

УДК 553.06

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О СТРУКТУРАХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2007 г. Ю. Г. Сафонов, Г. И. Горбунов, А. А. Пэк, А. В. Волков, Т. М. Злобина, Г. Г. Кравченко, Е. П. Малиновский

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Ж-17, Москва, Старомонетный пер. 35*

Поступила в редакцию 25.06.2007 г.

Анализируется современное состояние исследований структур рудных полей и месторождений в России. Показана актуальность сложившихся основных направлений исследований, обширность накопленной информации. Изменения представлений о геодинамических, тектонических режимах развития земной коры определяют необходимость коррекции представлений о геолого-структурной позиции рудных полей и месторождений. Новые задачи в развитии учения о структурах месторождений и структурных условиях рудообразования связаны с этими изменениями и общим ростом знания о рудных месторождениях и глубине их формирования, о геодинамических, тектоно-физических, гидродинамических процессах в рудоносных блоках земной коры. Приведены результаты гидродинамического моделирования формирования месторождений, связанных с зонами глубоко проникающих разломов и рассмотрены варианты соотношений гидродинамических и структурных факторов рудообразования.

ВВЕДЕНИЕ

Признание исследований структуры рудных полей, как важной области отечественной науки о месторождениях полезных ископаемых пришло еще в середине прошлого века. В книге, под редакцией академика В.А. Обручева (Успехи..., 1943), посвященной достижениям геолого-географических наук в СССР, академик И.Ф. Григорьев (1943), анализируя результаты изучения “металлических рудных месторождений за 25-летний (1917–1942 гг.) период, отмечает серию работ по структурам рудных полей и их авторов: А.В. Королева, Г.Д. Аджирея, В.М. Крейтера, А.В. Пэка, В.Н. Котляра, Е.Е. Захарова, М.Н. Русакова. Здесь же выделены авторы работ, связанных с открытием и разведкой полиметаллических рудных месторождений Средней Азии и Киргизии, включая Б.Н. Наследова, Ф.И. Вольфсона, А.В. Королева, В.И. Смирнова и др. В статье “Успехи геологических наук в СССР за 30 лет” И.Ф. Григорьев при рассмотрении исследований рудного направления пишет: “Особо следует отметить серию работ по изучению структур рудных полей в Средней Азии, на Северном Кавказе, Урале, в Казахстане и Донбассе, сопровождавшихся разработкой методики трещинной тектоники (А.В. Пэк, Ф.И. Вольфсон, Е.Е. Захаров)” (Григорьев, 1947).

Основное содержание исследований 30–40-х годов составляло изучение закономерностей об-

разования жильных месторождений, оруденение в пределах которых контролировалось трещинными – разломными структурами (Королев, 1936; Пэк, 1939). Наряду с этим, изучались структурные особенности магматических, скарновых, гидротермальных месторождений, локализация которых определялась как разломами, так и структурами рудовмещающих комплексов пород – слоистостью, складчатостью, морфологией и внутренним строением интрузивных тел, эффузивных толщ и палеовулканических построек. Большие объемы этих исследований были связаны с широким фронтом поисково-разведочных работ и освоением многочисленных месторождений черных, цветных, редких и благородных металлов. Характерной чертой структурных исследований, проводимых отечественными геологами, изначально являлся геолого-исторический подход к изучению закономерностей проявления структурного контроля оруденения с разработкой основ петрофизического анализа этих закономерностей. Изучение трещинной тектоники рудных месторождений (Пэк, 1939) не только привело к важным практическим результатам, но и способствовало развитию структурной геологии и становлению в дальнейшем тектонофизики как важнейшего направления в геолого-геофизических науках (Гзовский, 1975). Исследователи структур рудных полей и месторождений в СССР составляли общую научную школу, в развитие которой большой вклад внесли коллективы в Москве (В.М. Крейтер, А.В. Пэк, Ф.И. Вольфсон, Н.И. и М.Б. Бородаевские, Л.И. Лукин, В.Ф. Чер-

Адрес для переписки: Ю.Г. Сафонов. E-mail: safonov@igem.ru

нышев, Г.Ф. и П.Д. Яковлевы и др.), в Ташкенте (А.В. Королев, П.Д. Шехтман, Ю.С. Шихин, и др.), Томске, Иркутске, Алма-Ате, Ереване и в других научных центрах академической и отраслевой геологической науки, а также в ВУЗах страны. Учение о структурах рудных полей и месторождений в Советском Союзе развивалось при масштабных, во многом приоритетных, геологических исследованиях обширных территорий Средней Азии, Украины, Кавказа. Открытие значительно-го числа месторождений в пределах известных и новых металлогенических провинций, поясов, областей, в том числе крупных и уникальных месторождений, среди которых Кемпирсай (хромиты), колчеданно-полиметаллические гиганты Рудного Алтая, Дзержинск (Cu, Pb, Zn), Коунрад (Cu, Mo, W), Мурунтау (Au), Алмалык (Cu, Mo, Au), Ингичке (W), Алтын-Топкан (Pb, Zn), Канимансур (Ag, Pb, Zn), Джизжикрут (Sb), Хайдаркан (Hg), Каджаран (Cu, Mo) и многие другие, позволяло и обязывало развивать исследования по всему диапазону геолого-структурных обстановок образования рудных концентраций по всем известным видам минерального сырья. Исследования проводились практически на всех значимых месторождениях, что привело к созданию обширной базы данных как по структурному контролю оруденения тектоническими разрывными нарушениями и трещинами, складчатыми, синседиментационными и магматическими формами и прототектоническими элементами.

Эти исследования осуществлялись с учетом факторов литологического и петрофизического контроля оруденения, как правило, в комплексе с геохимическим, минералогическим, петрологическим изучением месторождений и рудоносных территорий. Значительное внимание уделялось систематическому крупномасштабному геологическому картированию, часто сопровождаемому геофизическим, хотя объемы и виды последнего не были достаточными. Целевое геолого-структурное картирование карьеров и подземных горных выработок, специальная документация керна буровых скважин на многих месторождениях, проводимые не только научными работниками, но и производственными геологическими службами, занимало особое место в характеризующих исследованиях. Опубликованные работы по данной тематике обширны. В 90-е годы эти разработки в нашей стране оказались мало востребованными и недостаточно развивавшимися в связи с резким спадом объемов поисково-разведочных работ, с изменениями подходов в практике горнодобывающего производства, при общем снижении численности и, нередко, квалификационного уровня геологов, занятых в рудной отрасли. В рыночных условиях развития горнодобывающих отраслей возникали новые задачи геологических служб. Они связаны с жесткими разграничениями

этапов геологического изучения рудоносных территорий и оценки ресурсов минерального сырья при минимизации затрат на работы каждого этапа, а также с необходимостью выявления рентабельных для отработки рудных скоплений уже на ранних этапах такого изучения. Состояние учения о структурах рудных полей и месторождений и его развитие до 70-х годов обстоятельно рассмотрены в работах Ф.И. Вольфсона (1962, 1969; Лукин и др., 1978). Основное внимание нами уделяется современным проблемам, в большинстве из которых присутствует вклад основоположников учения. Так сложилось, что 100-летие Федора Иосифовича Вольфсона совпадает со 110-летием Владимира Михайловича Крейтера, а в 2002 г. отмечалось столетие Арнольда Вильгельмовича Пэка, немного не дожившего до знаменательного юбилея. В 2008 г. еще одна дата – 100-летие Леонида Ивановича Лукина. Круг основоположников и создателей учения о структурах рудных полей и месторождений значителен. Ценность, важность их вклада видны в перспективах развития учения, которые в ограниченной по объему работе мы можем показать, как и сегодняшнее состояние учения, лишь в генерализованном виде, акцентируя внимание на актуальных проблемах и вопросах структурного контроля эндогенных рудных месторождений.

АКТУАЛЬНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ, ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Главными направлениями структурных исследований в рудной геологии остаются следующие: 1) определение геологической (геолого-структурной) позиции рудных полей и месторождений; 2) определение типоморфных рудовмещающих и рудоконтролирующих структурных элементов и их сочетаний, типизация (систематика) структур месторождений; 3) изучение геологической среды и структурных условий образования месторождений, их стереогенезиса; 4) развитие методов изучения структурного контроля рудной минерализации. Эти направления определились при широком проведении структурных исследований рудоносных территорий, когда поиски месторождений были ориентированы на обнаружение рудопроявлений, выходящих на поверхность, но приобрели еще большую значимость при современной необходимости выявления скрытого оруденения. При этом возрастает важность проведения структурных исследований в комплексе с другими методами оценки рудоносности перспективных площадей и конкретных структурных обстановок. Среди таких методов не только традиционные – геохимические, геофизические, минералогические, но и новые, термобарометрические, изотопные и др. Эти подходы увязываются с существен-

но возросшими возможностями теоретических исследований тектоно-физических, гидродинамических условий развития флюидных рудообразующих систем.

Новые возможности в проведении исследований всех видов определяются компьютерными методами и технологиями обработки информации, включая моделирование различных процессов. Методы структурного анализа месторождений и рудоносных площадей, их общая методология, разработанные ранее, остаются соответствующими современным задачам. Они описаны во многих работах, из которых отметим лишь этапные (Основные..., 1960; Лукин, 1986).

Опыт исследований пространственных закономерностей образования рудных концентраций определяет актуальность анализа существующих терминов и понятий, характеризующих места локализации оруденения: рудный район – рудное поле – месторождение – рудное тело. Конкретное содержание этих понятий неодинаково для различных генетических типов оруденения и различается применительно к определенным типам. Вероятно, господствующие в середине XX в. представления о постмагматическом гидротермальном рудообразовании привели А.Г. Бетехтина к пониманию рудного поля как совокупности месторождений, генетически связанных с каким-либо массивом изверженных пород (Вольфсон, 1962). Закономерное расположение групп рудных тел и рудоносных участков в зависимости от геологического строения и тектоники района отражает структуру рудного поля. В.М. Крейтер (1956) рассматривал структуру рудного поля как сочетание тектонических нарушений, обусловивших размещение сближенных и генетически родственных эндогенных месторождений. Близко к этому пониманию структуры рудного поля Ф.И. Вольфсоном, который для средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений определял структуру объединяющих их рудных полей как закономерное расположение этих месторождений “вдоль сближенных локальных тектонических элементов (трещин и складок), сопряженных с региональными тектоническими нарушениями, развитыми в районе” (Вольфсон, 1962). Как видно это определение рудных полей перекликается с представлениями о геолого-структурной позиции месторождений. При этом подчеркивается обычная приуроченность рудных полей гидротермальных месторождений, в том числе ассоциированных с интрузивными телами, к аномальным по строению участкам региональных структур – крупных разломов, складчатых сооружений. Строение рудных полей естественно не отделяется от структуры месторождений. В.И. Смирнов (1965) относил к рудному полю группу однотипных по происхождению месторождений, объединенных геологической струк-

турой. Пространственная “сближенность” при признании “генетической родственности” рудных тел – месторождений оценивается относительно и зависит от степени изученности рудоносных площадей, а также от горно-технических условий их освоения. Последнее обстоятельство часто нарушает принцип выделения рудных полей как стереогенетических единиц, в отличие от “месторождений”, в понимании которых совмещены геологические и геолого-экономические представления.

Для характеристики рудных полей важно не только их внутреннее строение, но и общая структурная форма – тектонический блок, интрузивный массив, палеовулканическая постройка или определенные части этих структурных форм. Однако такое выражение рудных полей, скорее относится к редким случаям, чем к часто встречающимся, особенно для гидротермальных месторождений.

В прошедших периодах изучения структур рудных полей и месторождений на общем научно-методическом уровне исследований негативно отразились ограничения в использовании реальных количественных характеристик, размерности рудоносных территорий, месторождений, рудовмещающих структур. В выделении рудных районов – полей их реальное площадное выражение, протяженность разломов, складок различных порядков имеет важнейшее значение как количественное распределение рудной минерализации. Интенсивность ее проявления, масштабы концентрации в месторождениях, рудных телах и рудопоявлениях, не имеющих экономического значения, являются важными факторами оконтуривания рудных полей.

За последний 30–40-летний период изменились представления о приоритетных промышленных типах руд и месторождениях ряда видов рудного сырья. В мировой добыче золота основное значение стали иметь месторождения с вкрапленно-прожилковым оруденением. В рудах этих месторождений содержания золота составляют первые г/т, а при комплексной минерализации (Au–Cu–Pb–Zn–U и др.) – десятки доли г/т при больших объемах рудной массы.

Открытия новых эпитеpmальных и “мезотермальных” (Au, Au–Ag + Zn, Pb, Zn) месторождений существенно изменили представления об этих типах золоторудных образований, представленных не только жильными телами, штокверками и рудоносными брекчиями, но и метасоматическим оруденением с широким диапазоном морфологических текстурных разновидностей: от залежей, сходных с колчеданными образованиями, до зон тонковкрапленного оруденения. Вкрапленная, вкрапленно-прожилковая золоторудная минерализация распространена по всему глубинному ин-

тервалу образования гидротермальных месторождений золота. Она известна зонально (по горизонтали и по глубине) проявлении золоторудной минерализации в рудных полях – месторождениях с основным концентрированным (жилы, залежи, штокверки) оруденением, образует самостоятельные месторождения. При отнесении золото-пиритовой минерализации Витватерсранда к эпигенетичной вкрапленно-прожилковой, эта минерализация должна быть отнесена к главному промышленному типу руд золота. Геолого-структурная позиция месторождений с таким типом оруденения, в сланцевых комплексах, их строение и условия образования составляют одну из наиболее актуальных проблем в исследованиях структур рудных полей, проводимых в нашей стране. Месторождения с вкрапленно-прожилковыми рудами золота являются основными по запасам рудного золота. Перспективные прогнозные ресурсы в значительной мере также связываются с золотым оруденением этого типа, в частности, с нетрадиционными его разновидностями, как “карлинский”, золотоносный медно-порфировый, золото-сульфидный в зонах скалывания среди карбонат-серпичитовых метасоматитов зеленокаменных поясов. Не получили должной оценки некоторые новые типы оруденения, например, Au-Pd, Pt в фукситовых метасоматитах, выявленных на Северном Урале (Кожимское поднятие). За последние 50 лет наиболее интересные открытия в области рудных минерально-сырьевых ресурсов мира связаны с золотом и ураном. Нашу страну они затронули лишь частью, оставляя большие перспективы на будущее.

Представления о геолого-промышленных типах руд других металлов изменились в меньшей мере, отвечая общей закономерности сохранения и, для некоторых видов сырья, возрастания значимости крупных рудных месторождений. Серьезные проблемы обеспечения промышленного развития России рудным сырьем касаются многих других видов, особенно дефицитных в связи с ограниченными запасами рентабельных руд (хромитов, некоторых цветных металлов и др.) на сегодня или с ближайшими перспективами полной отработки крупных месторождений и необходимостью освоения резервных месторождений. Эти проблемы диктуют неизбежность усиления геологического изучения перспективных рудоносных территорий. Геолого-структурные исследования снова должны занять ведущие позиции в этом изучении.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Смена геосинклинально-платформенной парадигмы тектонического развития земной коры платформенной концепцией корово-ман-

тийного взаимодействия в наибольшей мере влияет на сложившиеся представления о геолого-структурной позиции рудных полей и месторождений в орогенно-складчатых поясах. Специфика общей металлогении и размещения месторождений вулканических поясов при этой смене получила дополнительное обоснование и раскрытие, особенно в отношении медно-порфировых, (в том числе золотоносных), колчеданных и эпitherмальных (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) месторождений (фиг. 1). В приведенной таблице металлогенической специализации геодинамических обстановок, характерных для различных этапов геологической истории земли, В.Е. Хаиным (2000) показаны их временные соотношения с суперконтинентами. В таблице основные металлогенические периоды выделены утолщенными линиями. Области-провинции тектоно-магматической активизации, как вид геоструктур глобального-регионального масштаба в платформенно-тектонических построениях не выделяются, но фактические данные по рудоносности стабилизированных областей, вовлеченных в поздние тектоно-магматические преобразования, подтверждают известное своеобразие геодинамического развития и металлогении таких территорий. Изменения представлений о геодинамических режимах становления и эволюции земной коры, литосферы и мантии, включая развитие концепций мантийных плюмов и рифтогенеза, наиболее радикально влияет на оценки роли коровых и глубинных (литосферных, мантийных) тектонических, магматических, флюидно-динамических процессов в образовании разнотипных рудных месторождений. Это относится как к общим металлогеническим, глобально-региональным закономерностям проявления процессов рудообразования, так и к локальным – в масштабе рудных районов полей и месторождений.

Генерализованные представления о зависимостях рудообразования от геодинамических режимов, широко распространенные среди зарубежных специалистов и теперь уже среди значительного числа отечественных геологов, иллюстрируются разработками А. Митчелла и М. Гарсона (Mitchell, Garson, 1976), а также Д. Гровса и др. (Groves *et al.*, 2005). Месторождения золота, включая комплексные, золотосодержащие, характеризуются наиболее широким распространением и многообразием геолого-генетических типов среди эндогенных месторождений. Поэтому, разработки Д. Гровса и др., относящиеся к месторождениям золота, затрагивают общие закономерности размещения месторождений в различных геолого-тектонических обстановках.

С островными дугами и континентальными окраинами, вулкано-плутоническими поясами связаны эпitherмальные месторождения золота, серебра и цветных металлов, а также медно-порфировые и медно-молибден-порфировые, часто

Геодинамические обстановки	Этапы геологической истории		AR ₂₋₃	PR ₁	PR ₂	PR ₃	PZ ₁₋₂	PZ ₃	MZ ₁	MZ ₂	CZ
	Пангеи		ПГО	ПГ1	ПГ2(R)			ПГ3			
Зеленокаменные пояса Cr, Au, Cu, Ni			→								
Гранулит-гнейсовые пояса Пегматиты			←			→					
Офиолиты Cu, Ni				←			→			→	
Вулканические дуги Колчеданные м-ния Cu, Zn, Pb			←				→			→	
Вулкано-плутонические пояса Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, Sn, W				←						→	
Коллизионные гранитоиды Au, Cu, Mo, Pb, Zn, Sn, W				←				→		→	
Стратиформные мафит-ультрамафитовые плутоны Fe, Ti, Cr, Cu, Ni, Co, Pt				←							→
Граниты-рапакиви Sn, W, Li, Mo					→						
Щелочные плутоны Ta, Nb, Th, Zr, PЗЭ				←			→			→	
Кимберлиты, лампроиты C				←			→				
Карбонатиты P, Cu, PЗЭ						←					→
Рифтогенные телетермальные Pb, Zn, Hg							←				→

Фиг. 1. Распределение эндогенных рудных месторождений в истории тектонического развития Земли (Хаин, 2000).

золотоносные. Последние характерны для континентальных поясов и нередко приурочены к областям тектоно-магматической активизации, как и редкометалльные месторождения и золоторудные, ассоциированные с интрузивами. Колчеданные золотоносные месторождения чаще локализуются в зонах спрединга. Однако, аналогичные месторождения, с золотом или без его значимых концентраций, размещаются в зеленокаменных поясах и рифтогенных впадинах эвгеосинклинального типа, где характеризуются преимущественно медно-цинковым оруденением при подчиненной роли свинцовой минерализации. С аккреционными террейнами связывается образование основной массы месторождений золота – “орогенных”, к которым отнесены все, за исключением выше названных типов, а также типа “карлин” и железо-оксидных медно-(уран)-золотых (Олимпик Дэм и др.). Золоторудные месторождения, ассоциированные с интрузивами, признаны указанными авторами как отдельный тип только в последних публикациях.

