



ФГБУ «ВИМС»

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ДР. ТЕХНОЛОГИИ,
МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**
(преимущественно «скрытого» типа)

№ 1

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
1. Тенденции ГРР за рубежом в 2020-21 гг.	3
2. Геохимическая дисперсия первичных ореолов рудных месторождений (Австралия)	5
3. Геохимические методы поисков скрытых рудных месторождений.....	17
4. Изучение минералого-геохимических индикаторов эпитегрмального оруденения (кратон Голера, Южная Австралия.....)	41
5. Минералого-геохимические и изотопные характеристики W-Sn месторождения Такатори (Япония).....	63
6. Анализ микроэлементов в шеелите м-ние W Инцзуйхуншань (Северный Китай).....	74
Источники.....	80

1. ТЕНДЕНЦИИ ГРР ЗА РУБЕЖОМ в 2020-21 гг. [1]

Был проведен первичный анализ более 400 технических отчетов (NI 43-101 english) по ГРР различных стадий в период с 03/2020 по 10/2021 гг.

Работы велись в основном канадскими, американскими и австралийскими компаниями на объектах ТПИ в более чем 40 странах на всех континентах. Направленность этих работ в соответствии с зарубежной классификацией типов месторождений ТПИ показана на рис. 1.

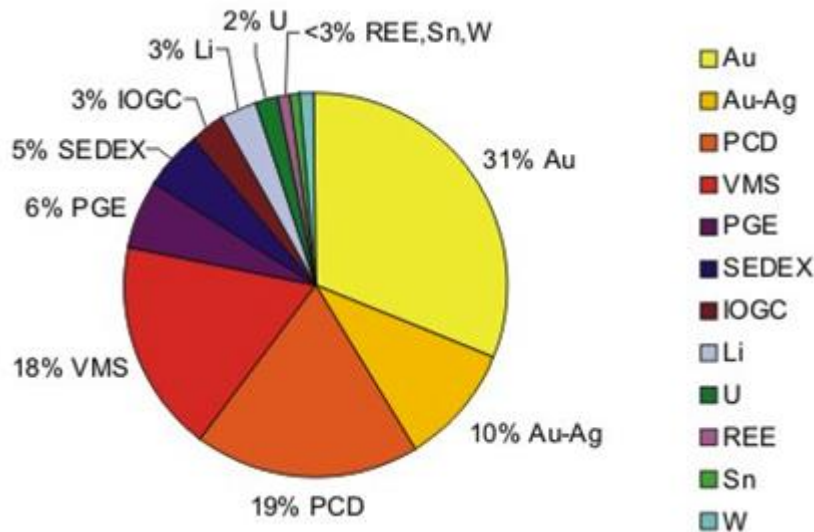


Рис. 1 Объекты ГРР в мире 2020-21 гг.

Неизменными лидерами по количеству традиционно являются «золотые» объекты - 41% (31% Au+10% Au-Ag), включающие основной «орогенный» жильный золотой и золото-серебряный типы, а также «золото древних формаций» и в меньшей степени «карлинский» тип, россыпи и др.

Наибольший интерес для зарубежных горно-добывающих компаний представляют комплексные рудные месторождения (в сумме более 50% объектов ГРР):

1. PCD Porphyry copper deposits (Cu-Au-Mo etc)
2. VMS Volcanic massive sulphide deposits (Zn-Pb-Ag-Au-Cu etc)
3. PGE Platinum group element deposits (Ni-Cu-Pt-Co etc)
4. SEDEX Sedimentary exhalative deposits (Zn-Pb-Cu-Ag etc)
5. IOGC Iron oxide copper gold ore deposits (Cu-Au-Co-U-W etc)

Положение этих типов месторождений в тектонически активных зонах ЗК показано на рис. 2

