кардинальных вопросов о характере связи рудоносных гипербазитов с верхней мантией, месте и времени дифференциации исходной магмы, положении гипербазитов в разрезах офиолитовых комплексов, механизме проникновения их в верхние горизонты земной коры, о соотношениях между тектоническими и магматическими факторами контроля хромитовых рудных залежей и др.

Норильский район с его месторождениями сульфидных медно-никелевых руд является ключевым для изучения тектоники краевых зон древних платформ, трапвого магматизма и генезиса магматических месторождений. Особого внимания здесь заслуживают природа региональной гравитационной аномалии, причины появления расслоенных рудоносных интрузивов и роль промежуточных очагов в их формировании, дополнительные критерии обнаружения медно-никелевого оруденения.

Во многом неясны условия формирования и локализации стратиформных золоторудных месторождений в черных сланцах (природа

гравитационных аномалий, наличие на глубине гранитоидных интрузивов или метаморфических куполов, вертикальная зональность измерений вмещающих пород и типов минерализации). Поэтому рудоносные черносланцевые толщи также должны стать объектом специальных исследований.

В Комсомольском оловорудном районе, который является эталонным постмагматических жильных месторождений, особый интерес представляют вертикальная зональность магматизма, метаморфизма, метасоматоза и гидротермального оруденения, надежность существующих методов термобарометрии и критериев поисков скрытого оруденения.

В Криворожском районе исследования могут быть ориентированы на расшифровку глубинного строения и полного разреза раннепротерозойского трога, его соотношений с окружающими гранито-гнейсами, определение нижней границы распространения богатых железорудных залежей, оценку роли метаморфических и гипергенных процессов в их образовании, изучение вертикальной зональности рудоносных щелочных метасоматитов.

В этой связи отделом эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР в 1977 г. выдвинута для разработки проблема "Условия образования и глубинное строение эндогенных рудных месторождений, полей и районов". В последние годы многие разделы тематического плана отдела имели к этой проблеме прямое отношение [3]. Сюда относятся исследования сквозных рудоконцентрирующих и очаговых структур, условий локализации эндогенных месторождений в разных структурных этажах, математический анализ факторов, определяющих масштабы гидротермальных месторождений, комплексное изучение керна Кольской сверхглубокой скважины. Отдельные важные стороны проблемы затрагивались при характеристике рудных формаций, изучении стадийности и зональности гидротермальных месторождений, источников рудного вещества эндогенных рудных месторождений, условий образования хромитовых и сульфидных медно-никелевых руд, рудоносных структур кристаллического фундамента. Но эти исследования были недостаточно согласованы между собой. Объединение сил в рамках единой проблемы несомненно повысит эффективность работ отдела.

Исследования предполагается сосредоточить на типовых рудных районах, полях и месторождениях. В качестве первоочередных объектов намечены Печенгский район, где начат второй этап проходки Кольской сверхглубокой скважины, Кемпирсайский хромитоносный массив, Джидинский район с постмагматическими гидротермальными месторождениями молибдена и вольфрама, Кавалеровский район со скарновым свинцово-цинковым и гидротермальным сульфидно-касситеритовым оруденением, Центральнo-Алданский район с разновозрастными месторождениями железа, флогопита, апатита и некоторые другие. Для каждого из типовых районов будут собраны и проанализированы данные о его геотектонической позиции, глубинном строении, закономерностях локализации оруденения, структурной, магма-

тической и рудно-метасоматической зональности, критериях и методах прогнозирования скрытого оруденения.

По итогам исследований планируется составление в 1982 г. коллективной монографии. В ней предполагается изложить результаты изучения типовых районов и рассмотреть следующие вопросы: 1) эволюция земной коры и эндогенное оруденение; 2) связь локальных рудоносных структур с глубинными зонами земной коры; 3) соотношения структурных, петрологических и физико-химических условий эндогенного рудообразования; 4) вещественный состав руд как индикатор процессов их формирования; 5) условия образования и группировка эндогенных рудных районов, полей и месторождений; 6) типовые модели эндогенного рудообразования; 7) глубинные уровни и вертикальная зональность эндогенного оруденения в земной коре; 8) методы глубинного прогнозирования.