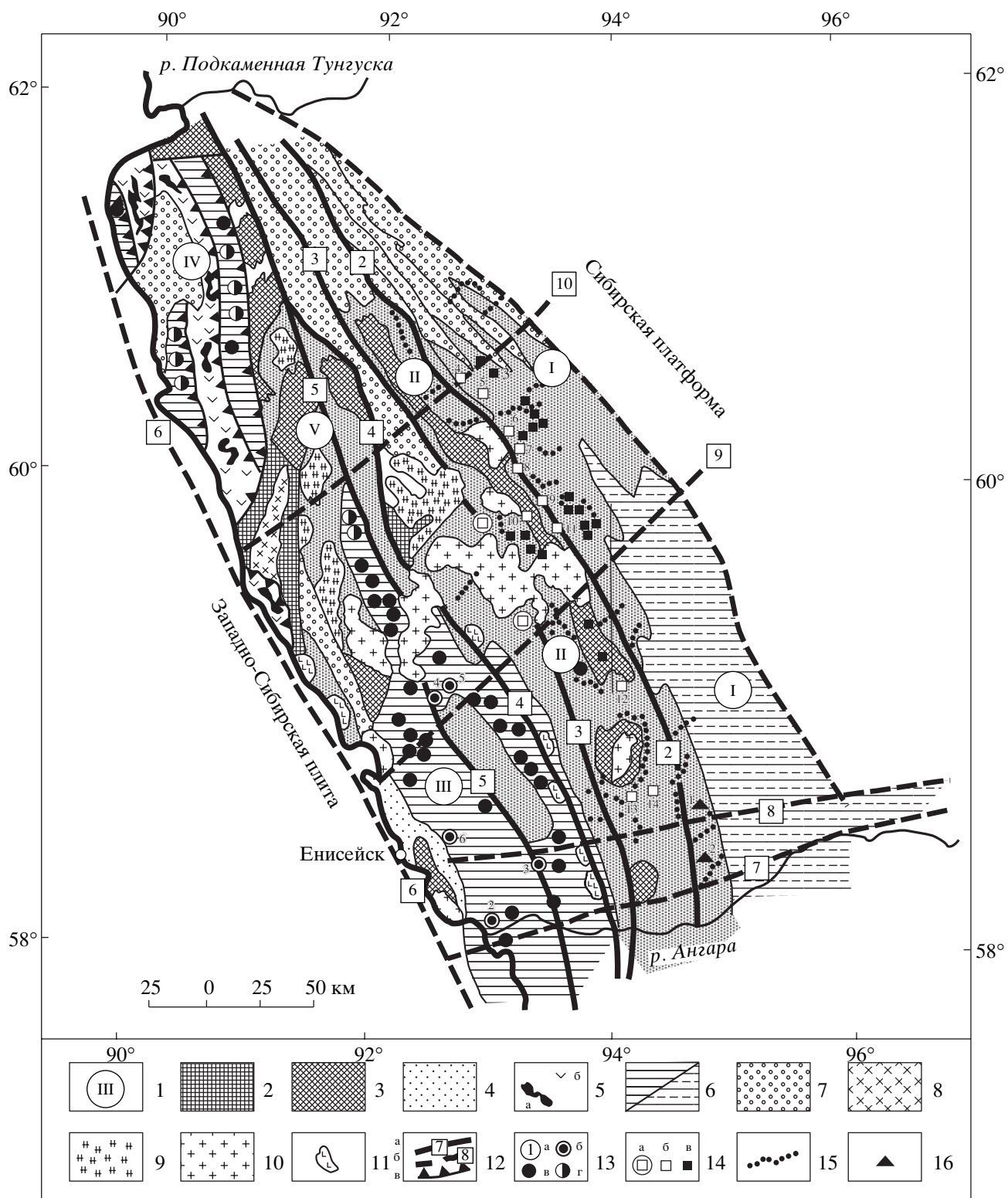
Месторождения типа “карлин”, представленные прожилково-вкрапленной, метасоматической минерализацией в карбонатных и карбонатсодержащих сланцевых породах, рассматриваются как локализуемые в тыловых континентальных дугах. Из описаний этих месторождений в основной области их распространения – в штате Невада (США) – следует правомерность отнесения их к образованным в области тектоно-магматической активизации. Сходные по составу руды, индикаторными элементами которых являются Hg, As, Tl, выявлены в разновозрастных складчатых поясах и областях активизации (Китай, Урал и др.). По ряду параметров структурного контроля оруденения они близки к ртутным месторождениям.

В процессах тектоно-магматической активизации шельфовой области протерозойского кратона юго-восточной Австралии было образовано уникальное месторождение Олимпик Дэм, характеризующееся как гигантское по запасам Cu, U, Au и содержащее значительные концентрации серебра и редких элементов.

Интраконтинентальные бассейны (Витватерсранд) выделены нами в особый тип геотектонических обстановок. Последние данные по условиям формирования золоторудной минерализации в бассейне Витватерсранд, вместе с результатами более ранних исследований ряда авторов, позволяют рассматривать золотоносные конгломераты как полигенные образования – конседиментационные гидротермальные с глубинным источником основных рудных компонентов (Сафонов, Прокофьев, 2006). Эти выводы представляются значимыми для критического анализа природы рудной минерализации в осадочных бассейнах, т.е. возвращение к проблеме стратиформного оруденения, включающего не только Au, Cu, Pb, Zn, но и U, Ni, Mo, TR и другие металлы, а также ряд видов неметаллических полезных ископаемых. Полигенность руд осадочных бассейнов обуславливает их включение в сферу исследований эндогенной металлогении, что обосновывалось Ф.И. Вольфсоном (Вольфсон, Архангельская, 1987). Это, в равной мере, относится как к собственно бассейнам, не вовлеченным в последующие тектонические преобразования, так и к протобассейнам, впадинам, комплексы осадочных и вулканогенных пород которых претерпели большие или меньшие деформации и метаморфические–метасоматические изменения. В определении геолого-структурной позиции разновозрастных эндогенных месторождений в орогенных поясах сохраняют свою значимость накопленные данные о зависимостях размещения рудных районов – полей – месторождений от разломов различного порядка, от складчатых структур, от блокового строения рудоносных территорий, от интрузивных массивов и дайковых поясов, ареалов проявления вулканизма и конкретных вулканогенных структур. Выше отмечалась приуроченность определенных типов месторождений к бассейновым структурам. Многолетний опыт зарубежных специалистов показал специфику развития месторождений в докембрийских зеленокаменных поясах, в пределах которых также проявились тектонические и магматические факторы геолого-структурного контроля оруденения. Общий диапазон геолого-структурных обстановок локализации рудных месторождений в настоящее время воспринимается как весьма широкий. В ранних работах основоположников структурного направления исследований рудных полей и месторождений в нашей стране подчеркивалась важная роль в локализации антиклинальных структур и разломов (Вольфсон, 1945, 1956; Крейтер, 1956).

Как типовые позиции в размещении магматогенных месторождений Ф.И. Вольфсон рассматривал: 1) отдельные интрузивные массивы гранитоидов или штоки малых интрузий, внедрившихся вдоль тектонических нарушений; 2) изгибы (в плане) осей антиклинальных сооружений; 3) из-

гибы крупных тектонических нарушений; 4) места расщепления крупных тектонических нарушений на две и более ветви; 5) боковые тектонические швы, оперяющие главные тектонические нарушения; 6) места пересечения древних тектонических зон более поздними дизъюнктивными нарушениями; 7) узкие прогибы пород кровли над скрытыми интрузивными массивами; 8) места пересечения антиклинальных сооружений дайковыми поясами. Указанные геологические позиции, изложенные нами лишь с небольшими редакционными изменениями, в большинстве своем были подтверждены последующими исследованиями особенностей размещения гидротермальных рудных месторождений. Ф.И. Вольфсон отмечал, что в ряде случаев одновременно проявлена зависимость положения рудных полей от разных структурных элементов. Вместе с тем, устанавливаются различия в геолого-структурной позиции разнотипного оруденения в пределах складчатых зон. Так, в Енисейском кряже четко проявляется приуроченность золоторудных месторождений к Центральному антиклинорию, а колчеданно-полиметаллических – к Ангаро-Тисскому и Исаковскому синклинориям (фиг. 2). Явно выражена приуроченность крупных месторождений и рудных полей к продольным разломам и местам их пересечения с зонами поперечных нарушений: соответственно, Тисско-Сухопитского и Приангарского – для Горевского полиметаллического месторождения, Восточно-Ишимбинского с Тунгусским – для золоторудного поля Советское. Крупнейшее золоторудное месторождение Олимпиада контролируется зоной влияния Западно-Ишимбинского разлома, размещаясь в породах кровли гранитоидного массива. В экзоконтакте этого массива, на пересечении Западно-Ишимбинского и северо-восточного Каменского разломов локализуется золоторудное месторождение Ведуга. Контрастно выражены здесь различия в составе рудовмещающих пород: золоторудные месторождения размещаются в метатерригенных, сланцевых отложениях, колчеданно-полиметаллические – преимущественно, в карбонатных. Различия в составе и деформированности рудовмещающих пород коррелируются со структурами месторождений: трещинноскладчатой и субпластовой, соответственно. Целевые геофизические исследования Северо-Енисейской провинции, как и в Байкало-Патомской (Бодайбинский район – Сухоложское золоторудное поле), показывают вероятные связи золоторудных месторождений, залегающих в сланцевых комплексах, с гранитоидными массивами (Константинов и др., 1999; Лишневский, Дистлер, 2004). Ранее такие связи были подтверждены бурением глубокой (4 км) скважины на площади месторождения Мурунтау (Золоторудное..., 1998). Вероятность нахождения скрытого интрузива в Мурунтауском рудном



поле предполагалась, так как здесь представлены дайки и было выявлено аномальное ороговикование осадочных пород. В выше названных рудных полях такого ороговикования не выявлено, как и других геолого-структурных признаков нахождения глубинных интрузивных массивов.

Зависимости локализации рудных полей и месторождений от скрытых на больших или меньших глубинах интрузивных массивов и тектонических структур, главным образом, дизъюнктивных, установлены в различных металлогенических провинциях. Они во многом определяли и блоковое развитие региональных подвижных поясов, сводово-глыбовое строение областей активизации (Лаверов и др. 1980; Томсон и др., 1984; Рудоносность..., 1985). Сочетание линейных и концентрических разрывных нарушений, влиявших на внедрение интрузий и формирование вулканических структур отражено в размещении ряда рудных районов и полей в Тянь-Шане, в Забайкалье, на Алданском щите, в Приморье. Характерна активизация в рудный период скрытых разломов фундамента.

Установление важной роли блокового развития рудоносных территорий в размещении оруденения привело Ф.И. Вольфсона и Л.И. Лукина к обоснованию понятий о структурных этажах и ярусах, от строения которых и состава слагающих их пород зависели проявления структурного контроля оруденения (Вольфсон, Лукин, 1965). Эти представления рассмотрены в статье Н.П. Лаверова и др. в настоящем издании. Отметим, что базирующиеся на концепции геосинклинально-платформенного развития земной коры, они сохраняют свою значимость и сегодня. Современные плейт-тектонические концепции не закрывают закономерности и целесообразности использования представлений о структурных этажах и ярусах при анализе геолого-структурной

позиции месторождений. Понятия о мио-, эвгеосинклинальном типах разрезов пород, слагающих конкретные прогибы – впадины используются российскими геологами довольно широко, определяя основные особенности режимов осадконакопления и магматизма в этих структурах. Обычная деформированность таких комплексов отличает их от бассейновых и грабен-синклинальных, образованных при активизации областей завершенной складчатости. Эти образования были выделены при участии Ф.И. Вольфсона в отдельный эпиплатформенный орогенный этаж, как и эпигеосинклинальные вулканогенно-осадочные образования в подвижных зонах, сформированные в заключительные этапы развития последних. В определенных обстановках те и другие представлены только вулканическими породами (Лаверов, 1982). Характерные примеры рудоносных орогенных структур для активизированных платформ – это Куранахская депрессия с одноименными месторождениями золота в Центрально-Алданском районе, а для активизированных областей завершенной складчатости – Ундино-Шилкинская депрессия в Восточном Забайкалье, в одном из грабенов которой локализовано известное Балейское золоторудное поле. В областях тектоно-магматической активизации рудоносными являются не только эти структуры, но и блоки фундамента. К ним часто приурочены гидротермальные месторождения золота, серебра, урана, ртути, сурьмы, свинца и других металлов.

Современные представления об общих геотектонических условиях развития региональных структурно-формационных зон, складчатых поясов и консолидированных областей, об автохтонных и аллохтонных комплексах пород при широком сочетании складчатых деформаций и надвиговых перемещений блоков пород, в том числе в объемах, отвечающих образованиям указанных

Фиг. 2. Геолого-тектоническая схема размещения месторождений и рудопроявлений золотоносного и колчеданно-полиметаллического рудных поясов Енисейского кряжа (составлена В.В. Поповым с использованием Геологической карты Красноярского края и Тувинской Республики, М-б 1 : 1 500 000, 1978; данные Верниковского и др., 1994; Корнева и др., 1974; Полиметаллическое..., 1976 и др.).

1 – тектонические структуры Енисейского кряжа: I – Ангаро-Питский синклиниорий, II – Центральный антиклинорий, III – Ангаро-Тисский, IV – Исаковский синклиниорий, V – Приенисейский антиклинорий; 2 – енисейская серия (ранний докембрий); 3 – тейская серия (средний протерозой); 4 – сухопитская серия (средний рифей); 5 – офиолитовый комплекс (средний рифей): базальтоиды (а), протрузии гипербазитов (б); 6 – верхнерифейские образования: а – тунгусикская вулканогенно-терригенно карбонатная серия, б – карбонатно-терригенная серия; 7 – позднерифейско-кембрийские малассоидные и платформенные отложения; 8–10 – гранитоидные комплексы: 8 – таракский (ранний протерозой), 9 – тейский (средний рифей), 10 – посольно-ангарский (поздний рифей); 11 – габброиды и ультрабазиты (верхний рифей); 12 – зоны глубинных разломов (а – проявленные на эрозионном срезе, б – скрытые): 1 – Анкиновская, 2 – Восточно-Ишимбинская, 3 – Западно-Ишимбинская, 4 – Татарская, 5 – Тисско-Сухопитская, 6 – Приенисейская, 7 – Приангарская, 8 – Рассохинская, 9 – Каменская, 10 – Тунгусская) и зоны крупных надвигов (в); 13 – рудные объекты колчеданно-полиметаллического пояса: а – крупные месторождения (1 – Горевское), б – средние и небольшие месторождения (2 – Усть-Ангарское, 3 – Линейное, 4 – Тенегинское, 5 – Верхне-Каменское, 6 – Крутое), рудопроявления: в – свинцово-цинковые и полиметаллические, г – медные и медно-цинковые; 14–16 – рудные объекты золотоносного пояса: 14 – золоторудные месторождения: а – крупные (1 – Олимпиада, 2 – Ведуга, 3 – Советское), б – средние и мелкие (4 – Сергеевское, 5 – Полярная Звезда, 6 – Александр-Агеевское, 7 – Пролетарское, 8 – Эльдорадо, 9 – Ново-Ерудинское, 10 – Старо-Ерудинское, 11 – Кварцевая Горка, 12 – Аяхтинское, 13 – Николаевское, 14 – Васильевское), в – рудопроявления; 15 – россыпные месторождения; 16 – сурьмяные месторождения: (1 – Удереysкое, 2 – Раздольненское).

структурных этажей или ярусов, требуют корректировки ранних представлений об этажноярусном строении рудоносных блоков земной коры и в целом, об истории развития орогенных рудоносных территорий. Однако, как показывает анализ накопленной информации, в большинстве случаев такая корректировка не ведет к радикальному пересмотру большинства, ранее сложившихся представлений о структурном контроле оруденения.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ ТИПИЗАЦИЯ

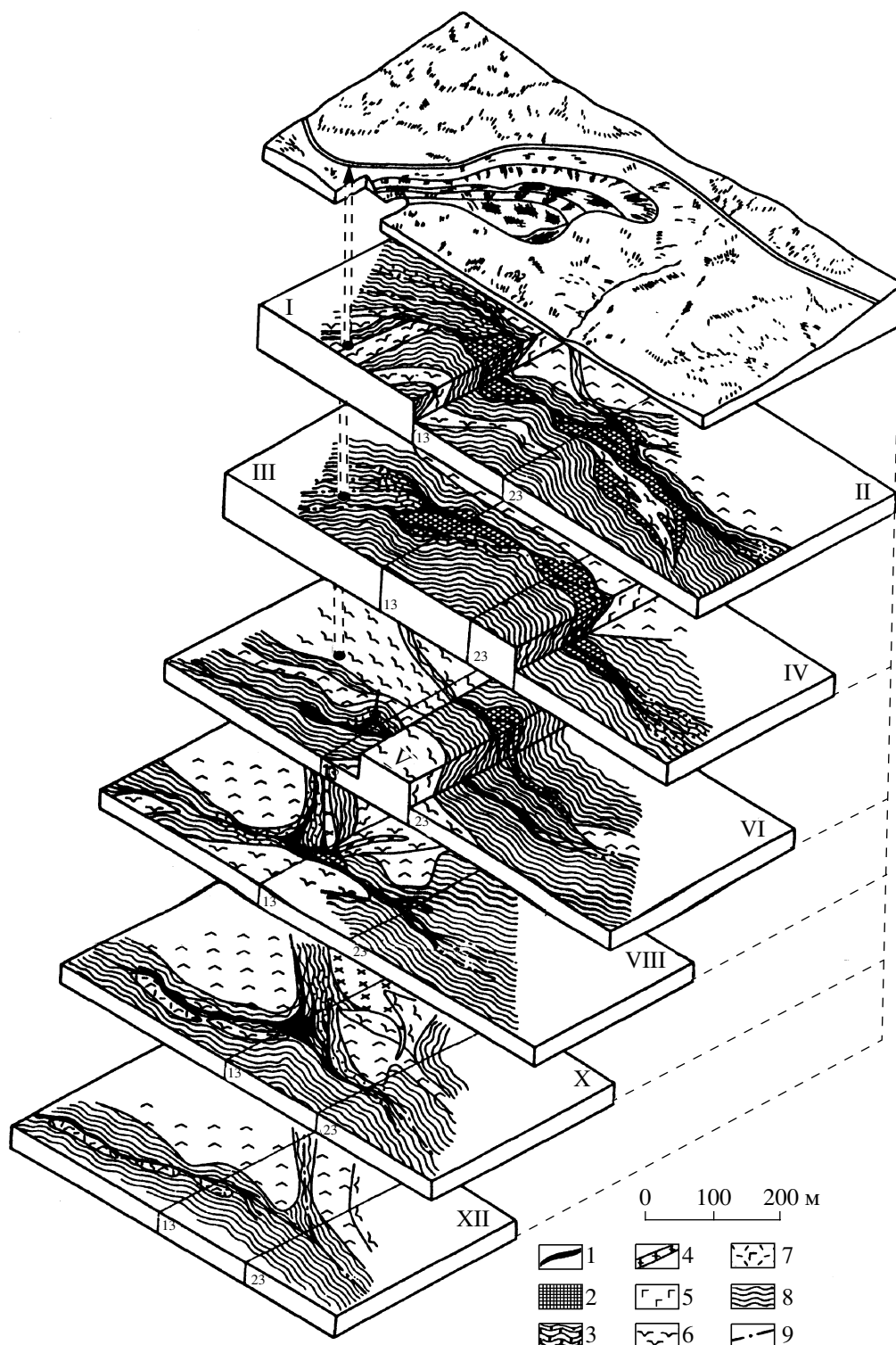
Общая изученность структур рудных полей и месторождений, их типизация к концу 80-х годов воспринималась, благодаря работам Ф.И. Вольфсона и многих других исследователей, как близкая к всеохватывающей. Поэтому ниже рассматриваются в основном стереогенетические–генетические аспекты накопленного знания.