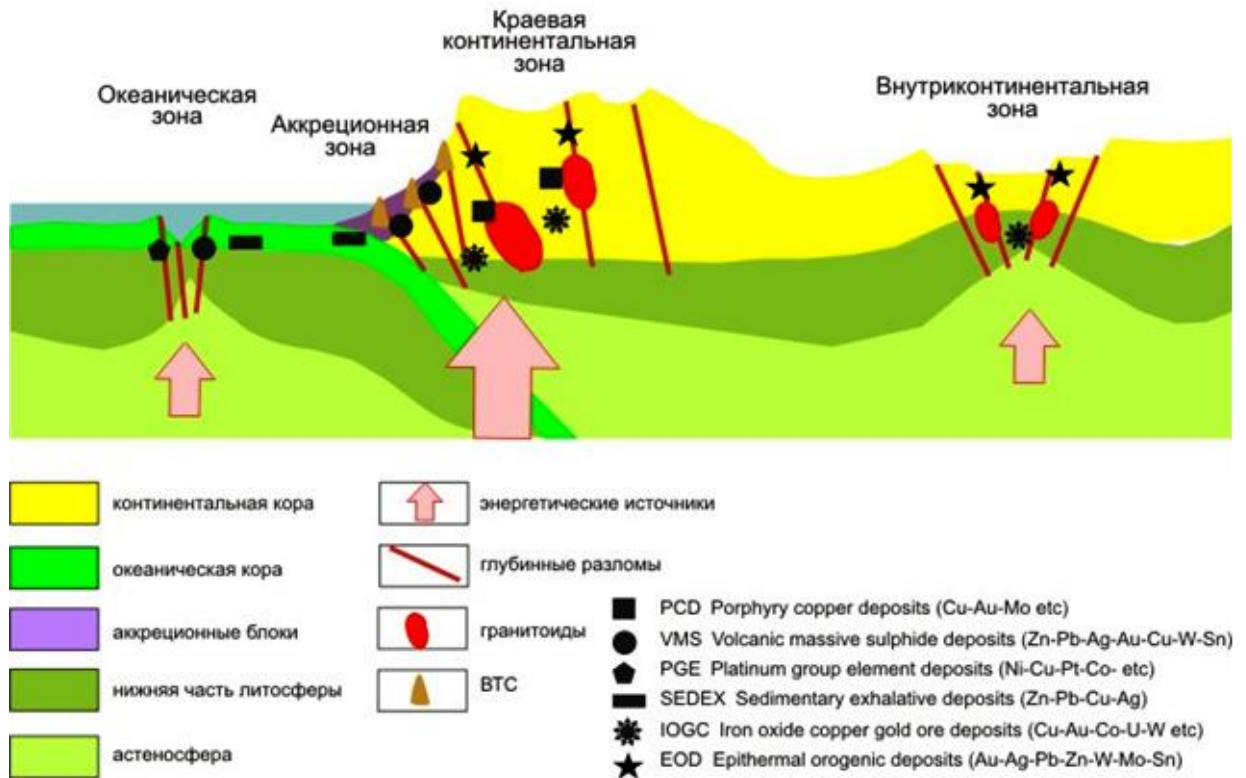


Рис. 2 Положение комплексных рудных месторождений в ЗК.

Значимыми типами ТПИ для РФ являются связанные с активными молодыми и древними континентальными окраинами PCD (с золотом, молибденом, вольфрамом, полиметаллами и др.); нетрадиционные для РФ IOGC (с медью, золотом, серебром, ураном, кобальтом, REE и др.); VMS (с золотом, медью и серебром в колчеданных в вулканогенных толщах) и SEDEX (колчеданные полиметаллические в терригенных и терригенно-карбонатных толщах), а также PGE объекты («Норильский тип»).

Потеряли свою актуальность ГРП (<3% в сумме) на редкометальное (Nb-Ta) и редкоземельное (REE) оруденение карбонатитового и пегматитового типов, а также на собственно вольфрамовые и оловянные объекты. Помимо литиевых рассолов и пегматитов в поиски и освоение вовлекаются литиевые объекты в вулканитах и глинах (3%), что связано с развитием «мембранных» технологий для эффективного извлечения лития.

По-прежнему сохраняется слабая активность западных компаний на ГРП урановорудных объектов в связи с конъюнктурой мирового рынка, в первую очередь на объекты типа «несогласия».

2. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДИСПЕРСИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (Австралия) [2].