Реализация плана потребует определенной перегруппировки научных сил, привлечения специалистов из других отделов и лабораторий института, укрепления и развития связей с учреждениями Академии наук, Министерства геологии и Министерства цветной металлургии СССР и во многом будет зависеть от развития сверхглубокого и глубокого бурения в рудных районах страны. Только при этих условиях можно надеяться на успех в разработке выдвинутой проблемы, имеющей фундаментальное значение для теории эндогенного рудообразования и металлогении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сидоренко А.В. Кольская сверхглубокая. Правда, 1975 г., 11 мая.
2. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. 3-е изд. М.: 1976.
3. Соколов Г.А., Казанский В.И. Геология и условия образования эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Геология рудных месторождений, петрография, минералогия. М.: Наука, 1976.
4. Шеглов А.Д. Проблема рудных районов. — Разведка и охрана недр, 1973, № 11.
5. Эндогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования). М.: Наука, 1978.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.	3
<i>Р.М.Константинов</i>	
Постоянные и переменные геологические факторы образования эндогенных рудных месторождений.	4
<i>И.Л.Лавров, И.Н.Томсон, В.Н.Полужков, Н.Т.Кочнева</i>	
Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения.	20
<i>В.С.Кравцов, В.В.Середин, И.Н.Томсон, Г.А.Тананаева, Л.Г.Филимонова, В.А.Баскина</i>	
Орогенные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение.	43
<i>Ю.Г.Сафонов, Ю.И.Булавский, В.И.Завалин, С.В.Порошин</i>	
Первый опыт использования космических снимков для изучения структур рудных полей и месторождений.	82
<i>Г.Г.Кравченко</i>	
Структурный контроль хромитовых месторождений.	117
<i>А.А.Пэк, Д.И.Павлов</i>	
О механизме образования железорудных месторождений ангаро-илимского типа (гипотеза тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапловым силлом).	130
<i>К.В.Лобанов</i>	
Влияние упругих свойств метаморфических пород на локализацию мусковитовых пегматитов в разрезе Беломорского комплекса.	156
<i>А.Л.Соколов</i>	
Соотношение базальтоидных даек с оловорудными зонами на месторождении Индустриальное.	172
<i>М.М.Повилайтис</i>	
Влияние некоторых геологических факторов на состав и свойства вольфрамитов в месторождениях различных формаций.	185
<i>Е.Д.Малиновский, В.Ф.Чернышев</i>	
Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах.	215
<i>Л.Н.Вяльсов</i>	
Состояние и пути развития исследований оптических свойств рудных минералов.	230
<i>В.И.Казанский</i>	
Условия формирования и глубинное строение эндогенных рудных месторождений, полей и районов.	266

Постоянные и переменные геологические факторы образования эндогенных рудных месторождений. Константинов Р.М. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения (Геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1979.

Формулируется понятие об устойчивости геологических факторов рудообразования, позволяющее построить геологоинформационную модель месторождения. Эта модель состоит из устойчивых факторов, подразделяемых на постоянные, характерные для всех месторождений исследуемого типа, и переменные, изменяющиеся в связи с особенностями отдельных месторождений. На примере колчеданных месторождений Рудного Алтая и месторождений золото-сульфидно-кварцевой группы формаций показаны возможности использования геологоинформационных моделей для определения вероятных масштабов оруденения и решения некоторых теоретических вопросов.

Ил. 4. Библ. 11 назв.

УДК 551.244:553.061(575.0)

Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения. Лаверов Н.П., Томсон И.Н., Полуэктов В.Н., Кочнева Н.Т. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1979.

Излагаются результаты изучения структурного плана региона, который сложился в орогенный период позднего палеозоя. Выявлена региональная концентрическая структура, контролирующая размещение позднепалеозойских магматических образований и металлогенических зон. Установлено, что концентрическая структура Чаткало-Кураминского региона является дочерней по отношению к крупнейшей орогенной структуре Средней Азии — Западно-Тяньшаньскому мегасводу. На примере рассмотренного региона развивается методика структурного районирования орогенных областей.

Ил. 6. Библ. 22 назв.

УДК 551.244:553.061(571.63)

Орогенные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение. Кравцов В.С., Середин В.В., Томсон И.Н., Тананева Г.А., Филимонова Л.Г., Баскина В.А. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1979.

Рассматриваются особенности строения нового для Приморского края типа структур — орогенных сводово-глыбовых поднятий — и их влияние на пространственное размещение магматических комплексов и локализацию эндогенного оруденения верхнемелового и палеогенового возраста. Описываются методы реконструкции сводово-глыбовых структур — морфоструктурный анализ, дешифрирование космических снимков, палеоструктурные построения, анализ геофизических данных и др. Образование сводов определило позицию и форму вулканотектонических депрессий Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, поясов даек и интрузивов, а также концентрическую форму специализированных металлогенических зон.

Ил. 7. Библ. 66 назв.

УДК 550.814:553.27

Первый опыт использования космических снимков для изучения структур рудных полей и месторождений. Сафонов Ю.Г., Булавский Ю.И., Завалин В.И., Порошин С.В. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

Охарактеризованы методические вопросы использования крупномасштабных космических снимков при изучении структур рудных полей и месторождений. Описаны результаты работ по исследованию территорий Кармазарского и Прибалхашского рудных районов. Показана целесообразность применения черно-белых космических снимков для уточнения геологической позиции рудных месторождений и полей и изучения их основных структурных элементов.

Ил. 7. Библ. 18 назв.

УДК 553.461:553.27

Структурный контроль хромитовых месторождений. Кравченко Г.Г. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

Рассмотрены первично-магматические и послемагматические структуры, определяющие положение хромитовых месторождений. К первично-магматическим структурам, возникавшим в период становления ультрабазитовых массивов и локализуящим многочисленные месторождения, относятся согласные линейные зоны, сводовые структуры и приконтактные зоны, обычно имеющие значительные масштабы. В пределах этих структур выделяются более мелкие структурные элементы, контролирующие положение отдельных месторождений и рудных тел: секущие линейные зоны и экранирующие структуры.