Размещение магматических месторождений обычно характеризуется по положению в рудовмещающих массивах интрузивных пород, приуроченности к их определенным частям, а также относительно прототектонических форм и элементов. Нередко группы магматических рудных месторождений, прежде всего сульфидных медно-никелевых, реже хромитовых, титаномагнетитовых, в пространственном выражении увязываются с представлениями о рудных районах. Для некоторых групп сближенных месторождений их определение как рудных полей сохраняется длительное время, отвечая выявленным закономерностям локализации руд. Пример медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова и, в частности, наиболее значимого среди них Печенгского рудного поля, в этом отношении весьма показателен (Горбунов и др., 1978; Горбунов и др., 1999). В Норильском рудном районе рядом исследователей наиболее часто выделяется Талнахское рудное поле (или узел), но строгого районирования здесь не проведено в связи с определяющим значением в размещении руд факторов становления рудоносных массивов.

В рамках изучения закономерностей структурного контроля магматического оруденения актуальны вопросы опознавания структурных индикаторов ранне- и позднемагматических (кристаллизационных) рудных дифференциатов – платиноносных малосульфидных медно-никелевых (вкрапленных), хромитовых, титаномагнетитовых, связанных с гипербазит-базитовыми расслоенными интрузивами, как и выявление структурных особенностей ликвационного магматического оруденения. К характерным его проявлениям относились богатые сульфидные залежи Печенги, Норильских и других медно-никелевых (+ PGE) месторождений. Новые данные, полученные при изучении место-

рождений Норильска, Талнахского рудного поля, Мончегорска, как и зарубежные исследования, приводят к представлениям о сложном динамическом развитии рудоносных базит-гипербазитовых магматических систем с явлениями неоднотипной кристаллизационной дифференциации, конвективного перемещения флюидно-расплавных масс и зависимостями от внешней среды, тектонического развития региональных рудоносных структур от глубинных процессов (Геология..., 1994).

Особое значение в настоящее время имеет накопление собственного опыта изучения малосульфидного платинового оруденения, как в пределах Норильского района (Дистлер и др., 1994), так и в новых перспективных районах и провинциях (Митрофанов и др., 2004; Чернышев, 2004). Среди последних, безусловно, выделяется Карело-Кольская, в пределах которой выявлены Федорово-Панская платиноносная металлогеническая зона и одноименное рудное поле. Опубликованные данные по строению Федорово-Панского интрузива позволяют полагать, что структура его сложная, определяющаяся приуроченностью к активной тектонической зоне с явными признаками автономности синмагматического развития ее определенных блоков. В расшифровке динамической истории становления рудоносного интрузива полезен опыт изучения не только других платиноносных, но и хромитовых массивов (Кемпирсай и др. – Кравченко, 1969; Структуры..., 1982). Сохраняется необходимость продолжения исследований структур магматических медно-никелевых месторождений, систематически проводившихся в течение многих лет, в связи с перспективами отработки глубинных залежей и месторождений “периферийных” рудоносных зон. Своеобразие геологической позиции и глубинного строения Печенгского рудного поля, выявленное при его детальном геолого-геофизическом исследовании (Казанский, Лобанов, 2004), подтвердило ранние данные о принадлежности его к рудоносным интрузивно-тектоническим структурам, не имеющим аналогов среди месторождений этого типа (Горбунов, 1968). Специфика месторождений и вкрапленных сульфидных руд Печенгского поля заключается в ограниченных по массе магмах, в процессах кристаллизационной дифференциации которых, ликвационного отделения сульфидного расплава, инъекционно проникавшего в материнские габбро-перидотитовые интрузивы и частично во вмещающие туфогенно-осадочные породы, образовывались месторождения. Контроль складчато-разрывными структурами рудоносных интрузивных тел и обособленных сульфидных жил, зон прожилкововкрапленной минерализации в их экзоконтакте, хорошо иллюстрируется примером месторождения Каула (фиг. 3). Блок-диаграмма отражает приуроченность месторождения к “серпообразному” рудо-



Фиг. 3. Блок-диаграмма месторождения Каула (с учетом материалов комбината “Печенганикель”).

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – оруденелые туфогенно-осадочные породы; 4 – дайки диабазов; 5 – габбро; 6 – серпентиниты; 7 – габбро-диабазы; 8 – туфогенно-осадочные породы; 9 – разрывные нарушения. I–XII – геолого-структурные планы выбранных горизонтов, 13, 23 – линии вертикальных профилей; двойная штриховая линия – проекция шахтного ствола. Верх – панорама поверхности рудника – карьер, дорога.

носному интрузиву, положение которого контролируется Главной межпластовой тектонической зоной. Интрузивный массив прослежен в широтном направлении. Основное рудное тело в виде неправильной пластообразной залежи имеет следующие размеры: по простиранию на верхних горизонтах – до 650 м, на нижнем, (XII) – 200 м при мощности 20–25 м и 3–5 м, соответственно. Протяженность по падению ($\sim 40^\circ$) – 800 м. Морфология основной рудной залежи осложняется многочисленными ответвлениями-апофизами, прожилками сульфидов, занимающими не только согласное, но и секущее положение. В исследованиях структуры хромитовых месторождений вновь первостепенное значение приобретает выяснение условий возникновения рудоносных массивов ограниченных размеров. Исследования на уникальном Кемпирсайском массиве, охватывавшие как проблемы его автохтонности – аллохтонности, так и внутреннего строения, условий формирования хромитовых руд различных структурно-морфологических типов (Г.А. Соколов, Н.В. Павлов, Г.Г. Кравченко), привела к раскрытию механизмов кристаллизационной дифференциации и динамических процессов образования и преобразования хромитовых концентраций. Они оказались частью общими для разномасштабных хромитовых месторождений, частью – своеобразными для рудных концентраций различных уровней.

Общий уровень исследований структур пегматитовых месторождений в нашей стране можно оценить как мало изменившийся, относительно отраженного в работах Ф.И. Вольфсона. Промышленная значимость редкометалльных месторождений этого типа, высоко оцениваемая в начале прошлого века, для тех типов пегматитов, которые были выявлены на территории нашей страны, не оказалась таковой. Тем не менее, изученность закономерностей образования и размещения пегматитов существенно возросла благодаря работам А.И. Гинзбурга с соавторами (1979) и других исследователей. Специфика этих геологических образований, известная со времен работ А.Е. Ферсмана, отражена и в механизмах структурного контроля их размещения. А.И. Гинзбург показал зависимость морфологии пегматитовых рудных полей от эрозионного среза областей проявления гранитного магматизма. В исследованиях структур и структурных условий формирования гидротермальных месторождений в широком понимании этого термина, во второй половине прошлого века проявилась тенденция смещения основного внимания от общих характеристик месторождений определенных генетических классов (категорий): грейзеновых, скарновых, средне-низкотемпературных гидротермальных, метаморфогенных, инфильтрационных – к изучению и типизации структур месторождений отдельных видов рудного сырья: уранового, золота–серебра,

полиметаллического, олово-вольфрам-молибденового, медного и т.д. Резкое сокращение возможностей проведения исследовательских работ в 90-е годы привело к сохранению масштабного целевого изучения только золоторудных (включая золото-серебряные) и избирательного – некоторых других месторождений, при ограничении и прекращении исследований по ряду видов рудного сырья. Определенная активизация исследований в последние годы пока далека от достигнутого ранее уровня.

В ограниченных объемах проводятся структурные исследования грейзеновых месторождений, с которыми связана как собственно редкометалльная минерализация, так и руды олова, вольфрама, молибдена. Последние ныне относятся к легирующим металлам. Ранние исследования показали, что локализация грейзеновых месторождений генетически связана с вмещающими или близкорасположенными массивами гранитных интрузий (Рундквист и др., 1971). Д.В. Рундквист с соавторами выделил шесть типов месторождений. В размещении рудной минерализации в них ведущую роль играли прототектоническая трещиноватость, около- и внутриинтрузивные нарушения. Развитие последних происходило при динамическом воздействии магматических масс на породы рамы, в определенных зонах преобладавшим внешним полем напряжений в период рудообразования. Собственно редкометалльные грейзеновые месторождения выделяются прямыми связями рудообразования со становлением материнских интрузий, с проявлениями аутометасоматических процессов. В этих месторождениях отчетливо проявились зависимости структурно-морфологических типов рудных тел от внутреннего развития флюидно-магматических систем, от динамической и физико-химической активности флюидов, характеризующихся высокими *PT*-параметрами. Близки к ним по условиям формирования грейзеновые штокверковые месторождения молибдена и, менее распространенные – вольфрама и олова.

Начало широких исследований структур и геолого-структурных условий образования скарновых месторождений Ф.И. Вольфсон (1969) связывает с предвоенными годами – с изучением А.В. Пэком шеелитовых месторождений Средней Азии и месторождения Тырныауз на Северном Кавказе. Проблема рудоносности контактово-метасоматических пород – скарнов – к тому времени уже существовала. А.Н. Заварицкий, изучавший скарны г. Магнитной на Урале, показал, что они были образованы в поздние стадии интрузивной деятельности. Последующие исследования структур скарновых месторождений, в которых особое место занимают работы Ф.И. Вольфсона (1951) на скарново-полиметаллических месторождениях Карамазара выявлены типовые позиции скарнов-рудных тел, их различия в морфологии – от кон-

тактовых залежей до секущих жильных и трубообразных тел. Было установлено важное значение в контроле скарнового оруденения не только контактовых поверхностей и разрывных нарушений, но и зон пластических деформаций карбонатных пород. Сложные структурные условия формирования скарновых рудных тел уникального месторождения Тырныауз наиболее полно раскрыты в работах А.В. Пэка (1962) и В.Ф. Чернышева (1985). Детальные комплексные исследования были проведены на медных скарновых месторождениях Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля на Урале (Д.С. Коржинский, Л.Н. Овчинников, В.Ф. Чернышев) в Ангари-Илимском районе (Fe).

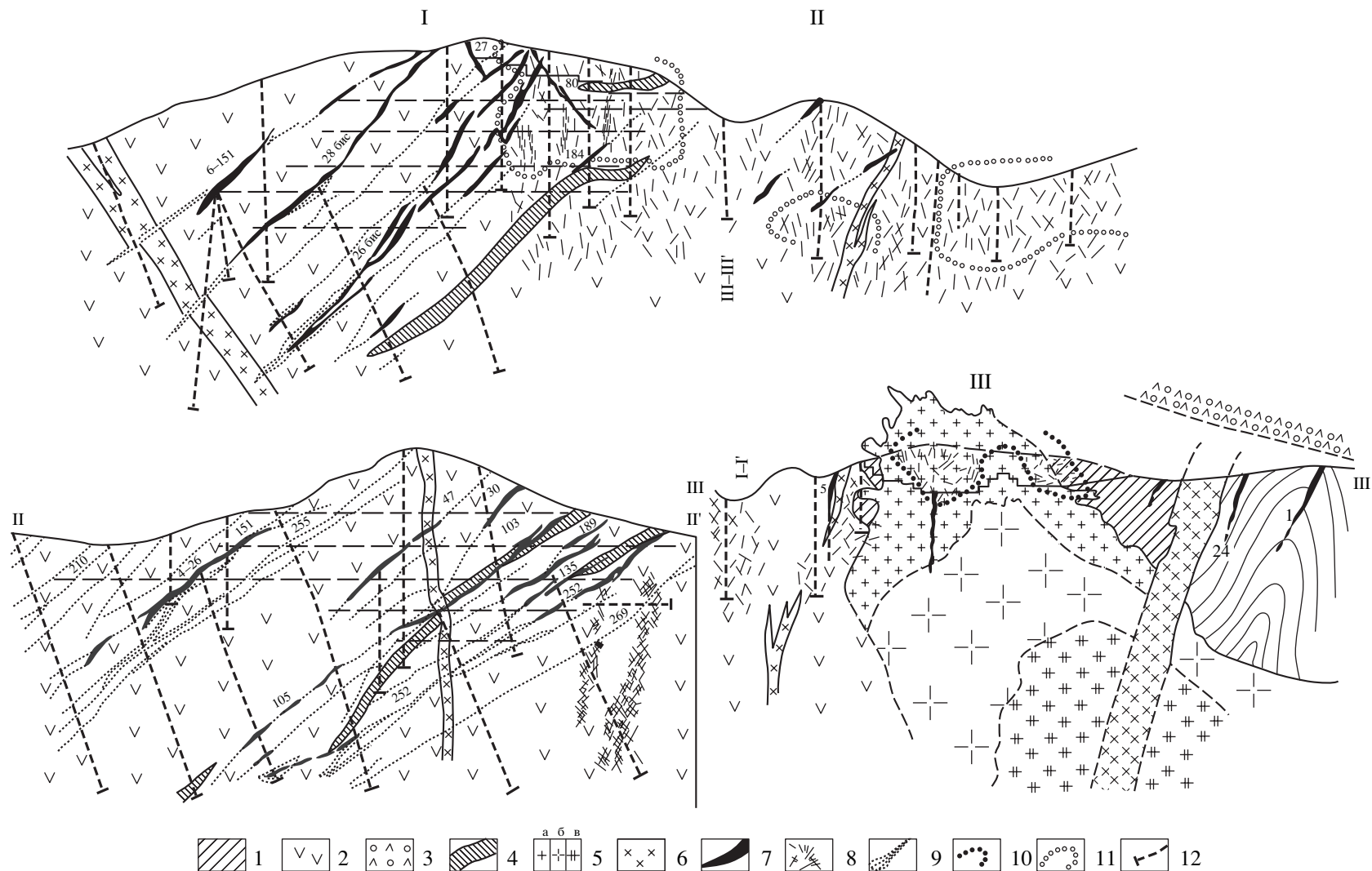
В общем разнообразии жильных – штокверковых рудных месторождений, относимых к грейзеновым, а в основной массе – к “собственно” гидротермальным – средне-, низкотемпературным, отчетливо выделяются группы: 1) парагенетически связанных с интрузивными телами (“ассоциированных с интрузивами”); 2) контролируемых складчато-разрывными нарушениями без видимых связей с проявлениями интрузивного магматизма; 3) стереогенетически связанных с проявлениями вулканизма и субвулканического магматизма. Месторождения с прожилково-вкрапленной, тонковкрапленной – рассеянной рудной минерализацией в зонах скалывания и скалывания-смятия образуют свои группы, которые объединяют месторождения, приуроченные к зеленокаменным поясам, а также локализованные в комплексах дислоцированных терригенных пород (сланцевых, черносланцевых). Это подразделение основывается на известных общих систематиках структур гидротермальных месторождений (Вольфсон, 1955, 1969; Вольфсон, Яковлев, 1985; Яковлев, 1982; Старостин и др., 2002) и классификациях структур месторождений определенных металлов.

В развернутой классификации структурных типов рудных полей и месторождений молибдена, вольфрама и олова, разработанной специалистами ВИМС (Структуры..., 1983), выделены: 1) генетические группы структур рудных полей (вулканические, тектоно-субвулканические, тектоно-плутонические, тектонические); 2) структурные типы рудных полей; 3) структурно-морфологические типы и подтипы месторождений. Наиболее детальным подразделением на типы – подтипы характеризуются группы тектоно-плутонических и тектонических структур рудных полей. К тектоно-плутоническим отнесены грейзеновые и скарновые месторождения, которые частью размещаются в одних рудных полях с гидротермальными (среднетемпературными) месторождениями. Месторождения рассматриваемой группы металлов выделяются распространенностью штокверковых структур как в тектоно-плутонических, так и тектонических рудных полях, а также сонахождением штокверкового и жильного оруденения.

Один из примеров рудных полей сложного (комбинированного) строения, занимающих в систематике отдельную позицию, является Джидинское рудное поле, вмещающее Первомайское штокверковое молибденовое, Инкурское штокверковое и Холтасонское жильное вольфрамовые месторождения (фиг. 4). Структура этого рудного поля изучалась в течение всего периода его активного освоения (Малиновский, 1965; Глубинное..., 1983). В результате были обоснованы генетические связи указанной минерализации с автономными магматическими источниками, расположенными на различных глубинах. Эти источники рассматриваются как гипоцентры локальных геодинамических усилий, отраженных в структуре месторождений. Относительно Первомайского молибденового штокверка такой очаг размещается в 250–300 м от его нижней границы при общей глубине образования рудной минерализации в 700 м по верхней границе распространения последней.

Источник минерализации Инкурского вольфрамового штокверка, очевидно, – очаг, расположенный примерно на 2 км ниже молибденоносного, вне пределов Первомайского гранитного штока, и в 0.5 км южнее его. Вероятно, расположение источника вольфрамоносных флюидов, образовавших кварц-гюбнеритовые жилы не только Холтасона, но и Джидинского рудного поля в целом, еще на 2 км ниже и прогнозируется по локальному температурному градиенту формирования жил и комплексу структурных элементов, по залеганию жил и даек, позволяющих восстановить основные направления миграции растворов. Аналогично реконструировались “термогидроколонны” и для других типов минерализации. Их объединяет нахождение в пределах единого структурного тренда – “коридора” северо-западной ориентировки, погружающегося к юго-востоку от области рудоотложения под углами 50–70°. Этот коридор существовал, судя по имеющимся определениям возраста проявления многофазного магматизма, в том числе дайкового – “внутрирудного”, примерно 10–20 млн. лет. Примечательно последовательное, поэтапное отделение даек и рудоносных ($Mo - W_1 - W_2$) флюидов, с углублением очаговых зон, но с сохранением позиции области рудоотложения при возрастании вертикальных интервалов локализации оруденения: 250–300 м – Mo , 400–600 м – W_1 , 800–1000 м – W_2 . Общность области рудоотложения при определенной горизонтальной зональности оруденения, вероятно, связана с влиянием экрана триасовых вулканитов, с несогласием перекрывающих деформированные палеозойские осадочные, вулканогенно-осадочные породы и гранитоидные массивы.

Формирование рудообразующих флюидно-магматических систем здесь связано с завершающим раннемеловым периодом развития крупной



Фиг. 4. Геологические разрезы Джидинского рудного поля (составлены с использованием материалов Гуджирской ГРЭ и геологов рудника) (Глубинное..., 1983).
 I – Холтосонское месторождение, II – Инкурский штокверк, III – Первомайский штокверк.
 1 – ороговикованные порфириды, аргиллиты и др. (хохюртовская свита); 2 – кварцевые диориты (Pz₁); 3 – туфоконгломераты, порфириды (T₁₋₂); 4 – бостониты;
 5 – первая и вторая (а), третья (б), четвертая (в) фазы первомайского массива; 6 – горкинские граниты и дайки гранит-порфиров; 7 – рудные жилы и их номера;
 8 – штокверки; 9 – зоны серицит-флюоритового изменения; 10 – контур молибденового штокверка; 11 – то же обогащенных участков вольфрамового штокверка;
 12 – буровые скважины; горизонтальные линии – основные горизонты подземных горных выработок, ломанные линии – контуры карьера.

очагово-купольной структуры при тектоно-магматической активизации стабилизированной палеозойской складчатой области Западного Забайкалья.