Типы рудных месторождений Австралии перечислены в Таблице 1

Табл. 1 Типы рудных месторождений Австралии

Ore Group	Some Deposit Types and Examples	Typical Element Associations*	
Magmatic	Komatiite-associated nickel deposits <i>Mt Keith, Kambalda, Widgiemooltha, Maggie Hays, Jubilee.</i>	Ni-Cu-Co-PGE±Te (S) minor As	
	Layered mafic-ultramafic intrusion deposits PGE sulphide and chromite deposits: <i>Munni Munni, Ora Banda, Yarawindah.</i> Vanadiferous magnetite: <i>Windimurra.</i>	Cr-PGE-Ni-Cu-Co-Au (S-O) Fe-Ti-V (O)	
Metasomatic	Skarn deposits Copper-gold skarns: Browns Creek, Big Cadia, Red Dome. Distal gold skarns: Junction Reefs. Magnetite skarns: Biggenden. Zinc-lead-copper skarns: Ban Ban. Tungsten skarns: King Island.	Cu-Au-Bi-Te (S) Au-As-Bi-Te (S) Fe-Cu-Pb-Zn-Ag (S) Zn-Pb-Cu-As-Ag (S) W-Mo±Cu-Pb-Zn (O,S)	
Hydrothermal epigenetic	Fractionated granitoid-associated deposits Tin-tungsten deposits: <i>Mt Bischoff, Renison, Ardlathan.</i> Tungsten-molybdenum deposits: <i>Wolfram Camp.</i> Pegmatite and complex veins: <i>Greenbushes, Wodgina.</i>	Sn-W±As-Cu-Zn (O-S-F-B) W-Mo±Cu-Pb-Zn-Bi-As Sn-Ta-Nb-Li, Be-Li-Cs-Rb±U-Th REE (Si)	
	Porphyry-associated deposits Copper-gold stockworks and veins: <i>Cadia-Ridgeway, Northparkes, Copper Hill.</i> Copper-molybdenum deposits: <i>Dogwood.</i> Breccia pipe deposits: <i>Kidston, Mt Leyshon.</i> Epithermal gold-silver deposits: High sulphidation type: <i>Peak Hill, Gidginbung.</i> Low sulphidation type: <i>Pajingo.</i>	Cu-Au±Ag-Bi-Mo-Te-Re (S-K) Mo-Cu (S) Au±Cu-Ag±Mo-Pb-Zn (S) Ag-Au-As-Sb-Te (S-Si) Ag-Au-As-Sb-Mn-Ba±Hg-Te-Se (S-Si-CO ₂)	
	Iron oxide copper gold deposits <i>Olympic Dam, Ernest Henry, Tennant Creek.</i>	Cu-U-Au-Ag-REE (S-F) Cu-Au-Bi	
	Syn-deformational hydrothermal and replacement deposits Metamorphic copper deposits: <i>Mount Isa, Nifty.</i> Metasediment-hosted polymetallic deposits: <i>Elura, CSA, Peak, New Cobar, Hera, Tritton.</i> Replacement deposits possibly magmatically related: <i>Osborne.</i>	Cu-Co-As±Pb-Zn (S-Si) Pb-Zn-Ag±Cu-Sb (S) Cu-Au±Bi-As-Pb-Zn (S) Cu-Au-Ag-Bi-Co-Hg-Mo-Se-Sn-Te-W (S-F)±Zn-Pb	
	Orogenic gold deposits Archaean greenstone-hosted deposits: Eastern Goldfields, WA (e.g., Golden Mile, Mt Charlotte, <i>Bronzewing, Junction, Kanowna Belle, Bounty</i>); Sediment-hosted reef deposits: <i>Telfer.</i> Slate-hosted quartz-vein deposits: Central Victoria, Hill End. Granitoid-associated deposits: <i>Charters Towers, Timbarra.</i>	Au-Ag-As-W-Sb-Te±Cu-Pb-Mo (CO ₂ -S±K-B) Au-Cu-Pb-Zn-Bi-Mo-W-Co-Ni (S-CO ₂) Au-As-Sb±Ag (CO ₂ -S) Au-Ag-Zn-Pb-Cu-Bi (CO ₂ -S)	
	Carbonate-hosted stratabound lead-zinc deposits Mississippi Valley-type: <i>Lennard Shelf.</i>	Pb-Zn-Fe±Ag-Cu (S-hydrocarbons)	
	Unconformity-related uranium deposits <i>Alligator River, Coronation Hill.</i>	U-Au-Cu-Co-Ni-Ag±Zn-Sn-Pb-Bi, Pt-Pd (Mg)	
	Exhalative - diagenetic	Volcanic-associated massive sulphide deposits Abitibi type: <i>Scuddles, Gossan Hill, Teutonic Bore, Sulphur Springs, Mons Cupri, Whim Creek.</i> Kuroko type: <i>Mt Lyell, Rosebery, Hellyer, Hercules, Woodlawn, Captains Flat, Thalanga, Balcooma, Mt Morgan, Halls Peak.</i>	Cu-Zn-Pb±As-Sb-Bi-Sn-Mo-Se-Ag-Au-Ba (S) Pb-Zn-Ag±As-Sb-Hg-Ba, Cu±Bi-Sn-Te-Mo-Co-Au (S), Cu-Au-Ag-Zn-Te
		Sediment-hosted stratiform base metal deposits HYC, <i>Mount Isa</i> (lead-zinc), <i>Century, Broken Hill.</i>	Zn-Pb-Ag-Cd-Mn-Ba-Tl±Cu-As-Sb-Hg-In (S-K-B)
		Sediment hosted copper deposits Sandstone-hosted: <i>Mt Gunson, Cattle Grid.</i>	Cu-Zn-Pb-Bi-Co-Ni-As±Ag-Au (S)
Marine -sedimentary	Banded iron formations (generally precursor ores) <i>Hammersley Range, Middleback Ranges.</i>	Fe-Mg-Al-Ca-Mn-P±Ti (Si-O-S)	
	Sedimentary manganese deposits <i>Groote Eylandt.</i>	Mn-Fe±Ca-Al-Zn-Li-Ba (O-Si-CO ₂)	
Residual & supergene	Bauxite deposits <i>Gove, Weipa, Jarrahdale, Mitchell Plateau.</i>	Al-Fe±Ti-Nb-Ga-Mn-Zn-Zr (O)	
	Lateritic nickel-cobalt deposits <i>Murrin Murrin, Cawse, Bulong, Greenvale.</i>	Fe-Ni±Co-Mn-Cr-Zn (Si-O)	
	Lateritic & supergene gold deposits Deposits in thick regolith; e.g., <i>Mt Gibson, Boddington, Panglo, McKinnons.</i>	Au±Ag-As-W-Sb-Bi (lateritic types)	
	Supergene deposits associated with palaeochannels <i>Higginsville, Mount Pleasant, Zuleika.</i>	Au	
	Lateritic phosphate-REE-Nb deposits <i>Mt. Weld.</i>	P-REE-Nb±Sr-Ca-Al-K-U-Ti-Ta	
	Supergene iron ores & transported channel deposits <i>Mt Whaleback, Paraburdoo, Iron Duke, Robe River.</i>	Fe-Mn±P	
	Calcrete uranium deposits <i>Yeelirrie.</i>	U-V (K-CO ₂)	
	Reduced palaeochannel/"roll front" uranium deposits <i>Mulga Rock, Manyingee</i>	U±S-As-Se-Mo-Co-Ni-V-Cu-Zn-Pb-REE-Y (Si-O-C-P)	
	Placers	Placer gold deposits Central Victoria, <i>Kanowna</i> (?)	Au-Ag±W-Ti-Zr-Ba
		Heavy mineral sand deposits Central E and W coasts, <i>Murray Basin.</i>	Ti-Fe-Zr-Th-REE±Cr-Sn
Placer tin deposits <i>Emmaville, Ardlathan.</i>		Sn-Fe-Ti±W-Nb-Ta	

*Fe is a significant component in most sulphide-bearing deposits generally in abundant pyrite/pyrrhotite but also in other minerals (elements and compounds in parentheses are characteristic and significant non metallic components/additions)
Deposit examples described in case histories shown in italics: e.g., *Mt Keith*

С геохимической точки зрения рудные месторождения представляют собой аномальные скопления отдельных элементов. Эти аномалии выходят за пределы

месторождения с образованием первичных и вторичных ореолов геохимического рассеяния (рис. 1).