Библ. 12 назв.

УДК 553.31:551.491.5

О механизме образования железорудных месторождений ангаро-илимского типа (гипотеза тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапшовым силлом). Лэх А.А., Павлов Д.И. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

Излагаются геологические предпосылки гипотезы. Приводятся оценки возмущения силлом регионального геотермического поля и поля давлений пластовых вод, количества участвующих в гидротермальном процессе растворов и потенциальной рудопродуктивности механизма. Обсуждается альтернативное предположение о мантийном происхождении гидротерм.

Ил. 4. Библ. 34 назв.

УДК 552.42/43:539.32(471.21)

Влияние упругих свойств метаморфических пород на локализацию мусковитовых легматитов в разрезе Беломорского комплекса. Лобанов К.В. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

Определены упругие параметры и пористость пород беломорского комплекса. Продуктивная на мусковит чулинская свита отличается меньшими величинами скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, плотности, модулей сдвига, Юнга, и большим — коэффициент Пуассона и эффективной пористости. Эти данные могут быть использованы для объяснения закономерностей локализации мусковитовых пегматитов.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 17 назв.

УДК 552.323.5:553.45(571.65)

Соотношение базальтоидных даек с оловорудными зонами на месторождении Индустриальное. Соколов А.Л. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

Базальтоидные дайки месторождения Индустриальное внедрились после главной продуктивной минерализации, связанной с образованием кварц-турмалиновых и хлоритовых метасоматитов, но ранее поздних метасоматических изменений, представленных карбонатизацией, аргиллизацией и ожелезнением. По абсолютному возрасту эти дайки близки вмещающим омсукчанским гранитам.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 9 назв.

УДК 553.463:549.761.6

Влияние некоторых геологических факторов на состав и свойства вольфрамитов в месторождениях различных формаций. Повилайтис М.М. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

На состав вольфрамитов влияют петрохимический состав и структурные условия становления рудосопряженного магматического комплекса. С комплексами базальтоидного происхождения ассоциируют более железистые вольфрамиты, чем с комплексами калиевых гранитов. Состав вольфрамитов, ассоциирующих с вулканоплутоническими и особенно с вулканическими комплексами, ближе к составу крайних членов изоморфного ряда по сравнению с вольфрамитами плутоногенных месторождений. Типоморфные свойства вольфрамитов, в частности, содержание элементов-примесей, следует учитывать при оценке месторождений.

Табл. 3. Ил. 5. Библ. 30 назв.

УДК 553.27

Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах. Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

Для анализа структуры эндогенных рудных месторождений рекомендуется выявление точной пространственной ориентировки деформационной оси В. Она устанавливается с помощью стереографических проекций по форме и расположению статистических максимумов полюсов слоистости и обычно параллельна линиям пересечения сопряженных разрывов. Это позволяет прогнозировать положение рудных тел на глу-

бине, так как оруденение склоняется по оси B — наиболее проницаемому направлению,

Ил. 5. Библ. 9 назв.

УДК: 535.004.13+616.07:549.9

Состояние и пути развития исследований оптических свойств рудных минералов. Вяльсов Л.Н. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. (геология, условия локализации, методы изучения) М.: Наука, 1980.

Рассмотрены особенности статистического распределения рудных минералов по отдельным оптическим параметрам: R_{580} , R_{480} , R_{680} , F , ΔR и т.д. Показано, что даже ограниченная информация об оптических свойствах позволяет идентифицировать большинство рудных минералов или выделять группы минералов со сходными оптическими характеристиками. Указанный вывод дает возможность переоценить роль субъективных методов оценки оптических свойств. Описана новая конструкция простого визуального микрофотометра на базе серийно выпускаемого рудного микроскопа типа "Полам" Р-312, которая может найти широкое применение в учебной и исследовательской практике. На примере отдельных групп минералов рассмотрена взаимосвязь между вариациями химического состава и изменчивостью оптических свойств. Разобраны вопросы усовершенствования микроспектрофотометров с внутренним стандартом, вскрыты потенциальные возможности оптических методов исследования рудных минералов; намечены пути их дальнейшего развития.

Табл. 4. Ил. 11. Библ. 47 назв.

УДК 553.061.12

Условия формирования и глубинное строение эндогенных рудных месторождений, полей и районов. Казанский В.И. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

Дано теоретическое обоснование проблемы изучения глубинных горизонтов эндогенных рудных месторождений, полей и районов. Намечены пути ее реализации.

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ГЕОЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ,
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ)

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Р.А. Амосов*
Редактор издательства *О.А. Харнас*
Технический редактор *И.И. Джиоева*

ИБ № 16057

Подписано к печати 20.12.79. Т – 20547
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,8. Уч.-изд.л. 21,3
Тираж 1150 экз. Тип. зак. 768.
Цена 3р.30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 30 к.

3473