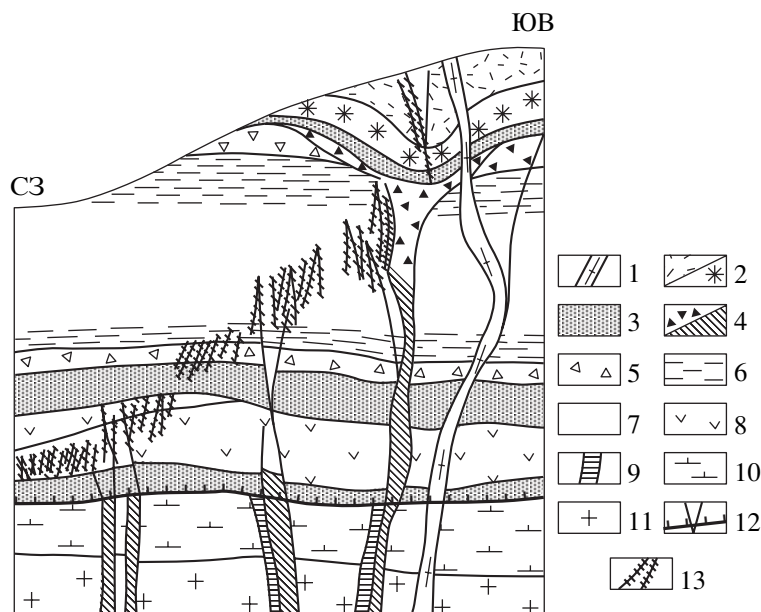
Золоторудные месторождения, вместе с золото-серебряными, выделяются среди других гидротермальных месторождений разнообразием форм и механизмов структурного контроля оруденения, впервые систематизированных, Н.И. Бородаевским (1960). В последующие годы открытие многих золоторудных месторождений существенно усилило это разнообразие. Общее подразделение “рудных полей” (несомненно, и месторождений), данное Н.И. Бородаевским (1960), приводимое ниже с сохранением авторских определений, отвечает современному знанию. Им выделены поля “с оруденением, приуроченным”: 1) к стратиграфическим элементам; 2) к элементам складчатых структур; 3) к разломам и зонам трещиноватости; 4) к зонам смятия и расщепления; а также рудные поля: 5) в контактовых зонах и внутренних частях крупных интрузивных массивов; 6) с постоянной приуроченностью рудных тел к plutonам небольших размеров; 7) с оруденением, приуроченным к дайкам; 8) с оруденением в неках и трубках брекчий. Основные дополнения к данной систематике относятся к содержанию представлений о структурах рудных полей и определении главных “рудоопределяющих” и “рудоносных” структурных элементов, общее число которых в характеризуемой систематике – 17, с отдельным рассмотрением структурных типов жильных, штокерковых и вкрапленных месторождений.

Структурное разнообразие золоторудных месторождений отчетливо проявилось при их типизации для рудных провинций: 1) древних кратонов (10 типов), 2) складчатых областей (12 типов), 3) областей тектоно-магматической активизации (10 типов); 4) вулканических поясов (12 типов). В основу типизации было положено выделение структурных форм месторождений и основных рудоконтролирующих–рудомещающих структурных элементов (Сафонов, 1981; Структурные..., 1973). Структурные формы месторождений определены как тектонические блоки, ограниченные разломами или охватывающие зоны деформационного влияния разломов, интрузивно-тектонические блоки – зоны деформационного влияния интрузивов и сопряженных с ними разломов, вулканно-тектонические блоки, отвечающие вулканическим структурам или их составляющим в объемном выражении. Е.М. Некрасов, используя геолого-структурные критерии, выделяет следующие главные геолого-промышленные типы золоторудных месторождений: 1) в вулканно-тектонических постройках; 2) в хрупких геологических образованиях; 3) в зеленокаменных породах (поясах); 4) в линейных складках углистых вулканогенно-сланцевых и песчаниково-сланцевых пород

(Некрасов, 1988). Определения названных выше типов приведены нами в сокращенном виде. Помимо этого, среди рассматриваемых зарубежных эндогенных месторождений выделено еще шесть второстепенных типов. Среди этих типов скарново-золоторудные месторождения и локализованные “в деформированных эндо- и экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов”.

Специфика условий формирования золоторудных месторождений, связанных с малыми интрузиями, уже давно выделенных в отдельную группу (Ю.А. Билибин, В.С. Коптев-Дворников), как и локализованных в экзоконтактах крупных массивов, показательна. Эти месторождения стали одними из первых объектов детального геолого-структурного изучения в нашей стране, так как среди них были наиболее значительные месторождения коренного золота – Березовское, Кочкарское, а также Степнякское, Бестюбинское (Казахстан) и другие (Смолин, 1975; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Бородаевский, 1960). Условия формирования и структурные особенности Североказахстанских золоторудных полей проанализированы нами в связи с рассмотрением проблемы крупных месторождений (Крупные..., 2006). Отчетливо выраженная автономность развития рудоносных флюидно-магматических рудообразующих систем здесь связана с разноглубинным заложением этих систем, а различия в структуре (штокер – Васильковское, тектонически разнородные жилы – Степнякское, Бестюбинское, Аксуское, Жолымбетское) – с соотношениями собственно тектонических деформаций и динамического развития самих систем. Как показали ранние работы (Смолин, 1975) и последующие исследования, формирование рудных тел здесь происходило при сочетании интенсивных процессов метасоматического замещения пород и выполнения трещинных пустот.

Данные по исследованиям на недавно открытых золоторудных месторождениях, “ассоциированных с интрузивными породами”, за рубежом (Thompson *et al.*, 1999; Lang *et al.*, 2000; Cerny *et al.*, 2005; Mair *et al.*, 2005) показывают, что золоторудные месторождения в золото-вольфрамовых металлогенических поясах на территориях Аляски и Юкона сформированы в сложных флюидно-магматических системах. Развитие этих систем обусловило зональное размещение рудных месторождений относительно штоков монцогранитов–гранитов: W (жильные, скарновые) – W + Au, Au-W (штокерковые, жильные) – Pb + Zn + Ag – Sb ± Pb, Zn (жильные). Последние располагаются на удалении до 5–6 км от штоков. Устанавливаемые в некоторых рудных узлах площадное ороговение, как и обилие даек свидетельствуют о нахождении на относительно небольших глубинах крупного интрузивного массива (Mair *et al.*, 2005). Дорудные–послерудные дайки – один из



Фиг. 5. Геологический разрез уранового месторождения, приуроченного к стратифицированным вулканогенно-осадочным породам (Лаверов, Толкунов, 1982).

1 – поздние дайки кварцевых порфиров, фельзит-порфиров; 2–8 – верхняя свита: 2 – туфы (вверху), игнимбриты фельзитов, 3 – конгломераты, песчаники, туфиты и туфобрекчии, 4 – жерловые брекчии фельзитов (вверху) и субвулканические фельзиты, 5 – туфобрекчии кварцевых порфиров, 6 – игнимбриты кварцевых порфиров, 7 – спекшиеся туфы кварцевых порфиров, 8 – спекшиеся туфы и игнимбриты кварцевых порфиров; 9 – гранодиорит-порфиры; 10 – нижняя свита: андезит-базальты и их брекчии; 11 – гранитоиды фундамента; 12 – разрывные нарушения; 13 – рудовмещающие разрывы.

важнейших структурных элементов в золоторудных полях и месторождениях не только в поясах и ареалах проявления активного интрузивного магматизма, но и в амагматических провинциях или, точнее, в геоструктурах, где на уровне современного эрозионного среза других проявлений магматизма не установлено. В одних случаях дайки – рудовмещающие или влияющие на размещение золотого оруденения, в других – служат индикаторами возраста образования структурных форм и (или) проявления процессов рудообразования, а также их общего генезиса. В некоторых случаях послерудные дайки значительно изменяют первичную структуру месторождений. Парагенетические связи даек кислого и субщелочного состава с золотым оруденением, судя по обширным опубликованным данным, проявляются, прежде всего, в локализации в них золоторудной минерализации даже среди “благоприятных” вмещающих пород. Для даек лампрофиров, основных и щелочных пород такие связи менее определены. Однако Н.А. Шило (2004), рассматривая роль даек в формировании рудных систем, развитие даек лампрофиров связывает с дифференциацией глубинных магм, в процессе которой от силикатного расплава отделяется кремнекислота и образуются лампрофировые магмы.

Большая часть исследователей, анализирующих соотношения интрузивного магматизма и оруденения, рассматривает лампрофиты, долериты, диабазы в сфере рудоотложения, как индикаторы существования глубинных магматических очагов, прямым или косвенным образом влиявших на образование рудоносных флюидно-магматических систем.

Изучение гидротермальных месторождений, локализованных в вулcano-тектонических структурах, началось на территории СССР с урановых месторождений. Позже открытые месторождения Дука́т (Ag, Pb, Zn, Au), Кара́мкен (Au, Ag), Многовершинное (Au), Агинское и другие приурочены к вулcano-тектоническим структурам, в основном относящимся к категории структур центрального типа, характеризующихся развитием субвулканических тел и вулканических жерловых фаций. Структуры этого типа были выявлены при изучении урановых месторождений Тянь-Шаня, но локализованы они в вулканогенных комплексах, ранее относимых к эпигеосинклинальному орогенному этажу палеозойских складчатых поясов (Лаверов и др., 1962; Лаверов, Толкунов, 1978). Своеобразны здесь месторождения, приуроченные к стратифицированным пологозалегающим вулканогенно-осадочным породам, выпол-

няющим вулcano-тектонические депрессии или внутренние части кальдер проседания (фиг. 5).

На урановых месторождениях, приуроченных к вулcano-тектоническим постройкам, проявлены самые различные формы структурного контроля оруденения при преимущественном развитии трещинно-жильных, штокверковых рудных тел разнообразной морфологии, а также пластовых-субпластовых залежей с прожилково-вкрапленным оруденением. Их залегание определяется системами разрывных нарушений, секущих, крутопадающих и пологозалегающих, с частым унаследованием контактов пород различного состава. Определенно проявляется зависимость структурно-морфологических типов оруденения от петрофизических свойств пород – их проницаемости, подверженности хрупким деформациям, а также от “литологического” контроля оруденения.

При сравнительной оценке структурно-морфологических типов урановых и других гидротермальных руд (золото-серебряных, полиметаллических), формировавшихся в условиях малых глубин, выявляется более широкий диапазон локальных структурных обстановок локализации урановых руд при относительно малом распространении односложных жильных тел последних. Это, очевидно, объясняется особенностями физико-химических свойств рудообразующих флюидов, которые отчетливо проявляются в широком диапазоне полигенных и инфильтрационных урановых концентраций. В этом многообразии выделим только урановые месторождения типа несогласия, относящиеся к наиболее важному из известных 14 геолого-промышленных типов концентраций урана.

С общих позиций структурного анализа и локализации оруденения, контроль месторождений поверхностями несогласия относится к наиболее выразительным типоморфным характеристикам рудоносных осадочных бассейнов. Строение разрезов пород, состав переслаивающихся пород, их фациальные переходы, петрофизические свойства, отражающие уровень анизотропии по проницаемости, подверженности хрупким деформациям, входят в число структурных элементов, влияющих на размещение эпигенетической рудной минерализации. Природа этой минерализации, как для урановой, так и медной, полиметаллической, остается во многих случаях не достаточно определенной. В типизации структур рудных месторождений осадочных бассейнов используются как понятия “стратиформных” месторождений, соответствующие моделям их осадочного происхождения, так и пластовых, субпластовых – при признании эпигенетичности рудных концентраций, соответствующей гидротермальной модели их образования. Полигенные месторождения рассматриваются как формирующиеся при поступлении рудоносных гидротермальных

растворов в среду накопления осадков. Инфильтрационные процессы, в которых участвуют активизированные воды осадочных отложений, подземные воды артезианских систем рассматриваются и как низкотемпературные гидротермальные.

Полигенность другого рода присуща месторождениям, локализованным в комплексах дислоцированных осадочных, вулcanoгенно-осадочных пород, включая отложения “локальных” палеобассейнов. К полигенным в этих комплексах относятся многие пластовые рудные залежи, зоны рассеянной вкрапленной рудной минерализации, контролируемые не только разломами, но и складчатыми структурами, горизонтами – слоями пород определенного состава. Такие рудные тела представлены на полиметаллических (пластовые) и золоторудных (вкрапленные) месторождениях. При определении их генезиса рассматриваются модели: 1) первичных рудных концентраций, преобразованных при метаморфизме; 2) гидротермальных новообразований, связанных с магматогенными источниками; 3) рудных концентраций, созданных метаморфогенными флюидами из глубинных источников. При анализе особенностей структурного контроля золоторудной минерализации в складчатых толщах выявляется полигенность, соответствующая совмещению второй и третьей моделей для месторождения Мурунтау. Подтверждается гидротермальное происхождение вкрапленно-прожилковых руд Сухого Лога (Шер и др. 1978).

Установлено метасоматическое происхождение сложных кварцевых прожилков, образующих псевдоскладчатые формы, на месторождении Сухой Лог (Сафонов и др., 2004). Мелкая складчатость и интенсивное рассланцевание пород в рудных зонах на этом и других месторождениях используются некоторыми авторами, как обоснование их метаморфогенного происхождения по первой модели. При этом, месторождения относятся к “стратиформным”, в связи с их залеганием в определенных толщах пород (Сухой Лог, Олимпиада, Ведуга и др.). Проблема трещинного-разрывного контроля гидротермального оруденения различных минеральных видов остается центральной в структурном анализе закономерностей локализации руд на различных масштабных уровнях: рудное поле – месторождение – рудное тело. Накопленная информация, частью отраженная в типизации структур жильных, штокверковых, прожилково-вкрапленных рудных концентраций продолжает наращиваться. Многообразие соотношений проявления тектонических деформаций и рудной минерализации придает первостепенную значимость исследований флюидо-динамических процессов в типовых геолого-структурных обстановках. Выделение рудоконтролирующих, рудоподводящих, рудораспределяющих, а нередко и рудолокализирующих

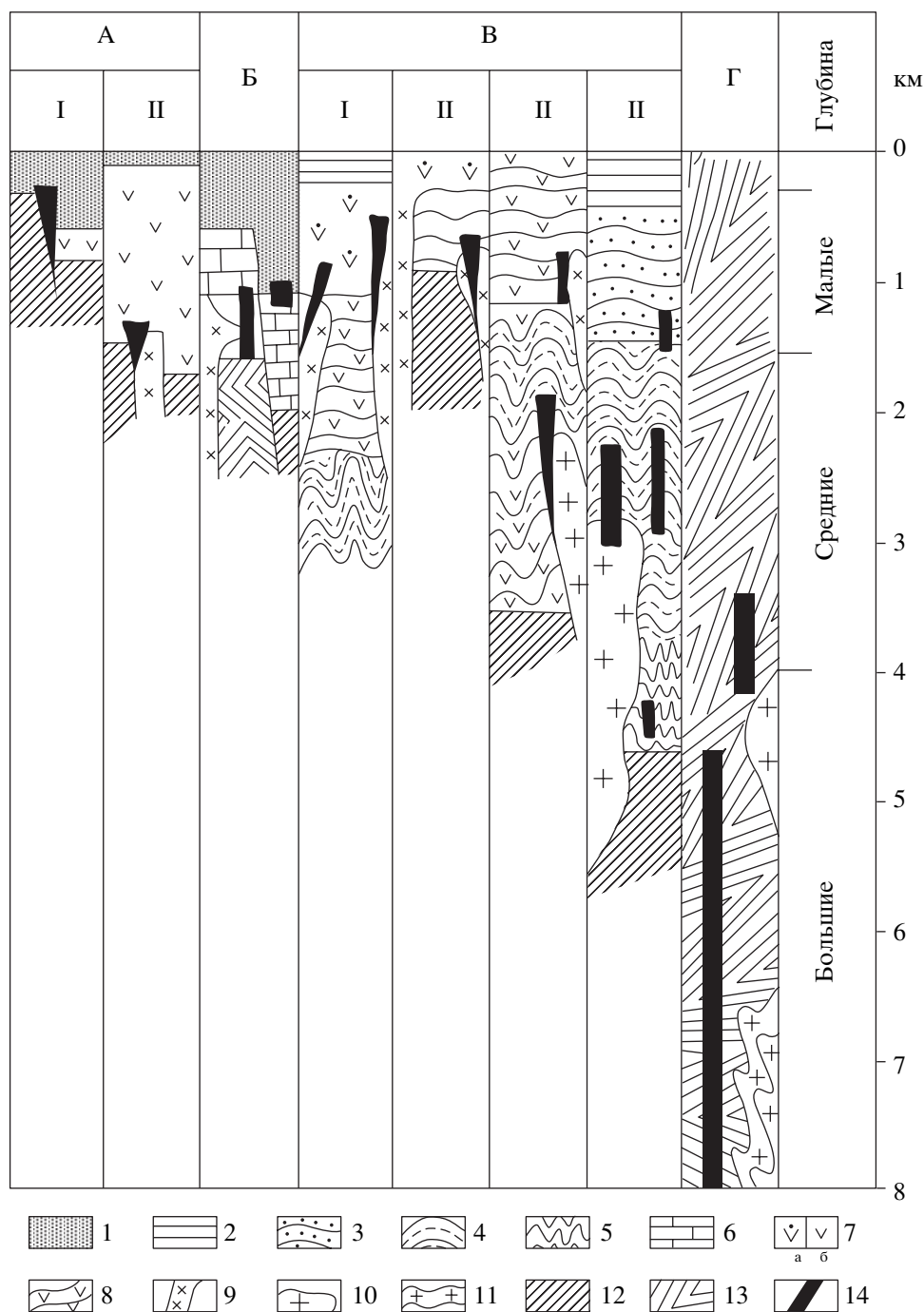
структур из числа структурных элементов, представленных в рудных полях и гидротермальных месторождениях, без таких исследований остается в большей или меньшей степени условным. Значимость определения названных и других функциональных структур наиболее акцентировано показана В.П. Федорчуком (1991). На основе их выделения построена методология прогнозирования оруденения и оценки его масштаба. Геологических, минералого-геохимических данных в большинстве случаев недостаточно для такого обоснования. Раскрытие флюидо-динамических условий необходимо для понимания закономерностей магматического и гидротермального рудообразования. Многообразие структур гидротермальных месторождений неизбежно приводит к целесообразности выявления общих и частных зависимостей развития оруденения от гидродинамических условий. Структурный контроль оруденения отражает условия залегания руд, тогда как их образование определяется тектоно-физическими, гидродинамическими и физико-химическими условиями, определяющимися общим состоянием земной коры и глубинными рудогенерирующими процессами. При этом общем понимании многофакторности условий рудообразования нами анализируются ниже в основном соотношения тектоно-физических и гидродинамических факторов образования гидротермальных месторождений.

ГЛУБИНА И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Со сменой основополагающих концепций тектонического развития земной коры и накоплением информации по *РТ*-условиям гидротермального рудообразования связано усиление исследований зарубежными учеными зависимостей деформационного преобразования земной коры от фактора глубинности, их влияния на локализацию оруденения и его генетические особенности. Проблема глубинности формирования эндогенных месторождений, разрабатывавшаяся в начале и середине XX в., как показано в статье Н.П. Лаверова и др., в настоящее время не рассматривается как актуальная. Вероятно, это в значительной мере связано с принадлежностью большинства эндогенных месторождений, известных на территории страны к категории мало- и среднеглубинных, формировавшихся в целом в глубинном интервале проявления хрупких деформаций пород, т.е. на предполагаемых глубинах до 10 км от бывшей земной поверхности (Геологическая..., 1982; Глубинное..., 1983 и др.). На нашей территории не выявлены характерные месторождения, контролируемые глубинными зонами скалывания-смятия, образование которых связано с пластическими деформациями, как это установлено для до-

кембрийских кратонов Канады, Австралии (Казанский, 1972 и др.). При этом, рудоконтролирующие пластические – псевдопластические деформации рассматриваются как отражающие общий стиль тектонических деформаций среды, а не локальные проявления, фиксирующиеся и в пределах области фоновых хрупких деформаций.