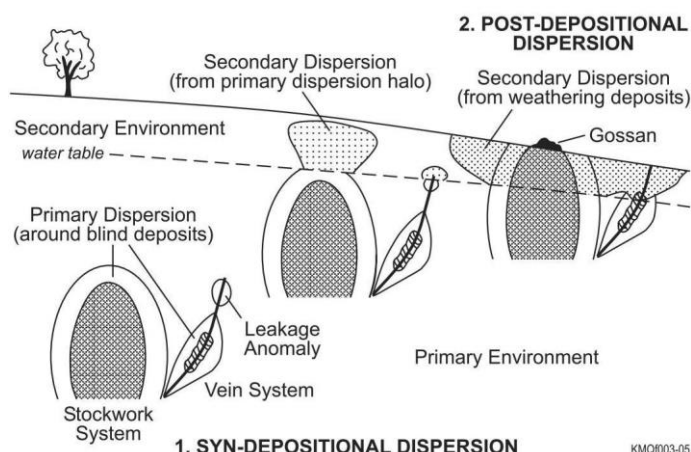


Рис. 1. Обобщенное возникновение и возможные соотношения между первичными и вторичными ореолами геохимической дисперсии вокруг рудных месторождений.

Компонент нерудного элемента в первичной рудной дисперсии может быть более обширным, чем рассеянные рудные элементы. Это может выражаться в обширных изменениях вмещающих пород, включая окварцевание, пиритизацию, серицитизацию, хлоритизацию карбонатное изменение, турмалинизация и др.

Другие основные геохимические особенности включают пространственное и временное зонирование содержащихся элементов и типов изменений, в частности изотопных характеристик и газожидких включений, которые могут вызвать аномалии дистальной утечки (рис. 1).

Ореолы гидротермальных изменений являются важным компонентом первичной картины рассеяния. Экспрессный радиометрический и особенно гиперспектральный анализ с помощью аэро- и наземных съемок, а также автоматизированный каротаж бурового шлама и керна играет все более важную роль в поисках, особенно для скрытых типов оруденения. Правильное определение первичной дисперсии вокруг имеет решающее значение при поисках.

Рассеяние вокруг магматических месторождений

Типы магматической дисперсии обычно включают уменьшение концентрации рудных минералов выше или ниже основного месторождения. Стили оруденения в слоистых основных и ультраосновных интрузиях в Австралия включают многослойные слои вкрапленных сульфидов Ni-Cu, обогащенных PGE, слоистые слои хромитита и базальные сегрегации сульфидов Ni-Cu-Co-PGE. Считается, что сульфиды в месторождениях коматиитов, образовались термомеханической эрозией на основание лавовых трубок (рис. 2).

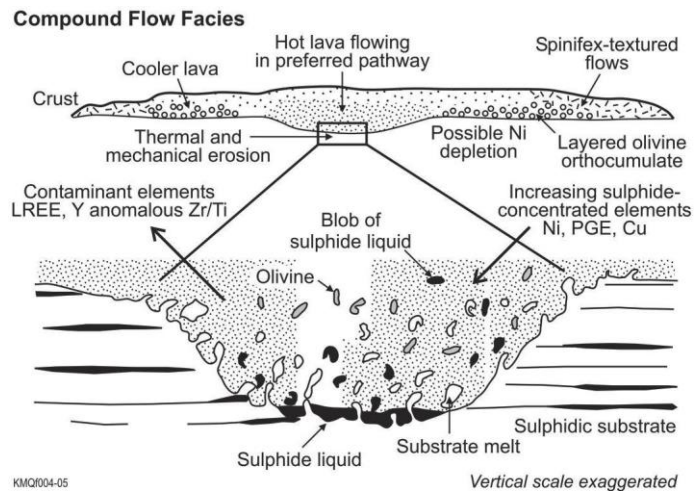


Рис. 2. Схематический разрез развивающегося потока коматиита, иллюстрирующий процесс термомеханической эрозии сульфидного субстрата у основания пути лавы и формирования Ni-Cu-Co-PGE типа Месторождений.

Ксенолиты субстрата и ксеномельты в рудах и аномалии основных элементов во вмещающих породах (повышенные LREE, Zr и Y) являются индикаторами процессов загрязнения, связанных с минерализацией. Некоторые минерализованные потоки коматиитов содержат фазы шпинели, богатые цинком, которые также рассматриваются как индикаторы минерализации.

Дисперсия вокруг скарнов

Скарны могут содержать месторождения магнетита, меди, Pb-Zn, Sn, W, Mo, Au, Ag, U, REE, F, В и Sn. Перенос рудных элементов может происходить в обоих направлениях – экзо- и эндоскарнов. Минерализация происходит на прогрессивной и ретроградной стадиях, с выделением флюидов от вторгшегося плутона и вмещающих пород. Прогрессивный этап обычно включает значительное добавление Si, Fe, щелочей, F и В для получения скарновых силикатов. Общие минералы во внутренней зоне кальциевых скарнов представлена гранатами (обычно гроссулярит и андрадит), пироксенами (обычно диопсид и геденбергит), затем волластонитом и другими пироксеноидами. В глиноземистых вмещающих породах биотит, гранаты, кордиерит, жедрит и андалузит распространены в продольных внутренних роговиковых зонах. Большая часть сульфидов металлов и золотого оруденения обычно вводится флюидами на ретроградной стадии, связанной с водными минеральными фазами. Распознавание распределения и зонирования скарновых минералов - важный векторный метод в скарновых системах (рис. 3).

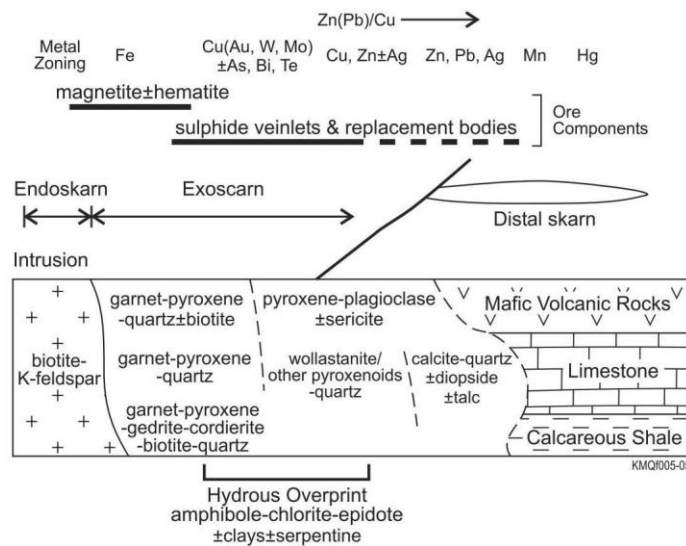


Рис. 3. Схематическая структура скарнового оруденения.

От высокотемпературных полиметаллических систем к низкотемпературным, зонирование обычно следует схеме от Cu- (Au-W-Mo) до Cu-Zn- (Ag) до Zn-Pb-Ag к Pb-Ag к Mn-Ag к Mn к Hg от внутренних к дистальным частям. В результате отношения Zn/Cu и Pb/Cu обычно увеличивается наружу. Золотые скарны обычно показывают ассоциации Au-As-Bi-Te с Cu, что согласуется с переносом Au в солевых и гиперсолевых жидкостях.

Дисперсия, связанная с гидротермальными месторождениями.

Основные закономерности рассеивания, связанные с этими типами месторождений в значительной степени связаны с движением гидротермальных флюидов через вмещающие породы. Перенос элементов во вмещающие породы может происходить за счет диффузии флюидов через трещины и поровые пространства. Распределение элементов вдоль пути прохождения жидкости отражает температуру и давление прогрессирующей реакции с вмещающими породами (например, метеорные жидкости с различным pH, Eh, составом и температурой). Природа и степень первичной дисперсии также зависят от стиля гидротермальной минерализации. Диффузия элементов от жильных рудных тел обычно ограничивается несколькими метрами и редко превышает 50 м (рис. 4).

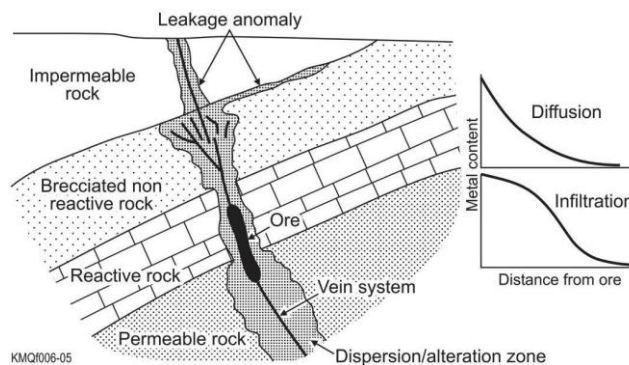


Рис.4. Типичная первичная дисперсия вокруг гидротермальной жилы. Управляющими факторами являются состав флюида, pH, Eh, вмещающая порода, реакционная способность, проницаемость вмещающих пород и давления жидкости.

Проницаемость и реакционная способность вмещающей породы к рудному флюиду влияет на ширину картина дисперсии. Если вмещающая порода очень реактивна, дисперсия может быть ограничена (особенно для кислых флюидов, встречающих карбонатные породы, в которых растворимость металлических комплексов и, следовательно, подвижность элементов могут ограничиваться повышенным pH). Если вмещающие породы очень проницаемы или сильно трещиноваты и не особенно реактивны, жидкости могут нести элементы, дальше от основного канала, что дает более широкий ореол первичной дисперсии. Изменение стеновых пород, в частности силикатирование, может вызвать уплотнение системы жидкостных каналов, ограничивая дальнейшее диспергирование жидкости, если не происходит продолжающегося хрупкого разрушения. Крупные гидротермальные жильные системы могут демонстрировать зональность элементов вдоль жилы (т.е. осевое зонирование). Это связано с изменениями в физико-химических параметрах (в частности, температуры и состава жидкости) по пути потока жидкости.

Масштабное движение гидротермальных флюидов по разломам и системам трещин (в отличие от диффузии через породу) может вызвать геохимические аномалии утечки вокруг жильных систем.

Порфировые месторождения обычно имеют зональный характер изменений (рис. 5).

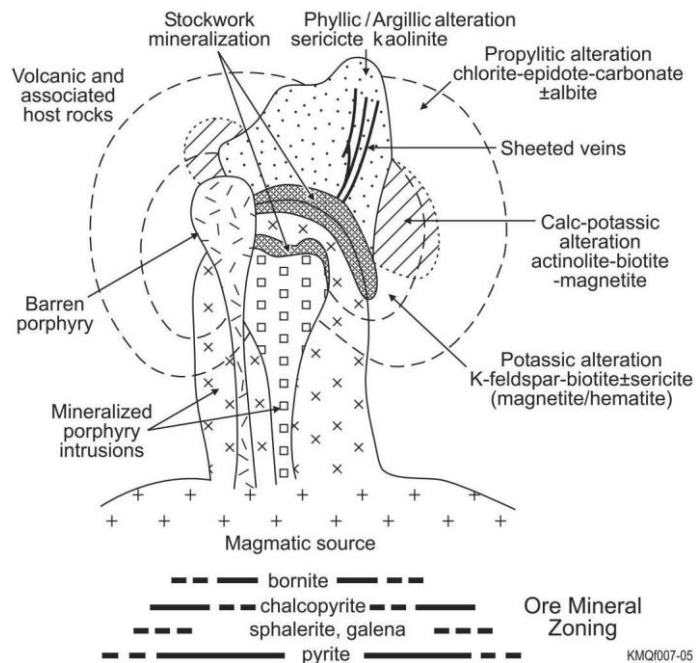


Рис. 5. Сводка пространственных и временных изменений вмещающих пород, вокруг порфировых систем, а также ключевые минералы гидротермальных изменений и распределение основных сульфидов в минерализованном штокверке.