Иллюстрировать эти представления можно схемой глубинных уровней преимущественной локализации золоторудных месторождений (фиг. 6), отвечающих определенным геолого-структурным обстановкам, создававшимся на различных глубинных рудоносных блоках земной коры в областях с различной историей геологического развития (Сафонов, 1978). Формирование золоторудных месторождений в значительном интервале глубинности, показанное как зарубежными, так и отечественными исследователями (Н.И. Горностаев, И.С. Рожков, Н.В. Петровская и др.), в целом рассматривалось как подчиняющееся общим закономерностям зависимости их локализации от градиентного изменения *РТ*-параметров и положения источников-очагов зарождения рудоносных гидродинамических систем (Казанский и др., 1978). Из указанной работы видны различия в условиях образования золоторудных среднеглубинных месторождений и вольфрамитовых месторождений, что объясняется относительно малым удалением последних от магматических источников. Для среднеглубинных и глубинных золоторудных месторождений, как связанных с интрузивными телами, так и не имеющими таких связей, источники рудоносных флюидов – удаленные, что принимается и для многих других гидротермальных месторождений. Одни исследователи считают, что такие источники возникают при процессах метаморфизма фаций больших глубин, другие – в глубинных магматических очагах, вплоть до сформировавшихся при корово-мантийном взаимодействии и в пределах верхней мантии. В генетических моделях формирования гидротермальных месторождений с удаленным источником рудоносных флюидов основное внимание уделяется зональности проявления деформаций в земной коре. Австралийские, канадские и другие зарубежные исследователи при этом допускают образование месторождений не только в зоне хрупких деформаций, но и в области их смены пластическими, а также иногда при проявлении последних. Общий диапазон глубин формирования оруденения принимается равным 15–20 км, а некоторыми авторами – до глубин 25 км. При этом, к малоглубинным месторождениям относятся формировавшиеся в интервале 5–6 км, а образовавшиеся на больших глубинах, рассматриваются как мезотермальные. Отдельные из последних (золоторудные – Колар, Хоумстейк) относятся к гипотермальным глубинным, в соответствии с подразделением месторождений, принятым еще В. Линдгеном.



Фиг. 6. Структурные и глубинные уровни образования золоторудных месторождений.

А – в активизированных областях завершённой складчатости: I – низы верхнего яруса орогенного этажа, II – низы нижнего яруса орогенного этажа; Б – в активизированных платформах: границы платформенного этажа с орогенным этажом и основанием; В – в подвижных областях: I – фронтальные зоны внедрения субвулканических интрузий, II – зоны контакта геосинклинального этажа и основания, III – зоны контакта верхнего и нижнего ярусов геосинклинального этажа и фронтальные зоны малых интрузий, IV – апикальные зоны батолитовых интрузий и зоны интенсивной линейной складчатости; Г – в докембрийских щитах: зоны напряжённой складчатости вблизи батолитов; в кристаллических сланцах на фронтах гранитизации.

1 – осадочные отложения орогенного этажа; 2–5 – осадочные породы геосинклинального этажа: 2 – слабо дислоцированные отложения верхнего яруса, 3 – умеренно дислоцированные отложения среднего яруса, 4 – сильно дислоцированные породы нижнего яруса, 5 – интенсивно дислоцированные породы нижнего яруса; 6 – карбонатные породы платформенного этажа; 7 – вулканические комплексы: верхний ярус (а), нижний ярус (б); 8 – вулканогенно-осадочные отложения; 9 – субвулканические интрузивы; 10 – гранитоидные массивы; 11 – гранитизированные породы; 12 – породы фундамента в подвижных областях и платформах; 13 – интенсивно дислоцированные кристаллические сланцы на щитах; 14 – интервалы распространения оруденения.

Зарубежные исследователи зону смены хрупких деформаций пластическими рассматривают как аномально малопроницаемую, разграничивающую области смены близгидростатического флюидного режима на сверхгидростатический или близлитостатический. Менее масштабные зоны относительно ограниченной проницаемости выделяются в пределах области хрупких деформаций (Cox, 2005; Sibson, 2004). Предполагается, что пластические деформации пород происходят при температурах 350–400°C. Низкая проницаемость переходных зон связывается со сменой трещинных флюидов поровыми, с их слабой упорядоченностью. Глубинный интервал локализации “мезотермальных” (среднеглубинных – глубинных) месторождений в большинстве случаев ограничивается 5–15 км. Влияние малопроницаемых толщ – горизонтов пород, поверхностей несогласия, меж- и внутриформационных нарушений, общих петрофизических характеристик пород, их состава и других особенностей геологической среды на формирование–развитие гидротермальных рудообразующих систем в общем известно. Зависимость гидродинамического режима развития систем от степени петрофизической однородности разреза выражается в том, что наличие нескольких слоев малопроницаемых пород приводит к аномальному повышению гидростатического давления с глубиной, вплоть до выравнивания с литостатическим на значительно более высоких уровнях относительно критической зоны (20–25 км) градиентного поля (Cox, 2005). Размещения таких слоев может определять положение промежуточных магматических очагов и развитие собственно рудообразующих систем.

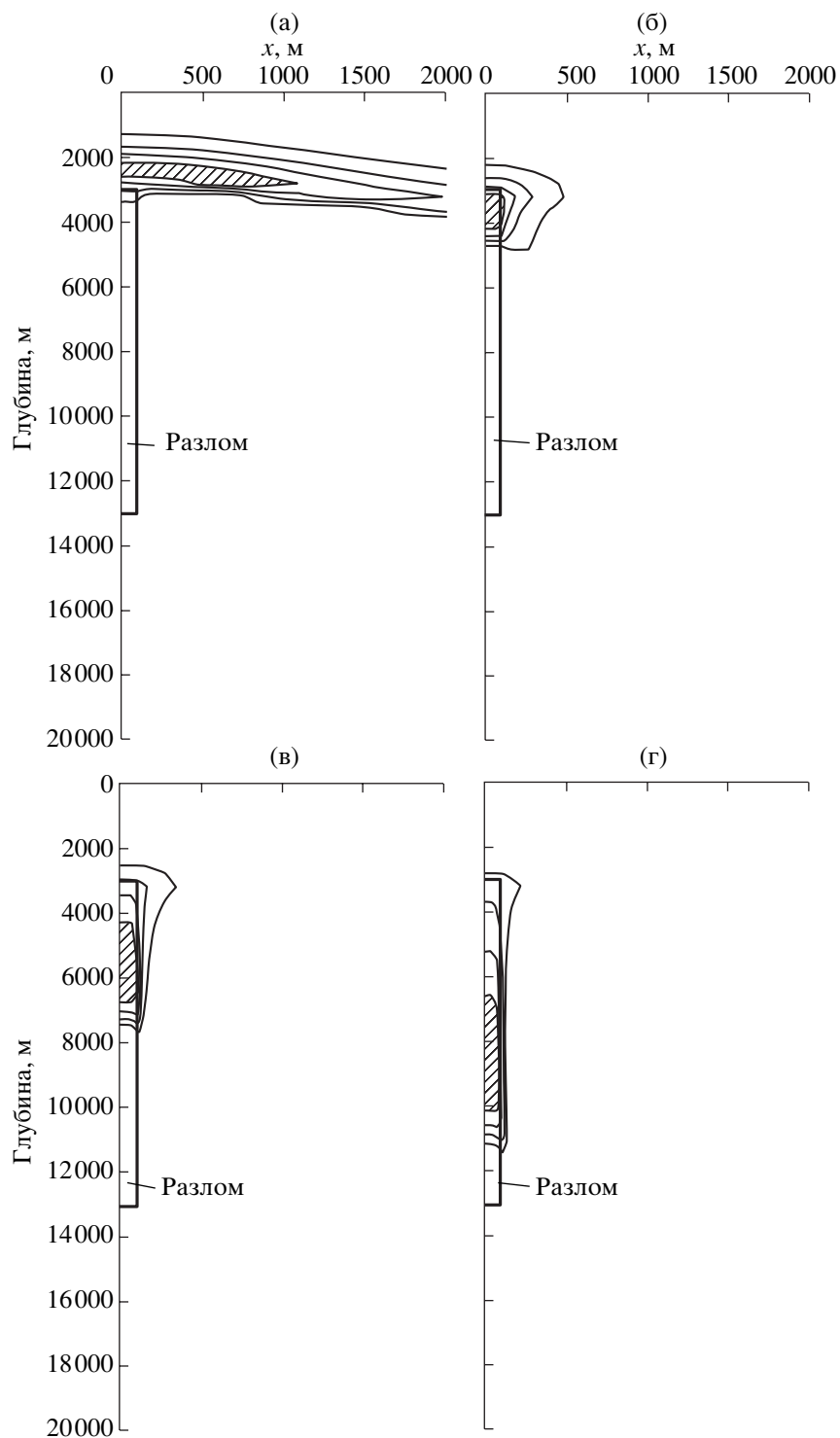
Вопросы динамики рудоносных растворов, постоянно затрагиваемые при анализе структурных условий эндогенного рудообразования, целенаправленно начали анализироваться в 60-е годы (Пэк, 1968) и в последующем составили специализированное направление в исследованиях процессов гидротермального рудообразования, (Геологическая..., 1982). Изменившиеся представления о масштабах, механизмах, условиях и следствиях широкой миграции водных флюидов в земной коре, их роли в рудообразовании – эндогенном и полигенном (гидротермально-осадочном) – позволяет отнести это направление к приоритетным. В зарубежных публикациях эта приоритетность уже ощущается (Catles, 1990; Cox, 2005; Zhao *et al.*, 2007). В общем, примерно 15-километровом диапазоне гидротермального рудообразования участвуют воды различного происхождения – поверхностные, подземные, вовлеченные в конвективные перемещения, остаточные, метаморфогенные – дегидратационные, ювенильные – из возможных разноглубинных источников. В металлогенических зонах с различной геодинамической историей долевое участие в рудообразовании вод определенного генезиса в

большинстве случаев устанавливается применительно к области рудоотложения, а не к рудообразующей флюидной системе, в целом: от зарождения до разгрузки. Наиболее сложными для таких оценок являются “орогенные” месторождения в понимании Д. Гровса и др. (Groves *et al.*, 1998), предложенном, как отмечалось выше, для месторождений золота. В эту мегагруппу могут быть отнесены и многочисленные гидротермальные месторождения других металлов. Они могут быть разделены на связанные: 1) с флюидно-магматическими системами; 2) с флюидными системами с удаленным источником и 3) полигенные. Специфика флюидно-магматических систем, обусловленная прямыми связями рудоносных (Mo, W, Sn и др.) растворов с магматическими источниками, показана в ряде работ (Геологическая..., 1982; Малиновский, 1965). В областях развития месторождений, ассоциированных с интрузивами, переходные зоны хрупких–пластических деформаций расположена над апикальными частями интрузивных тел (очагов) и могли находиться на относительно малых глубинах (Fournier, 1999). Флюидные гидротермальные системы, в которых формировались жильные и штокверковые месторождения, связанные с удаленными источниками, разнообразны по своему строению и залеганию. Основное значение в них имела миграция растворов по зонам разломов и трещиноватости в виде потоков, образовавшихся за счет стягивания трещинно-поровых флюидов, или флюидов, отделявшихся от глубинных магматических источников и испытывавших неоднократное стягивание и растекание. Моделирование гидродинамических систем применительно к разнообразным геологическим обстановкам позволяет понять природу месторождений различных типов (Пэк, 1968; Геологическая..., 1982 и др.). В последнее время были изучены возможные гидродинамические условия формирования мезотермальных орогенных золоторудных месторождений в зеленокаменных поясах. Детальные исследования золоторудных месторождений Западной Австралии и Канады, относящихся к этому классу, привело Д. Гровса (Groves, 1993) к выводу о существовании их “континуума”, т.е., связанных по переходам по условиям формирования в пределах глубинного интервала, равного “по меньшей мере 15 км” (Groves, 1993). Вероятное нахождение в этом континууме и малоглубинного оруденения, сформированного в рудообразующих системах мезотермальных месторождений, было показано позже (Hagemann *et al.*, 1994). Общая черта этих месторождений – связь с глубокопроникающими разломами. Это позволило изучить принципиальные зависимости формирования континуума разноглубинного золотого оруденения и динамических характеристик гидротермальной системы, приуроченной к зоне такого разлома. На первом этапе

исходной была модель рудоотложения на подвижном температурном барьере (Пэк, Мальковский, 1997). Численные оценки пространственного распределения золота в гидротермальной системе показали возможное формирование разноглубинных золоторудных концентраций с контрастно различающейся морфологией. Последующее опубликование зарубежными исследователями экспериментальных данных о зависимости концентраций золота в растворах от температуры и давления представили возможность поставить задачу моделирования переноса и осаждения золота в той же гидротермальной системе в зависимости от ее термобарической эволюции (Пэк и др., 2004). Приведем лишь основные данные и результаты, позволяющие оценить их соответствие реальным геолого-тектоническим обстановкам локализации разноглубинного оруденения рассматриваемого генетического класса.

Концептуальной основой математической модели послужили следующие основные положения: 1) источник растворов – нижнекоровые метаморфические флюиды; 2) источник рудных элементов – нижняя кора и породы зеленокаменного пояса; 3) тип гидротермальной системы – восходящий вынужденно-конвективный (адвективный) поток; 4) структурный контроль движения флюидов – “фокусированная” разгрузка потока рудообразующих растворов по зонам высокопроницаемых разломов, проникавших до глубины 10–15 км; 5) механизм рудоотложения – уменьшение растворимости золота при снижении температуры и давления. Моделирование проводилось при следующих значениях геометрических параметров: вертикальная протяженность области моделирования $H = 20$ км, вертикальная протяженность зоны разлома $L = 10$ км; разлом “слепой”, глубина его верхнего окончания $y_2 = 3$ км, нижнего – $y_1 = 13$ км. Полуширина зоны разлома $\delta = 100$ м. Отношение k_f/k_r проницаемостей зоны разлома k_f и вмещающих пород k_r принималось равным 10^3 . Невозмущенный геотермический градиент Γ принимался равным $25^\circ\text{C}/\text{км}$. Температуры на верхней и нижней границах области (соответственно, T_0 и T_1) полагались постоянными: $T_0 = 0^\circ\text{C}$, $T_1 = 500^\circ\text{C}$. Давление на верхней границе области p_0 равно атмосферному и постоянно, а давление флюидов на нижней границе области $p_1(t)$ вдоль границы одинаково, но зависит от времени, что отражает изменение во времени расхода гидротермальных растворов, поступающих от глубинного источника. Величины параметров, определяющих теплофизические свойства пород, принимались постоянными и равными следующим значениям: $\rho_r = 2.5 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, $c_r = 800 \text{ Дж/(кг K)}$, $\lambda = 2 \text{ Вт/(м K)}$. Здесь ρ_r – плотность пород, c_r – удельная теплоемкость пород, λ – теплопроводность пород. Влияние флюида, содержащегося в поровом пространстве пород, на

эффективные значения параметров теплофизических свойств не учитывалось вследствие относительно малых значений пористости ($\approx 10^{-2}$). Следуя общепринятым представлениям об условиях отделения флюидов при метаморфической дегидратации пород (Вуд, Уолтер, 1989; Walter, 1990), было принято, что максимальное давление флюидов на нижней границе области моделирования (т.е. на глубине 20 км) не должно превышать литостатическое давление. При значении плотности пород $\rho_r = 2500 \text{ кг/м}^3$ это означает, что давление на нижней границе не более 500 МПа. Когда восходящий поток флюидов достигает уровня нижнего ограничения разлома, он гидродинамически стягивается из вмещающих пород в зону разлома. Когда восходящий по разлому поток достигает его верхнего ограничения, он, наоборот, растекается из зоны разлома во вмещающие породы. Вследствие стягивания восходящего потока в зону разлома скорость движения растворов по зоне разлома многократно возрастает по сравнению с глубинным питающим потоком. Из-за большей скорости конвективного теплопереноса температура в зоне разлома повышается быстрее, чем во вмещающих породах, что приводит к формированию в верхней части структуры куполообразной температурной аномалии. Модели, иллюстрирующие динамику температурного поля в восходящем потоке растворов, контролируемом зоной высокопроницаемого разлома, рассматривались ранее (Пэк и др., 1987; Мальковский и др., 1988; Пэк, Мальковский, 1997). При постоянных температуре и скорости движения растворов, поступающих в область моделирования через ее нижнюю границу, процесс конвективного теплопереноса приводит к прогрессивному разогреву области моделирования. Вместе с тем, формирование месторождений происходит на фоне постепенного снижения температуры растворов. Регрессивная температурная эволюция гидротермальной системы означает, что со временем снижается интенсивность ее теплового питания. Это может быть обусловлено: 1) снижением температуры и (или) 2) расхода питающего гидротермальную систему потока. Поскольку рудоносные флюиды отделяются на этапе прогрессивного метаморфизма, регрессивный температурный режим процесса не может быть объяснен остыванием глубинного источника растворов. Поэтому было принято альтернативное предположение о гидродинамическом “истощении” источника – о снижении со временем расхода питающего гидротермальную систему потока (т.е. снижении скорости восходящего движения растворов, поступающих в область моделирования через ее нижнюю границу). Гипотеза “гидродинамического регулирования” температурного режима гидротермальных систем с глубинным источником растворов была предложена в работе



Фиг. 7. Распределение рудной минерализации в моделях с начальной концентрацией растворов, отвечающей различным значениям температуры T_s : а – 250, б – 300, в – 350, г – 400°C.

Изолинии содержаний соответствуют уровням 0.2, 0.4, 0.6, и 0.8 от максимального значения. Область с содержанием >0.8 от максимального значения выделена штриховкой.

(Пэк, Пилюян, 1976) и затем использована при моделировании процессов конвективного тепло-массопереноса в гидротермальных рудообразующих

системах, контролируемых зонами глубокопроникающих разломов в работах (Арсеньев, Пэк, 1991; Пэк, Мальковский, 1997). Длительность

функционирования глубинного источника растворов принята равной 1 млн. лет, считая, что за это время расход глубинного потока уменьшается в 1000 раз. Рудоотложение происходит на подвижном термобарическом барьере вследствие снижения растворимости золота при снижении температуры и давления по пути движения рудоносных растворов.