Где он состоит из внутренней зоны изменения К, с кварцем - калиевый полевой шпат-биотит, переходящий в зону филлических изменение, с кварц-серицитом (мелкозернистым мусковитом) и внешним зона пропилитовых изменений (хлорит-эпидот-карбонатные ассоциации). Эти изменения отражают относительное обогащение К (и Rb). во внутренних зонах и с высоким содержанием Са (и Sr) в пропилитовой зоне, с сопутствующим обогащением летучими компонентами.

Эпитермальные системы можно разделить на два основных типа, каждый со своими характерными изменениями (рис. 6).

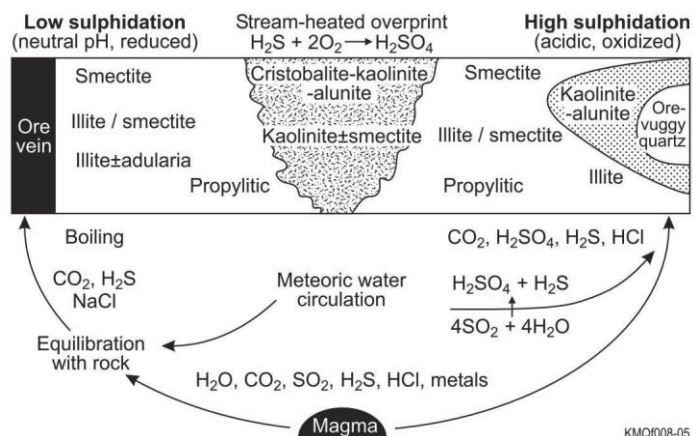


Рис. 6. Сводка типичных контрастных гидротермальных, относящихся к низкому и высокому эпитермальному сульфидированию рудной системы).

Два типа: (1) Системы с высокой степенью сульфидирования, образованные из окисленных кислых флюидов генерируются в магматической гидротермальной среде; (2) Системы с низким уровнем сульфидирования, образованные из восстановленных, почти нейтральных гидротерм с большой долей метеорной воды.

В системах с высокой степенью сульфидирования абсорбируются пары, богатые SO_2 и HCl приповерхностными водами в результате чего SO_2 превращается в H_2SO_4 и H_2S . Сильнокислые жидкости (pH 0-2) интенсивно реагируют с вмещающей породой что дает интенсивные аргиллитовые изменения (каолинит, дикит, пирофиллит, диаспор и алунит), которые переходят наружу в глинистые образования с повышенным содержанием иллита или смектита, и, наконец, во внешнюю зону пропилитовых изменений (альбит, кальцит, хлорит, эпидот).

В системах с низким уровнем сульфидирования основными жидкостями являются CO_2 , H_2S и NaCl . В рудной зоне потеря CO_2 и H_2S и последующее повышение pH откладывают кальцит и адуляр. Вокруг системы образуются глины с иллитом, иллит-смектитом и смектитом. Другие сопутствующие минералы представлены цеолитом (при низкой температуре) и эпидотом (при более высокой температуре). Гидротермальный биотит и амфиболы могут образовываться при температуре выше 280°C .

Многие месторождения напрямую связаны с эпизодами орогенной деформации и представлены гидротермальными брекчиями.

В архейских зеленокаменных месторождениях характер изменений варьируется в зависимости от вмещающей породы и метаморфизма (рис. 7).

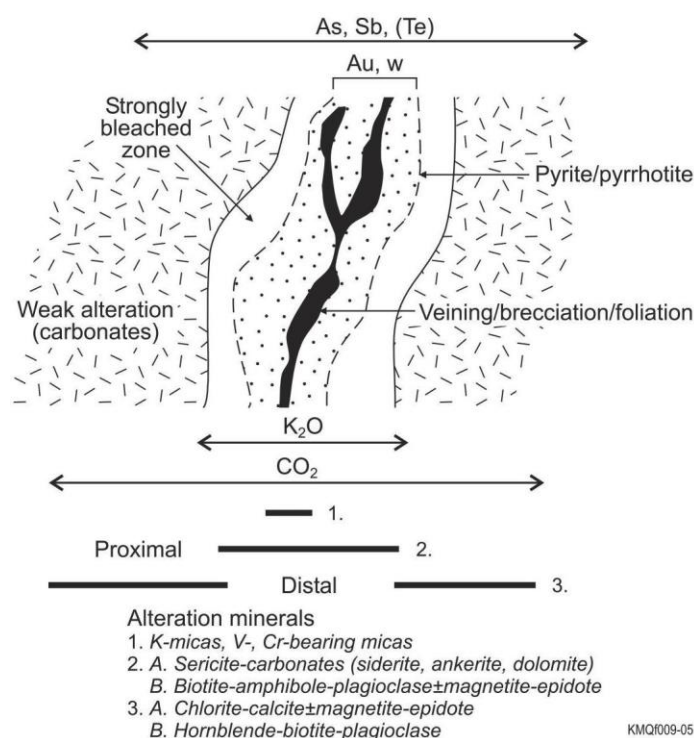


Рис. 7. Типичные изменения и зональность вокруг архейских орогенных зеленокаменных месторождений.

Зоны изменений могут также содержать Si-Fe-Mg- (фенгитовые), V и Cr-богатые слюды.

Другие типы гидротермальных рудных месторождений демонстрируют более ограниченную или неравномерную первичную дисперсию. Так ореолы вокруг месторождений типа долины Миссисипи (MVT) обычно небольшие, дискретные и обычно ограничиваются доломитизацией.