На фиг. 7 приведены типы морфоструктур полей минерализации, полученные в результате численного моделирования. Качественно они согласуются с типами морфоструктур, полученными (Пэк, Мальковский, 1997) при моделировании рудоотложения на подвижном температурном барьере без учета зависимости концентрации насыщения (C_{sat}) от давления. Расчеты проводились до $t = 500$ тыс. лет, поскольку к этому времени скорость движения флюидов уменьшается до $\approx 3\%$ от начального значения, что позволяет считать формирование рудных тел практически завершенным. Рассмотрены четыре случая с начальной концентрацией рудного вещества в питающих гидротермальную систему растворах, отвечающей температурам насыщения (T_s), равным 250, 300, 350 и 400°C. При $T_s = 250^\circ\text{C}$ область с наибольшим содержанием рудного вещества образует над зоной разлома субгоризонтальное тело, окруженное ореолом рассеяния (фиг. 7а). При $T_s = 300^\circ\text{C}$ минерализованная область воспроизводит характерный образ “рудного пучка” с наиболее богатыми рудами локализованными в верхней части зоны разлома (фиг. 7б). При $T_s = 350^\circ\text{C}$ область с наибольшим содержанием рудного вещества располагается в зоне разлома, но уже на значительном удалении от его ограничения по восстанию, однако ореол рассеяния распространяется выше зоны разлома, сохраняя элементы морфоструктуры минерализованного пучка (фиг. 7в). При $T_s = 400^\circ\text{C}$ область высоких содержаний локализована в средней части зоны разлома с ореолом рассеяния, практически не выходящим за пределы верхнего ограничения разлома (фиг. 7г). Как и в рассмотренной ранее модели рудоотложения на подвижном температурном барьере (Пэк, Мальковский, 1997), процесс рудоотложения развивается по схеме перемещающегося по направлению движения растворов рудного “ролла”. По мере восходящего движения рудоносных растворов их температура и давление уменьшаются. Концентрация рудной компоненты в восходящем потоке остается неизменной, равной начальной концентрации, до тех пор, пока за счет уменьшения температуры и давления она не становится равной концентрации насыщения. При дальнейшем восходящем движении растворов рудная компонента начинает осаждаться. При этом концентрация растворов уменьшается, оставаясь равной концентрации насыщения, соответствующей локальным значениям темпера-

туры и давления в области, через которую протекают растворы. Однако на прогрессивном этапе температурной эволюции системы локальные значения температуры с течением времени возрастают вследствие разогрева области рудоотложения поступающими снизу горячими флюидами. Это приводит к увеличению локальных значений концентрации насыщения. Вследствие этого ранее осажденная из раствора рудная компонента может снова переходить в раствор и переноситься вверх до тех пор, пока концентрация растворов не станет равной концентрации насыщения в расположенных выше областях с меньшими значениями давления и температуры, где рудная компонента вновь осаждается. Процесс переотложения рудной компоненты приводит к изменению во времени пространственного распределения рудной минерализации. Распределение концентраций рудной компоненты в породах, полученные при тех же значениях определяющих параметров, что и в расчете, результаты которого приведены на фиг. 7, но при удвоенной скорости истощения глубинного источника (τ) и том же самом значении количества растворов, проходящих через единичный вертикальный интервал (G). Поскольку с увеличением τ длительность процесса формирования рудного тела также возрастает, расчеты проводились до $t = 1$ млн. лет, когда, как и в предыдущем случае, скорость движения флюидов вдали от разлома составляет около 3% от начальной. Можно отметить, что при $T_s = 250^\circ\text{C}$ и $T_s = 300^\circ\text{C}$ область повышенной минерализации более компактна и смещена вниз, тогда как при $T_s = 350^\circ\text{C}$ и $T_s = 400^\circ\text{C}$ положение и морфология рудного тела сохраняются практически теми же, что и при соответствующих значениях T_s в рассмотренном ранее случае (фиг. 7в и 7г). По-видимому, это связано с тем, что при постоянном G величина τ в различной степени влияет на температурный режим разных частей рудообразующей системы, причем у верхней границы разлома это влияние проявляется больше, чем у нижней границы. С ростом T_s увеличиваются и глубины, на которых происходит осаждение рудного вещества из растворов, а влияние τ на положение и форму рудного тела тем меньше, чем больше величина T_s . Приведенный пример показывает, что увеличение “времени жизни” глубинного источника флюидов может влиять на положение и форму рудного тела. Однако это влияние окажется значительно большим, если увеличится также и общее количество флюидов, поступающих от источника. Проведены расчеты для случая, когда и значение τ , и значение G увеличены вдвое. Из фиг. 7 следует, что при увеличенных вдвое τ и G и одинаковых T_s область оруденения смещается вверх, а ореол рассеяния расширяется. Следует подчеркнуть, что отмеченные изменения

оказываются весьма значительными при всех рассмотренных значениях T_s .

Результаты моделирования не должны интерпретироваться так, что в рассматриваемой геолого-структурной обстановке низкотемпературные руды во всех случаях формируют рудные тела типа морфоструктур, соответствующих фиг. 7а, а высокотемпературные – типа морфоструктур, представленных на фиг. 7в. Температурные условия в гидротермальной системе зависят не только от глубины и пространственной локализации рассматриваемого участка по отношению к рудоконтролирующему разлому. Они зависят также от соотношения всех параметров, влияющих на динамику гидротермального рудообразующего процесса: условий глубинного флюидного питания системы (общего расхода питающего гидротермальную систему потока, динамики его изменения во времени, длительности процесса), степени “фокусирования” восходящего глубинного потока зоной разлома (соотношения проницаемостей зоны разлома и вмещающих пород, мощности и вертикальной протяженности зоны разлома), положения зоны разлома в разрезе земной коры (глубинных уровней его ограничения по восстанию и падению), содержания рудных компонентов в питающих гидротермальную систему растворах и др. Влияние вариаций расхода потока растворов и длительности гидротермального процесса на динамику рудоотложения отмечено выше. В рассматриваемой модели температурные условия рудоотложения оказывают определяющее влияние на глубинный уровень локализации оруденения, однако при условии, что пространственная локализация и динамика развития самих температурных полей находятся в зависимости не только от глубины, но также от динамических характеристик процесса, определяющих термобарическую эволюцию гидротермальной рудообразующей системы. Вместе с тем, сопоставление расчетных данных для разных условий иллюстрирует специфическую особенность пространственной локализации полей рудных концентраций, даже при вариации динамических характеристик рудообразующего процесса: существование устойчиво воспроизводимого “континуума” – ряда связанных непрерывными переходами пространственных форм – от надразломных полей, ограниченных по вертикальной протяженности, но протяженных в горизонтальном направлении, через морфоструктуры типа “рудных пучков” до протяженных в вертикальном направлении внутриразломных полей. Этот результат моделирующих расчетов позволяет сделать, применительно к рассмотренной модели гидротермальной рудообразующей системы, следующие заключения о функциональных связях между структурными условиями гидротермального рудообразования и морфологией формирующихся в структуре руд-

ных полей: 1) связь геолого-структурных условий и локализации гидротермального оруденения опосредована динамикой гидротермального рудообразующего процесса, определяющего эволюцию в пространстве-времени полей температуры, давления, скорости движения рудоносных растворов и др; 2) опосредованная форма геолого-структурного контроля гидротермального оруденения, однако, не исключает наличия устойчивых связей с условиями локализации оруденения, но эту связь следует воспринимать не как непосредственное влияние геологической структуры на рудоотложение, а как механизм, предопределяющий возможность формирования в данной структурной обстановке континуума полей рудных концентраций – месторождений. При этом какой именно тип морфоструктуры месторождения будет “выбран” рудообразующей системой из континуума потенциально возможных морфоструктур зависит не только от геолого-структурных условий, но также и от динамических характеристик рудообразующего процесса.

В основе формирования определенного континуума морфоструктур месторождений лежит устойчиво воспроизводимая связь между геологической структурой и структурой потока рудообразующих растворов. Если разгрузка потока глубинных растворов контролируется зоной высокопроницаемого разлома, то физическим проявлением такого контроля во всех случаях является процесс “фокусирования” потока восходящих гидротерм в зоне разлома (Геологическая..., 1982). Этот процесс предопределяет возможность формирования внутриразломных месторождений. Поскольку сосредоточенная разгрузка глубинных растворов по зоне разлома приводит к относительному (по сравнению с областью удаленной от зоны разлома) снижению по пути движения растворов градиентов температуры и давления (Мальковский и др., 1988), для внутриразломных месторождений характерна значительная вертикальная протяженность. Классическим примером может служить зона Чемпион риф в золоторудном поле Колар в Индии, на котором вертикальный интервал развития оруденения, приуроченного к магистральному разлому, превышает 3 км (Золоторудное..., 1988). Если основная часть зоны разлома разогревается сосредоточенным потоком восходящих растворов до температуры, превышающей температуру рудоотложения, то оруденение локализуется в ассоциирующих с магистральным разломом структурах второго порядка. В рассмотренной модели – это область “дефокусирования” потока в верхней части зоны разлома и непосредственно над ним. Как следствие веерообразной структуры потока, здесь формируются характерные морфоструктуры типа “рудных пучков”. Наконец, если верхняя часть зоны разлома и его ближайшей периферии

оказываются более “горячими”, чем температура рудоотложения, то область рудоосаждения отывается от подводящего разлома, формируя в надразломной области протяженные в горизонтальном направлении рудные поля.

Рассмотренная модель рудообразующей гидротермальной системы может быть использована при анализе условий образования не только месторождений в зеленокаменных поясах. Зоны разломов, как основные пути миграции рудоносных растворов воспринимаются, практически, априори, хотя геологическое и тектоно-физическое выражение этих зон крайне разнообразно. Не останавливаясь на этой проблеме, отметим лишь, что их проницаемость, очевидно, изменяется в широких пределах, что необходимо учитывать при реконструкции гидротермальных рудоносных систем. Естественно, важнейшее значение в развитии этих систем имеет тип глубинных источников растворов – рассредоточенный (метаморфогенный), сосредоточенный, очаговый (магматогенный). Собственно рудообразующие системы, очевидно, можно рассматривать как аномалии в тепловых – энергетических полях, создаваемых областями-очагами генерации рудоносных флюидов на фоне градиентных изменений давления и температуры. Возникающие аномалии, очевидно, находятся в масштабном соответствии с глубинными параметрами общих полей. При оценке сферы рудообразования в 20 км такие аномалии должны составлять сотни метров – первые километры. Им отвечают по вертикальному диапазону распространения оруденения не только крупные, но и средние месторождения. В настоящее время, при рассмотрении структурных условий рудообразования можно использовать, в основном, данные, позволяющие оценить внутреннюю геодинамику развития рудообразующих систем. Принципиально важным в этой геодинамике является начальный период формирования систем: 1) как фронтальной части потока растворов с градиентно изменяющимися *РТ*-параметрами; 2) как коллектора растворов с изменением последних во времени в “стационарных” условиях. Имеющиеся данные позволяют выделять системы обоих видов. Сегодняшнее знание по факторам времени и “стационарности”, т.е., прежде всего, по изменениям глубинности в течение развития рудообразующих систем весьма ограничено. Имеющиеся определения времени образования отдельных минералов отвечают завершению определенного процесса, а общая продолжительность процессов рудообразования оценивается от первых тысяч до десятков миллионов лет. Общая эродированность рудоносных блоков земной коры, скорости процессов эрозии в течение периодов рудообразования и в пострудное время оцениваются приблизительно, но в целом, как значительные, отражающиеся в глобальном-ре-

гиональном размещении месторождений (Groves *et al.*, 2005), так и в процессах образования месторождений. Гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов рудообразования с геодинамическими режимами общекоровой адвекции орогенных областей и адвективными внутрикоровыми движениями допускает значительные изменения глубинности рудообразующих систем в процессе формирования месторождений (Пэк, 1986). Зависимости геолого-структурных условий образования месторождений от фактора глубинности характеризуются в представлениях о структурной закрытости–открытости гидродинамических систем, разработанных Е.П. Малиновским на основе изучения кварц-вольфрамитовых месторождений (Геологическая..., 1982). Они охватывают совокупность структурных (геолого-структурных) факторов, определяющих относительный темп приведения главных параметров рудообразующего флюида к равным со средой для данного уровня глубинности. В общем случае степень структурной открытости сферы рудоотложения тем выше, чем больше ее осередненная проницаемость и теплоотдача гидротермальной системы. При всей сложности даже приближенных оценок указанных параметров, эти представления, распространенные и на месторождениях других типов, позволяют оценивать зависимости локализации оруденения и интенсивности минералообразования от периодичности (стадийности) изменения физико-химических свойств раствора, как и от эволюции этих свойств в процессах внутреннего геодинамического развития систем. Для месторождений, формирующихся в орогенных областях, характерно повышение степени открытости в связи с общим поднятием территорий в период развития рудообразующих систем.

В общей схеме развития оруденения на различных глубинных уровнях сферы рудоотложения степень закрытости гидротермальных систем возрастает от малых к большим глубинам. В зоне глубинного рудообразования основное значение, очевидно, имеют процессы метасоматического замещения пород, на средних и малых глубинах – сочетания процессов выполнения трещин, разрывных нарушений с метасоматическим замещением пород, дифференцированно проявившихся при образовании месторождений различных генетических и структурных типов.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Применительно к гидротермальным месторождениям одной из основных задач исследований структурных условий их образования является установление рудовмещающих структурных элементов и их сочетаний, а также тех рудоконтролирующих структур, развитие которых опре-

деляло эту роль для первых. В связи с проявлением в качестве основных рудоконтролирующих разрывных нарушений, рассматриваемых и как главные каналы поступления гидротермальных растворов в сферу рудоотложения, именно они обычно выделяются как “рудоподводящие” и/или “рудораспределяющие” – “рудовыводящие”. Реальным обоснованием той или иной гидродинамической роли разломов были данные по стереогенетическим связям разрывных нарушений, трещин, складчатых структурных элементов, по реконструкции полей напряжения рудного периода и установление положения оси В в этих полях, отражающих вероятную ориентировку потока растворов. Примером таких реконструкций служат исследования Джидинского рудного поля, рассмотренные выше (Глубинное..., 1983). Сложное длительное развитие структур рудных полей и месторождений редко представляет такие возможности. Однозначные вещественные индикаторы выполнения разломами транзитных функций в миграции флюидов также редки, вероятно, в связи с недостаточностью проводимых исследований. В связи с этим, геодинамическое моделирование рудоносных флюидных систем с возрастающим учетом многофакторного их развития должно занимать все большее место в исследованиях условий формирования месторождений. Иллюстрацией многофакторных зависимостей формирования рудных концентраций могут быть данные австралийских исследователей по тому “континууму” золоторудных месторождений, которому было посвящено моделирование, рассмотренное выше. Отметим лишь некоторые данные, приведенные Р. Вейнбергом и Б. Салиером с соавторами (Weinberg *et al.*, 2005; Salier *et al.*, 2005) и рассмотренные нами в недавней работе (Крупные..., 2006).

Основные месторождения блока Йилгарн, как известно, приурочены к поясу Вилуна-Норсмен (~600 км), а в его пределах наибольшие концентрации золотого оруденения связаны с разломом Боулдер Лефрой (~120 км). Этим разломом контролируются пять крупных месторождений, включая гигантское – Голден Майл в рудном поле Калгурли. Характерно волновое распределение золоторудных концентраций по простиранию зоны разлома с шагом в 35 ± 5 км (Weinberg *et al.*, 2005). Формирование месторождений связывается, по крайней мере, с двумя – тремя, из четырех основных стадий деформаций, отвечающих: 1) заложению и становлению самих поясов (D_1); 2) основному этапу складчатости и развитию крупных разломов (D_2); 3) проявлению дополнительной складчатости, активизации ранних и образованию новых разломов высоких порядков (D_3); 4) подновлению разрывных нарушений, проявлению хрупких деформаций пород (D_4). Для стадий D_1 – D_3 прослеживается смена преимущественно

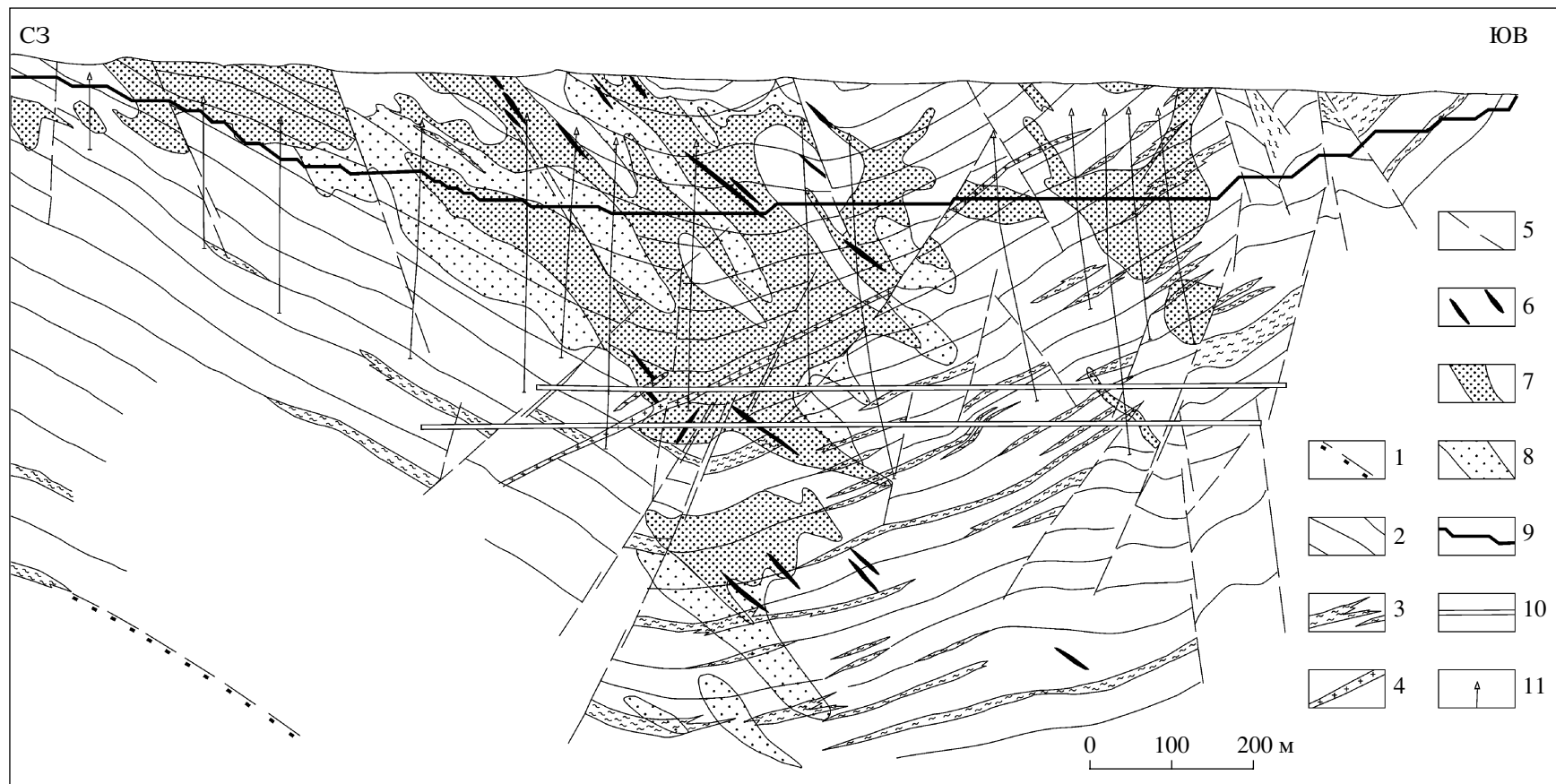
пластических, псевдо-пластических деформаций хрупко-пластическими. В стадию D_2 образовались главные рудные тела рудного поля Калгурли – жилообразные зоны прожилково-вкрапленной минерализации (типа Фемистон), контролируемые сколовыми нарушениями, прослеживающимися до 2 км по простиранию и до 1.3 км по падению. К этой же стадии относится формирование штокверка Оройа, приуроченного к сопряжениям таких нарушений. Возраст минерализации определен в 2640 млн. лет. Образование золоторудных жил месторождений Маунт Шарлота и Маунт Перси в том же рудном поле связывается со стадией D_4 . Их возраст ~2625 млн. лет. Формирование других месторождений, контролируемых разломом Боулдер Лефрой, происходило в стадию D_3 . Общий временной интервал формирования золоторудных месторождений блока Йилгарн определен в 2665–2625 млн. лет, что соответствует времени проявления регионального метаморфизма. Однако, данные по золоторудной минерализации зеленокаменного пояса Лавертон, где на площади 120×80 км располагаются около 50 месторождений с суммарными запасами примерно в 700 т, отличаются от приведенных выше. Жильная и прожилково-вкрапленная минерализация, контролируемая зонами скальвания, здесь ассоциируется часто с гранитоидными телами и дайками риодацитов (Salier *et al.*, 2005). Возраст оруденения, определенный по ряду месторождений составляет узкий интервал: 2657 ± 21 млн. лет – 2649 ± 5 –11 млн. лет. Удивительны совпадения возраста для большинства месторождений ~2550 млн. лет. Приведенные примеры исследований структурного контроля месторождений и рудных полей разломами при наличии данных о возрасте развития гидротермальных процессов иллюстрируют сложности интерпретации сущности такого контроля даже в этих случаях. Это относится к неопределенности генетических типов источников рудоносных растворов (метаморфогенные – магматогенные) и тем более, к их физическому выражению и пространственному положению. Как видно, при распространенной концепции метаморфогенной природы указанных месторождений здесь, как и для многих других месторождений в зеленокаменных поясах фиксируется значительный отрыв во времени рудообразования от пика предшествующего метаморфизма. Следовательно, в рамках метаморфогенной модели рудообразования следует допускать вероятность длительного ($n - 10n$ млн. лет) существование коллекторов флюидов или их медленную миграцию и накопление в таких коллекторах, вскрываемых разломами эпизодически или одноактно. Установление во флюидах компонентов магматогенного происхождения можно объяснить как поступлением в обозначенные коллекторы магматогенных флюидов, так и су-

ществованием их автономных коллекторов, либо – автономной миграцией растворов из флюидно-магматических очагов. Имеющиеся материалы по распределению рудной и сопутствующей минерализации позволяют предполагать и отмеченный выше вариант формирования рудообразующих флюидов – накопление слабоминерализованных метаморфогенных флюидов в пределах сферы рудоотложения в структурно подготовленных местах будущих месторождений и поступление в эти места собственно рудоносных флюидов, очевидно, газонасыщенных, химически активных, с повышенными концентрациями рудных элементов. Можно предполагать смешение и “внутрикамерную” дифференциацию флюидов *in situ* с локальными перемещениями растворов, их одновременной раскристаллизацией, начальным отложением – метасоматическим развитием ассоциаций жильных минералов и преимущественным развитием продуктивных ассоциаций из “остаточных” растворов.