Урановые месторождения типа «несогласия» сопровождаются ореолами, представляющими собой химический контраст между вышележащими неактивными вмещающими породами и химически активным фундаментом. Руды откладывались там, где окисленные флюиды, несущие U, Au и PGE подверглись увеличению pH. Уран и Mg вокруг минерализации обогащены сопутствующим Si, обеднены Na, Ca и Th. В вышележащих структурах наблюдаются аномальные концентрации Th, PЗЭ и Zr.

Дисперсия, связанная с месторождениями VMS и SEDEX.

Оруденение в этой группе сформировано гидротермальными флюидами, над зонами высокого геотермического градиента в пределах или на границах океанической коры. Оно представлено месторождениями массивных вулканических сульфидов (VMS) и

экспозиционными преимущественно в осадочных бассейнах (SEDEX). Оба типа состоят из сочетания двух рудных систем: (1) подповерхностная с эпигенетическими характеристиками; и (2) сингенетическая (стратиформная или слоистая), сформированная на морском дне или чуть ниже него. Природа геохимической дисперсии отражает разные части месторождений (рис. 8).

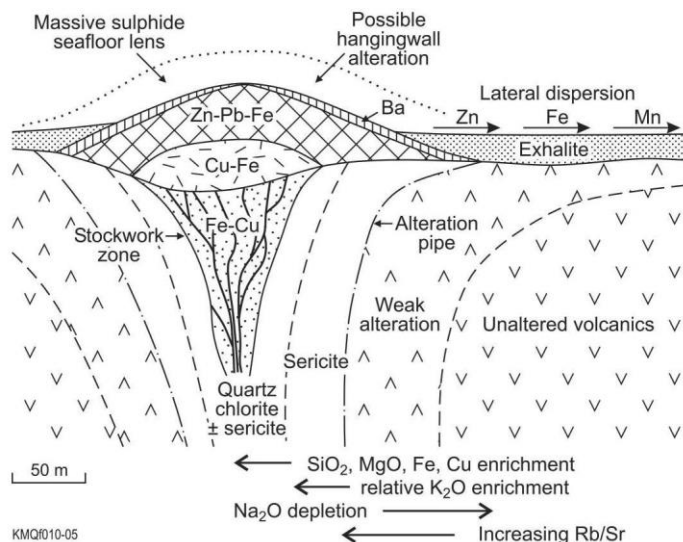


Рис. 8. Первичные изменения и зонирование элементов вокруг типичного месторождения VMS.

Дисперсия элементов, сопровождающих оруденение, похожа на ту, которая связана с эпигенетической гидротермальной минерализацией (имеет ограниченную латеральную протяженность, но обширную вертикальную). В месторождениях VMS обычно наблюдается восходящая металлическая зональность от Fe до Fe-Cu в Cu-Pb-Zn и Pb-Zn-Ba рудных системах. Кремнистые эксалиты, обогащенные Fe и Mn обычно простираются латерально вокруг основной рудной линзы. Общий геохимический тренд - от обогащения Si, Mg, Fe и Cu в центре с обогащением K и относительным обеднением Na и Ca по направлению к внешней части системы.

В месторождениях SEDEX дисперсия рудных элементов имеет тенденцию быть обширной по простиранию (от сотен м до нескольких км), но ограниченной вертикали протяженности. Например, концентрации до 0,5% Zn распространяются по горизонтали более чем на 20 км вокруг Pb-Zn месторождения реки МакАртур и только 200 м в поперечнике. Также имеется боковое латеральное зонирование Cu-Fe > Pb > Zn > Mn (рис. 9).

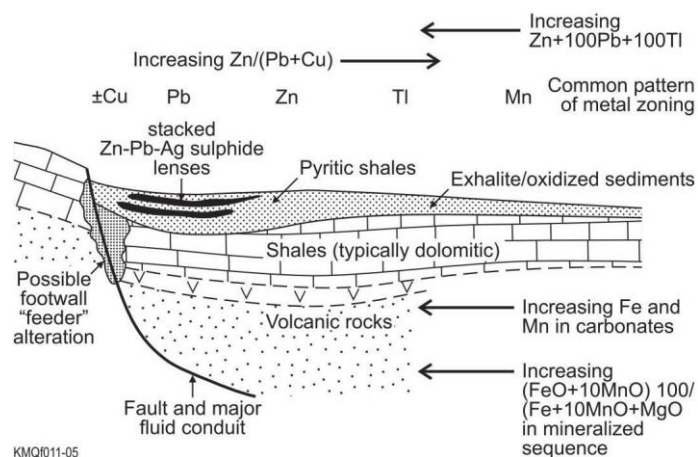


Рис. 9. Некоторые основные особенности зонирования месторождений SEDEX.

Оруденение SEDEX сопровождается аномальными содержаниями Fe, Mn, Tl и других связанных элементов - As, Sb, Bi, Cd, Hg и In. Зональность и изменений может характеризовать векторы оруденения. Например, индекс $Zn + 100Pb + 100Tl$ и индекс изменений $(FeO+10Mn) 100/FeO+10MnO+MgO$, оба возрастают по направлению к руде по простиранию и в меньшей степени – поперек.

Дисперсия, связанная с морскими осадочными месторождениями (BIF).

Эти руды в основном представляют собой химические образования в обширных стабильных морских бассейнах. Они включают пластинчатые месторождения Fe и осадочные Mn. Пластинчатые железорудные тела обычно связаны с толщами, содержащими основные вулканические породы, сланцы и доломиты, и формируются в условиях осадконакопления на мелководном морском шельфе. Осадочные руды Mn обычно связаны с зонами тектонических нарушений глубоководных частей океана и представлены Fe-Mn конкрециями с аномальными концентрациями Ni, Cu, Co и Mo, источники и транспортные механизмы формирования которых пока не решены.