Поступление дополнительных порций флюидов связываются с данными по общей неравномерности распределения минерализации в пределах месторождений по определенной зональности в ее распространении. Как показатель “внутрикамерной” раскристаллизации рудоносных растворов можно рассматривать центроидное размещение рудных тел в золотоносных зонах месторождения Хоумстейк, показанное американскими исследователями (Крупные..., 2006). Приуроченность основной массы рудных тел (при общем их количестве более 160) к крупным рудоносным зонам месторождения, наиболее значительные размеры рудных тел в центральных частях последних, на этом глубоко вскрытом месторождении установлены давно, но причины этого не анализируются. Основное внимание уделяется исследователями месторождения преимущественной локализации оруденения в замках мелких складок, сложенных породами одноименной формации, претерпевшей изоклинальную складчатость. Имеющиеся данные, значительная часть которых анализируется и отечественными исследователями (Константинов и др., 2000), используются, главным образом, для того, чтобы показать влияние складчатых элементов на локализацию оруденения. Но на месторождении отчетливо выражены 3 масштабных уровня этого влияния: 1) отвечающем главной антиклинальной складке; 2) выраженном в развитии линейных рудоносных зон, охватывающих складки более высокого порядка; 3) отражаемом приуроченностью рудных тел к мелким складкам. Проявления метасоматического изменения пород отражают все эти три уровня, что в совокупности с данными по локализации рудных тел позволяют связывать развитие рудной минерализации с единой флюидной системой, прошедшей этапы формирования (накопле-

ния) растворов, их внутренней дифференциации с обособлением зон и последующей раскристаллизации минерального вещества при автономном развитии этих зон. Принципиально аналогичным развитием характеризуется и рудообразующая система месторождения Бендига (Австралия).

Элементы центроидного распределения золоторудной минерализации видны и на месторождении Мурунтау (фиг. 8). В Мурунтауском рудном поле, как известно, представлена золото-кварц-калишит-шеелитовая, золото-пирит-арсенопиритовая, золото-полисульфидная, крайне ограничено, золото-теллуридная минерализация. Основные продуктивные минеральные ассоциации развиты в крупнообъемных телах со штокверковым и метасоматическим оруденением, а также в крупнопадающих стержневых жилах, отличающихся повышенным содержанием золота. Бедная золоторудная минерализация установлена в пологих кварцевых жилах. Их локальная повышенная золотоносность связывается с наложением продуктивных ассоциаций. Общие контуры развития золотого оруденения на месторождении отвечают вытянутой в восток – северо-восточном направлении сложной конусоподобной фигуре с площадью сечения на верхних горизонтах около 3 км² и вертикальной протяженностью не менее, чем 1 км (Золоторудное..., 1998). Рудообразующая система занимала большее пространство, имевшее неодинаковое геологическое строение, обусловленное вмещающими терригенными породами, развитием разломов нескольких систем и даек различного состава. Гетерогенность, длительность и стадийность развития, различные источники рудоносных флюидов, сложные процессы их преобразования вплоть до формирования руд, являются основными характеристиками общей рудообразующей системы. Ее зарождение связывается, в основном, с интрателлурическими флюидами и дифференциатами мантийно-коровых магматических очагов, что отражено в ассоциированной связи золотого оруденения с дайками мурунтауского комплекса, в проявлении углеродисто-сульфидного метасоматоза, в геохимических связях золота с W, K, Pt, Hg, в признаках мантийного диапиризма и проявления процессов нижнекоревой эклогитизации и др. Здесь проявился глубинный гранитный магматизм, распространены метасоматиты различных стадий, в том числе наиболее значимые для золотого оруденения – биотит-полевошпат-кварцевые. В собственно рудообразующей системе основным растворенным газом служил CO₂, наряду с которой представлены CH₄ и H₂. Количество воды в системе оценивается от 20% до близкого к 100%. По изотопным меткам вода имела разные источники (от ювенильной до вадозовой) (Graupner *et al.*, 2001). Рассматривая рудообразующую систему как формировавшуюся *in situ* со смеше-



Фиг. 8. Схематический геологический разрез месторождения Мурунтау (по данным геологической службы рудника, 1988 г.).

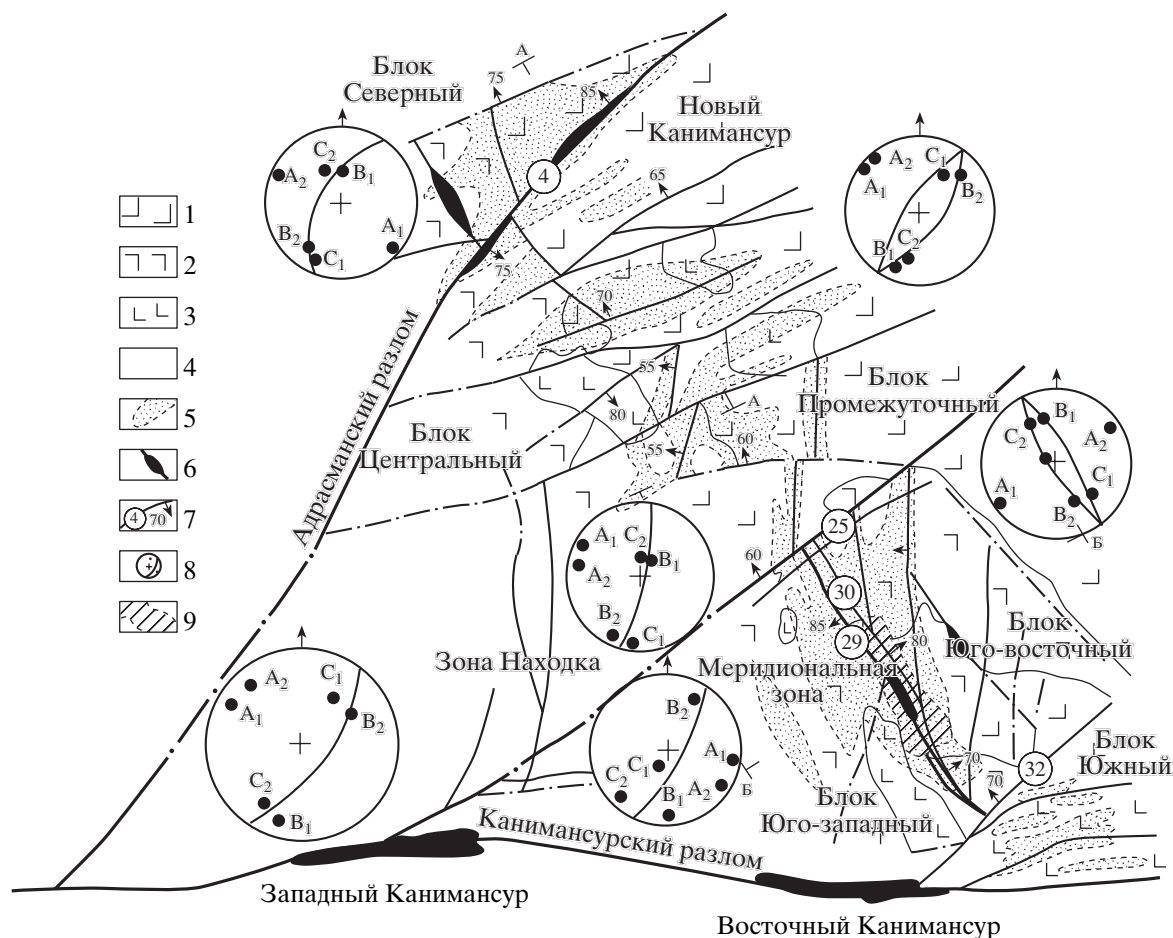
1 – граница рудовмещающей и подстилающей свит; 2 – слоистые алевролиты, алевропесчанники; 3 – горизонты сланцев, углистых сланцев; 4 – дайки гранитоидов; 5 – разломы; 6 – стержневые кварцевые жилы; 7 – бедные штокверковые руды; 8 – кондиционные руды; 9 – границы карьера; 10 – шахтные горизонты; 11 – скважины.

нием метаморфогенных и магматогенных флюидов, можно видеть, что она развивалась под влиянием поля напряжений на распространение флюидов и отложение минеральных ассоциаций. Устойчивая ориентировка и выдержанные параметры жильных тел, обогащенных золотом, отвечают наклонному положению основной оси сжатия, что отразилось в общей вытянутости контура золоторудной минерализации, асимметрично расположенного по отношению осевой зоны синклинали. Золоторудные жилы по своей морфологии и внутреннему строению отвечают типу приоткрытых сколовых трещин, занимавших позицию трещин отрыва в период раскристаллизации “остаточных” растворов, характеризовавшихся повышенными концентрациями кремнезема и рудных элементов – золота, мышьяка и других. Повышенная фоновая золотоносность рудовмещающего терригенного комплекса Мурунтауского района, данные о более раннем образовании жил с бедной золотой минерализацией и геохимическом отличии растворов, сформировавших эти жилы, дают основание для предположений об их метаморфогенности. В гетерогенности рудообразующей системы, обусловленной участием в ней метаморфогенных и ювенильных флюидов, в большей степени структурной открытости можно видеть отличия системы месторождения Мурунтау от подобной системы месторождения Хомустейк.

К гидродинамическим рудообразующим системам первого вида относятся те, при развитии которых формируются эпитермальные месторождения. Но они существенно различаются для месторождений в вулканических поясах и не связанных с последними. В качестве рудоконтролирующих структурных элементов в тех и других проявлялись разрывные нарушения, но в вулканно-тектонических рудоносных постройках локальные разломы развивались в зависимости от протовулканических структурных форм и элементов (Особенности..., 1968; Лаверов, Толкунов, 1978). Исследования одного из наиболее значительных эпитермальных серебряно-полиметаллических месторождений – Большой Канимансур, проведенные авторами (Сафонов и др., 2003), показали, что развитие контролирующих разрывных нарушений и трещин здесь соответствует модели “маятниковых” деформаций, разработанной ранее, на примере современных рудообразующих систем вулканов Курильских островов. При разработке этой модели использованы данные силовых полей напряжений, установленные при специальных сейсмических исследованиях методами обменных волн землетрясений в районе Курильских островов (Злобин, 1987; Злобин, Знаменский, 1991). Реконструкция деформационных механизмов осуществлялась по методике (Малиновский, Чернышев, 1980) по разрезам земной коры на

глубину 40 км под вулканами Менделеева, Баранского, Ивана Грозного и Кудрявый. Результаты моделирования показали проявление пластических деформаций с элементами вращения на глубинах 30–40 км, в зонах, близких к магматическому очагу. В надочаговых зонах, на глубинах 15–25 км выявлены хрупкие сколово-сдвиговые деформации, имеющие кинематику “маятниковых” дислокаций, обусловленных “качанием” плоскости ВС деформационного плана. На всех глубинах установлены идентичные ориентировки максимумов частных силовых векторов полей разного порядка. Это свидетельствует о взаимодействии локальных и региональных полей напряжений. Установлено, что “маятниковая” кинематика – это механизм взаимодействия региональных и локальных полей напряжений, приводящий к саморегуляции геодинамической системы и ее равновесию. Естественно, что этот механизм проявляется на разных масштабных уровнях: вулканической структуры – конкретного разлома. С последними связана локализация паро-газовых струй вулкана Кудрявый, и дифференцированный привнос рений–молибден, индий–цинк содержащих флюидов.

Массовые замеры элементов залегания сульфидных прожилков на месторождении Большой Канимансур и реконструкция по этим замерам положения направлений главных векторов деформаций (фиг. 9) позволяют полагать, что маятниковым механизмом разгрузки напряжений объясняется как избирательная локализация разностадийных минеральных ассоциаций, так и совмещение прожилков одного состава, но с различными элементами залегания. Разностадийная минерализация, при этом может быть связана с разноглубинными очагами (Сафонов и др., 2003). На месторождении Большой Канимансур четко выражена роль разломов в миграции растворов. Транспортировка их потоков происходила как в участках приоткрывания при сдвиговых перемещениях по разломам, так и в зонах мелкой трещиноватости вокруг них. Образование этой трещиноватости вызвано возвратной кинематикой вдоль притертых тектонических швов. Характерно, что на поздних стадиях линейные зоны рудной минерализации объединяются в общее поле штокверковкрапленного оруденения, что может быть связано также с залечиванием трещин и активизацией поровых растворов. Для общей характеристики процессов минерализации в Адрасман-Канимансурском рудном поле следует подчеркнуть однотипность и рассредоточенность пострудной кварц-карбонатной, баритовой минерализации с незначительными количествами сульфидов. В локализации этой минерализации, связанной, вероятно, не столько с остаточными растворами, сколь с активизированными подземными водами, акцентированного структурного контроля не проявляется. Необходимо отметить и то, что в Юго-Западном



Фиг. 9. Геолого-структурный план горизонта 1305 м месторождения Большой Канимансур (локальные палеодислокации “маятникового” типа восстановлены по сопряжениям рудных прожилков).

1–3 – вулканогенные толщи: 1 – тавакская, 2 – сферолитовая, 3 – тарыэканская; 4 – пространство, не вскрытое подземными горными выработками; 5 – контуры прожилково-вкрапленных рудных тел; 6 – жильные рудные тела; 7 – разломы различных порядков и их номера; 8 – диаграммы локальных дислокаций в тектонических блоках различных порядков: А, В, С – оси палеодеформаций; 9 – вулканический нект.

Кармазаре происходила неоднократная смена положения главных осей напряжений. Это показано в работах Ф.И. Вольфсона. Более полно раскрыта возвратная кинематика вдоль разломов Ю.С. Шихиным (1991). Но Ю.С. Шихин в указанной работе объяснял причину возвратных движений упругой отдачей при первых подвижках вдоль зарождающегося разлома.

В проблеме контроля оруденения разрывными нарушениями сохраняется диспропорция знания латеральных и глубинных вертикальных закономерностей их развития. Известны два основных механизма возникновения рудоконтролирующих–рудовмещающих разрывных нарушений: 1) как опережающих крупных разломов, образующихся при перемещениях по последним; 2) в результате объемных деформаций, непосредственно не связанных с крупными разломами. Существующие методы разграничения разрывов по названным моделям не всегда эффективны, тем

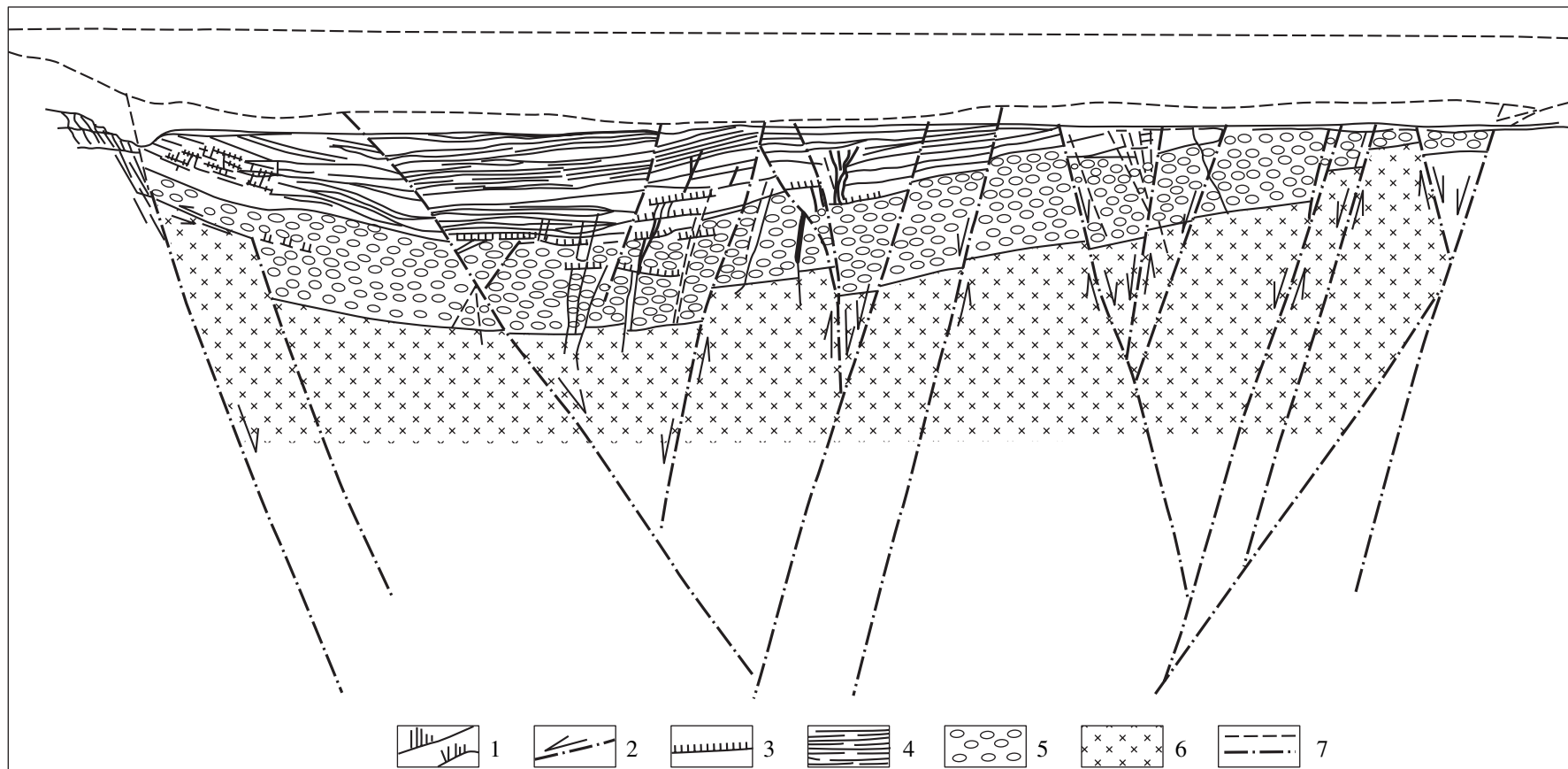
более, что локальная разрывная тектоника в интрузивно- и вулканно-тектонических структурах имеют свои особенности.

Крайне ограничена информация по влиянию фактора глубинности на трещиноватость пород, общие закономерности развития которой исследовались сейсмологами, тектониками, геологами рудного профиля (Звягинцев, 1978). Остаются неясными соотношения тектонических обстановок возникновения простых по морфологии линейных разломов и разрывных нарушений сложной морфологии, образующихся на финальной стадии прогрессивно возрастающего трещинообразования (Звягинцев, 1978; Шихин, 1991). Исследования сложных рудоносных разломов показывают проявление ими роли рудоконтролирующих–рудовмещающих на различных стадиях развития (Семинский Ж., Семинский К., 2004). Эти закономерности устанавливаются в латеральном срезе. С глубиной, как правило, прираз-

ломная трещиноватость уменьшается, но основные тектонические швы сохраняются или постепенно распадаются на частные разрывы. Общее развитие рудоконтролирующих разломов на глубине во многом зависит от этажно-ярусного строения “сейсмогенной” зоны земной коры.

В исследованиях рудовмещающих структурных форм и элементов, условий формирования рудных тел определенной морфологии недостаточно изученными остаются временные соотношения проявлений тектонических деформаций и процессов минералообразования. В общих представлениях об их синхронности, одни исследователи считают, что в период рудообразования активизировались ранее образованные разрывы и трещины, происходило их раскрытие, что обусловливало миграцию растворов и минералообразование, но другие допускают как подновление, так и образование новых разрывов и трещин, также служивших проводниками растворов. Моделью накопления растворов в области рудоотложения и последующего их перераспределения при активизации существующей системы трещин–разрывов и образовании новых, в связи с уменьшением прочности пород, учитывается временной фактор. Со временем изменяется гипсометрическое положение области рудообразования, большей частью за счет воздымания рудоносных блоков, соответственно изменяется и динамическая обстановка. Имеющиеся данные указывают на изменения гидродинамического состояния области рудоотложения на разных глубинах при различных соотношениях внешнего поля напряжения и внутреннего, обусловленного давлением флюидов. При этом, в условиях сжатия могут проявиться локальные участки растяжения. Преимущественным действием усилий растяжения характеризуются только уровни малоглубинного рудообразования. Сверхгидростатические, а в закрытых системах и сверхлитостатические, давления создаются паро-газовыми флюидами и, вероятно, существуют короткое время. Их динамическое значение проявляется в раскрытии контракционных трещин, в активизации поровых растворов и в развитии микротрещиноватости. Эти процессы отражены в особенностях минералообразования на месторождениях различных типов. Синминерализационная тектоническая активность при формировании месторождений фиксируется рядом исследователей (Старостин и др., 2002), но проблема требует дальнейшей разработки. Характерным примером трещинно-разрывного контроля оруденения в условиях малых глубин является Балейское золоторудное поле в Восточном Забайкалье. Структура этого рудного поля и условия его формирования описаны в серии публикаций (Балейское..., 1984 и др.) Это позволяет отметить только наиболее характерные соотношения здесь рудоконтролирующих и рудовмеща-

ющих структур. Рудное поле приурочено к грабену, сложенному верхнеюрскими вулканитами и ранне-меловыми–верхнеюрскими осадочными отложениями (фиг. 10). Брахисинклинальное залегание пород нарушено мелкоблоковыми перемещениями. Штокверко-жильное золото-(халцедон)-кварцевое оруденение представлено Северным и Южным полями собственно Балейского месторождения и жилами, прожилково-жильными зонами месторождения Тасеевское. В северном поле жилы и прожилки размещаются в борту грабена, в Южном – штокверковые руды приурочены к пологопадающему горизонту песчаников. Локализация тех и других контролируется субширотным Контактным разломом и нарушениями субмеридионального простираания. Тасеевское месторождение размещается в осевой зоне брахисинклинали и пространственно связано с разломами субмеридионального и северо-восточного простираания со встречным падением по отношению в первом. Формирование Балейского рудного поля происходило в завершающий период формирования грабена, когда основные рудоконтролирующие разломы проявились как сбросы. Это характерно для подобных структурных форм, развивавшихся в условиях растяжения верхней части земной коры в рудный период. Как локальные конседиментационные сбросы можно интерпретировать по заложению и разрывы, к которым приурочены основные жилы месторождения Тасеевское. По этим сбросам местами смещена нижняя конгломератовая толща, но в основной рудовмещающей – песчаниковой, значительных перемещений не происходило. Приуроченные к сколам жилы переходят по восстанию в прожилково-жильные зоны, с характерным ветвистым строением в области выклинивания, описанным В.Г. Хомичем и другими исследователями (Балейское..., 1984). Анализ вероятных гидродинамических условий развития рудообразующей системы позволяет выделить следующие этапы ее становления. На первом этапе она формировалась как артезианская система подземных вод, активизированная при поступлении эндогенных газо-насыщенных флюидов. В верхней части системы, на глубинах в первые сотни метров, образовались субпластовые халцедон-кварцевые метасоматиты, ограничившие связи с поверхностными водами и придавшие структурной системе закрытый характер. Свидетельствами поступления газовых, паро-газовых флюидов являются ранние грубообломочные трубо-, дайкообразные “песаниковые” дайки, закартированные в верхних частях рудных зон, где они пересекаются золотоносными кварцевыми жилами. Второй этап, очевидно, является накопительным для основной массы золотоносных флюидов, их смешивания с метеорными водами при локальных концентрациях растворов в виде автономных подсистем, соответствующих на-



Фиг. 10. Геологический разрез Балейского грабена. Составлен по материалам Балейской ГРЭ.

1 – золоторудные жилы и зоны прожилкового оруденения; 2 – разломы; 3 – пологопадающие нарушения; 4 – песчаники, алевролиты; 5 – конгломераты; 6 – гранитоиды основания; 7 – эродированные породы.

званным рудоносным участкам и, возможно, еще не выявленным. Возникновение таких подсистем обусловливалось существующими тектоническими нарушениями, межпластовыми срывами, повышенными пористостью–проницаемостью горизонтов песчаников и, напротив, пониженными – пластов алевролитов, игравших роль экранов. Поступление флюидов, по-видимому, осуществлялось по зонам деформационного влияния Контактного и Мерионального разломов, а также по разрывам, маркирующим основные жильные зоны Тасеевского месторождения. Третий этап можно определить как внутреннее геодинамическое развитие системы и рудообразование. Данные О.В. Русиновой, В.Д. Пампуры и других исследователей показывают, что гидродинамические подсистемы маркируются полями аргиллизитовых изменений вмещающих пород, наиболее интенсивно проявившихся в участках концентрированного развития оруденения. Основным механизмом приоткрывания сколовых нарушений и трещин, их развития был, очевидно, гидроразрывной. Морфология и размещение маломощных жил, прожилков, особенно внутрипластовых и приуроченных к контактам пластов, позволяет сделать такой вывод. Для крупных жил, мощностью до первых метров и протяженностью по падению среди песчаников на 100–150 м такой механизм образования менее очевиден, но, проявлений синминерализационных перемещений по тектоническим нарушениям, приводящим к их приоткрыванию, не устанавливается. Полосчатое строение золоторудных жил, связанное с неоднотипной раскристаллизацией коллоидных растворов, можно объяснить расслоением гелевых минеральных масс при пульсационной потере газовых компонентов и камерной раскристаллизацией растворов. О неполной потере гидротермальной системой газовых компонентов можно судить по фактам развития мелкокластических “песчаниковых даек”, пересекающих золоторудные жилы. Со сложным строением внутриблокового поля напряжений в пределах грабена на третьей стадии его динамического развития, вероятно, связаны различия в структурном выражении участков жильных зон, при пересечении их пологими субсогласными нарушениями. Эти нарушения проявляются локально. Ранними исследователями они относились к послерудным, смещающим жильные зоны на расстояния в десятки метров. Но различия в строении “смещенных” частей зон, явное влияние пологих тектонических швов на образование рудных бананов, на морфологию золото-кварцевых выделений, увязываются с неоднородностью локальных полей напряжений в течение процессов минералообразования на различных участках, т.е. с дорудным–сорудным развитием субсогласных нарушений. Явления гидроразрыва при формировании рудовмещающих трещин, их роль в приоткры-

вании сколовых нарушений во время рудообразования остаются малоизученными. Этой проблемой в нашей стране занимались Г.Л. Пospelов (1973) и другие исследователи. Мало изучены механизмы брекчирования пород – тектонического, гидро- и химогенного, а также вопросы формирования рудоносных импловзивных–эксплозивных брекчий. Интерес к ним вырос после открытия месторождений Олимпик Дэм и других, характеризующихся железно-окисными медно-золотыми рудами брекчиевого типа.

При общем многообразии структурных обстановок гидротермального рудообразования возрастает актуальность комплексного исследования месторождений на системной основе – с реконструкцией геолого-структурных, тектоно-физических, гидродинамических, физико-химических систем и (или) “восстановлением” общей рудообразующей системы с учетом взаимодействия этих факторов в реальных временных координатах при образовании разномасштабных и специализированных рудных концентраций.

Поставленные в работе задачи не являются новыми в отношении сложившихся основных направлений в учении о структурах рудных полей и месторождений. Они отражают необходимость изменений содержания исследований по этим направлениям адекватно тем теоретическим разработкам и фактическим данным, которые накоплены за последний период. Это позволит усовершенствовать теоретические основы учения и повысить эффективность его использования в практике прогнозных, поисково-оценочных и разведочных работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06–05–64659).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсеньев П.А., Пэк А.А. Моделирование гидротермального теплопереноса при формировании месторождений, связанных с зонами глубокопроникающих разломов // Геология руд. месторождений. 1991. № 5. С. 26–37.
- Архангельская В.В., Вольфсон Ф.И. Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. М.: Наука, 1977.
- Балейское рудное поле. М.: ЦНИГРИ, 1984.
- Бородаевский Н.И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота // Тр. ЦНИГРИ. 1960. Вып. 35.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д. и др. Рифейские офиолиты Исаковского пояса // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 169–181.
- Вольфсон Ф.И. Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Ка-

- захстана // Тр. ИГН АН СССР. Сер. руд. месторождений. 1945. Вып. 70.
- Вольфсон Ф.И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1953.
- Вольфсон Ф.И. Структуры эндогенных месторождений // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 521–616.
- Вольфсон Ф.И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов // Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Вольфсон Ф.И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М.: Наука, 1969.
- Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. Стратиформные месторождения цветных металлов. М.: Недра, 1987.
- Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1982.
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах и ярусах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 28–38.
- Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1985.
- Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений // Тр. ИГН АН СССР. 1955. Вып. 162.
- Вуд Б.Дж., Уолтер Дж.В. Флюидный поток при метаморфизме и взаимодействие флюидов с породой // Взаимодействие флюид – порода при метаморфизме. М.: Мир, 1989. С. 109–130.
- Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994.
- Геолого-структурные методы изучения эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1982.
- Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.
- Гинзбург Н.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979.
- Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983.
- Горбунов В.М. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968.
- Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Бертенев И.С. и др. Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978.
- Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС, 1999.
- Григорьев И.Ф. Успехи геологических наук в СССР за 30 лет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 5. С. 3–16.
- Дистлер В.В. Платиновая минерализация Норильских месторождений // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 7–35.
- Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф. и др. Малосульфидная платинометалльная формация Норильского района // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 48–65.
- Золоторудное поле Колар. М.: Наука, 1988.
- Золоторудное месторождение Мурунтау. Ташкент: Изд-во ФАН АН Республики Узбекистан, 1998.
- Звягинцев Л.И. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978.
- Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987.
- Злобин Т.К., Знаменский В.С. Геология и глубинное строение геотермального района (Остров Итуруп) // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 3–15.
- Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972.
- Казанский В.И., Лобанов К.В. Глубинное строение и рудоносность древней континентальной земной коры (по результатам исследований Кольской сверхглубокой скважины) // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 34–51.
- Казанский В.И., Малиновский Е.П., Наумов Г.Б. и др. Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений М.: Наука, 1978. С. 21–40.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000.
- Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 425–436.
- Корнев Т.Я., Доценко В.М., Бозин А.В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974.
- Королев А.В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент: Среднеазиатский индустр. ин-т, 1936.
- Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского Плутона. М.: Наука, 1969.
- Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
- Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006.
- Лаверов Н.П., Толкунов А.Е. Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканических областей // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 41–68.
- Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Хорошилов Л.В. Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам // Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 82. С. 116–135.
- Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Сонюшкин Е.П., Хорошилов Л.В. Структуры гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966.

- Лаверов Н.П., Томсон И.Н., Полуэктов В.Н., Кочнева Н.Т. Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 20–42.
- Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88–104.
- Лукин Л.И. Методы изучения структур постмагматических рудных месторождений. М.: Наука, 1986.
- Лукин Л.И., Вольфсон Ф.И., Королев В.А., Невский В.А. Структурные условия эндогенного рудообразования – состояние проблемы и пути дальнейших исследований // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 5–20.
- Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1965.
- Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф. Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 215–229.
- Мальковский В.И., Мироненко В.А., Пэк А.А. Аналитическое решение задачи перетекания подземных вод через плоский пласт с поперечной трещиной // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 1. С. 106–108.
- Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.
- Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Д.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский п-ов): геология и платинометальное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 175–186.
- Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979.
- Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988.
- Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
- Особенности структур гидротермальных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. М.: Наука, 1968.
- Полиметаллическое оруденение Енисейского Кряжа. Красноярск: ЗапСНИИГИМС, 1976.
- Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.
- Пэк А.А. Орогенез, эрозия и гидротермальное рудообразование: гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 184–200.
- Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля Тырнауз. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Пэк А.А., Мальковский В.И. Динамика рудоотложения на подвижном температурном барьере при формировании золоторудных месторождений в архейских зеленокаменных поясах // Новые направления в изучении колчеданных месторождений. Новочеркасск, 1997. С. 150–162.
- Пэк А.А., Пилюян Г.О. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по данным минералогической термобарометрии // Геология руд. месторождений. 1975. № 4. С. 68–82.
- Пэк А.А., Мальковский В.И., Сафонов Ю.Г. Континуум морфоструктур золоторудных гидротермальных полей, связанных с зонами глубокопроникающих разломов: гидротермальная система с вынужденной конвекцией флюидов // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 130–146.
- Рудоносность орогенных структур Срединного Тянь-Шаня / Отв. ред. Лаверов Н.П. М.: Наука, 1985.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971.
- Сафонов Ю.Г. Процессы образования золоторудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 99–129.
- Сафонов Ю.Г. Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 167–187.
- Сафонов Ю.Г. Геологические структуры и условия формирования гидротермальных золоторудных месторождений: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1981.
- Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 305–320.
- Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотосодержащих рифов Витватерсранда (ЮАР) // Геология руд. месторождений. 2006. № 6. С. 1–37.
- Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М. и др. Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, I: геология, минералогия, структурные условия рудоотложения // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 195–211.
- Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М. и др. Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, II: физико-химические, геохимические и геодинамические условия развития // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 350–362.
- Сафонов Ю.Г., Злобина Т.М., Сароян М.Р. Пространственные и генетические соотношения прожилково-вкрапленного и жильного гидротермального оруденения // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 20–33.
- Семинский Ж.В., Семинский К.Ж. Тектоно-физический анализ обстановок локализации рудных полей и месторождений в различных зонах земной коры // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 4. С. 292–304.

- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965.
- Смолин А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975.
- Старостин В.Л., Дергачев А.Л., Семинский Ж.В. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 2002.
- Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова. М.: Недра, 1983.
- Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973.
- Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. и др. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984.
- Успехи геолого-географических наук в СССР за 25 лет. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1943. С. 1–9, 142–148.
- Федорчук В.П. Экспертная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. М.: Недра, 1991.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минерагенезе // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 403–408.
- Чернышев В.Ф. Геолого-структурные условия формирования шеелитоносных скарнов. М.: Наука, 1985.
- Чернышев Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2004.
- Шер С.Д., Гурейкин Н.Я., Дорофеев Д.А., Брагин И.К. Структурно-морфологические особенности и условия локализации золотого оруденения в терригенных толщах // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 188–199.
- Шило Н.А. Новый взгляд на роль даек в формировании рудных систем // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 25–33.
- Шихин Ю.С. Геологическое картирование и оценка рудоносности разрывных нарушений. М.: Недра, 1991.
- Яковлев Г.Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1982.
- Cathler L.M. Scale and effects of fluid flow in the upper crust // Science. 1990. V. 248. P. 43–49.
- Cerny P., Blevin P.L., Cuney M., London D. Granite – related ore deposits // Econ. Geol. 2005. 100th Anniversary V. P. 337–370.
- Cox S.F. Coupling between deformation, fluid pressure and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // Econ. Geol. 2005. 100th Anniversary V. P. 39–75.
- Hagemann S.G., Gebre-Mariam M., Groves D.I. Surface – water influx in shallow-level Archean lode-gold deposits in Western Australia // Geology. 1994. V. 22. P. 1067–1070.
- Fournier R.O. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermale environment // Econ. Geol. 1999. V. 94. № 8. P. 1193–1212.
- Graupner T., Kempe U., Spooner E.T.C. et al. Micrometric laser Raman spectroscopic and volatil. Ion chromatographic analysis of hidrothermal fluid in the paleozoic Muruntau Au-bearing quartz vein ore field, Uzbekistan // Econ. Geol. 2001. V. 96. № 1. P. 1–23.
- Groves D.I. The crustal continuum model for late-Archaean lode gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia // Mineralium Deposita. 1993. V. 28. P. 366–374.
- Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J. et al. Changes in global tectonic processes and distribution of gold-bearing mineral deposits // Econ. Geol. 100th Anniersary V. 2005. P. 205–224.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationsip to other gold deposit types // Ore Geol. Reviews. 1998. V. 13. P. 7–27.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortinsen J.K. Intusion-related gold systems // SEG Newsletter. 2000. № 40. P. 6–15.
- Mair J.L., Goldfarb R.J., Jonson C.A. et al. Geochemical constraints of the genesis of the Sheelite Dome intrusion-related gold deposit, Tembstone gold belt, Yukon. Canada // Econ. Geol. 2006. V. 101. P. 523–551.
- Mitchell A.H.G., Garson M.S. Mineralization at plate boundaries // Minerals Sci. Engng. 1976. V. 8. № 2. P. 129–169.
- Oliver N.H.S., Rubenach M.J., Fu B. et al. Granite-related overpressure and volatile release in the mid crust: fluidized breccias from the Cloncurry District, Australia // Geofluids. 2006. № 6. P. 346–358.
- Salier B.P., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. Geochronological and stable isotope evidence for wide-spread orogenic gold mineralization from a deep-seated fluid source at ca 2.65 Ga in the Laverton gold province, Western Australia // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1363–1388.
- Sibson R.H. Controls on maximum fluid overpressure deting conditions for mesozonal mineralisation // J. of Structural Geol. 2004. V. 26. № 6–7. P. 1127–1136.
- Tompson M.J., Watchorn R.B., Bonwick C.M. et al. Gold deposits of Hill 50 gold mine NL at Mount Magnet // Geology of the mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. Melbourne, 1990. P. 221–241.
- Walter J.V. Fluid dynamics during progressive regional metamorphism // The role of fluids in crustal processes. Washington, 1990. P. 64–71.
- Weinberg R.F., Borch P.V., Bateman R.J., Groves D.I. Kinematic history of the Boulder-Lefroy shear zone system and controls on associated gold mineralization, Yilgarn Craton, Western Australia // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1407–1420.
- Zhao C., Hobbs B.E., Ord A. et al. Mineral precipitation associated with vertical fault zones: the interaction of solute advection, diffusion and chemical kinetics // Geofluids. 2007. № 7. P. 3–18.