Основные геохимические характеристики отражают различия в минеральном составе. Общие связанные элементы включают Mg, Al и Ti в силикатах Fe, Mn, Mg и Ca в Fe карбонаты, S и As в сульфидах и P в апатите. Обычно они обогащены микроэлементами Co, Sc, Y и Eu. Формирование оруденения контролируется окислительно-восстановительными процессами. Mn устойчив в растворе с более широким диапазоном Eh-pH, особенно в умеренно восстанавливающих условиях. Осадочные марганцевые руды, по-видимому, образуются там, где особые химические условия вызывают отделение Mn от Fe и его осаждение в виде гидроксидов, оксидов и карбонатов (например, для гигантского Никопольского месторождения на Украине).

Дисперсия вокруг россыпных месторождений.

Первичные геохимические ореолы россыпных месторождений отражают различный состав тяжелых минералов, степень обогащения и сортировки. Концентрация в

значительной степени контролируется гидравлической эквивалентностью. Минеральные включения в тяжелых минералах (например, сульфиды в касситерите) могут дать дополнительный геохимический сигнал. Эти связанные элементы в россыпях могут вызвать пост-осадочные аномалии дисперсии, обнаруживаемые при поисках. Например, Sn россыпи в руслах рек, погребенные морскими отложениями на Сибирском Арктический шельфе связаны с линейными аномалиями Ag, Mo и Zn. Большинство россыпей золота сформировалось в аллювиальных системах (хотя есть примеры элювиальных, коллювиальных и пляжных отложений) и их геометрия отражает морфологию каналов и особые энергетические режимы в канальных системах (рис. 10).

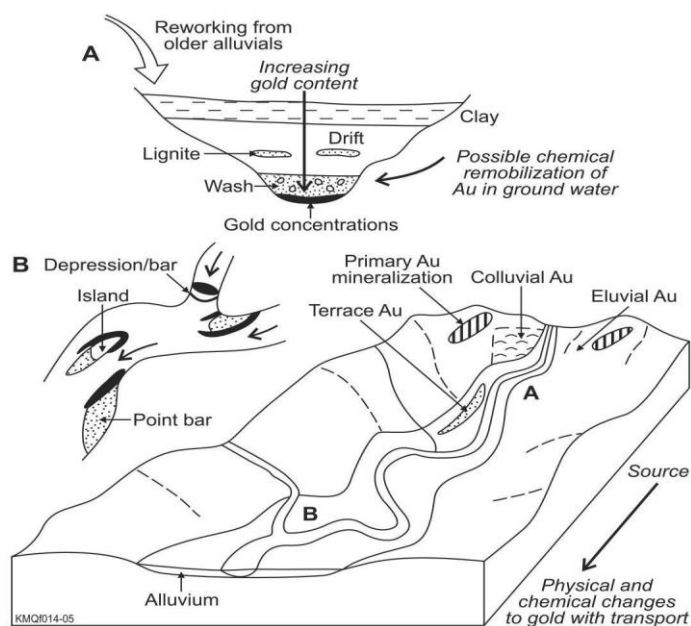


Рис. 10. Закономерности россыпных проявлений золота в речных системах.

В некоторых случаях характеристики микроэлементов можно использовать для отслеживания источника.

Отложения тяжелых минеральных песков обычно связаны с береговыми линиями и, по-видимому, образовались в результате циклов морских трансгрессий и регрессий (рис. 11).

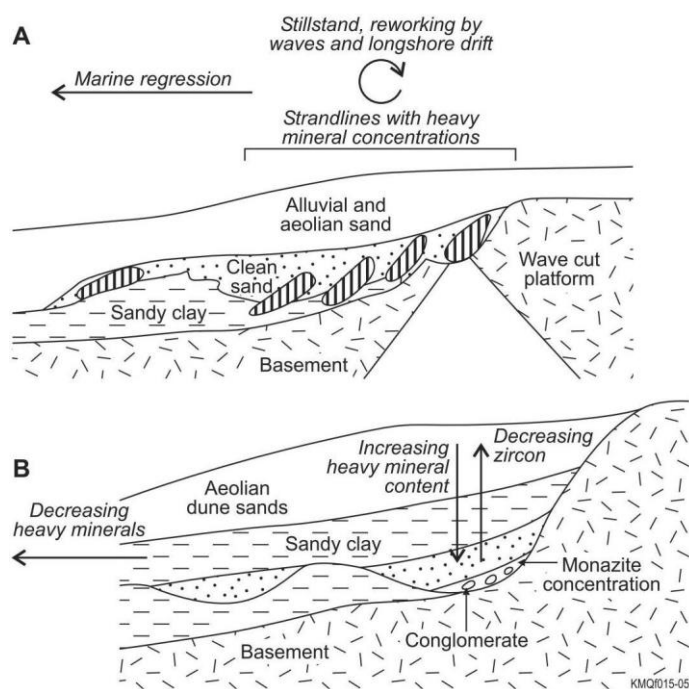


Рисунок 11. Примеры залежей тяжелого минерального песка, показывающие основные особенности и процессы концентрации. А. Упрощенный разрез части месторождение Энеабба. Б. Разрез по месторождению Йогануп,

Вариации в россыпи состав во многом обусловлен различиями в содержании тяжелых минералов за счет варьирования энергетических режимов. В Энеаббе, на западе Австралии, волновая сортировка определяет содержания более тяжелых циркона и монацита по сравнению с рутилом и ильменитом. Монацитовые россыпи, содержащие торий, выявляются радиометрическими методами.

Таким образом первичные ореолы рудных залежей, определяющие в частности взаимоотношения руд и вмещающих пород, распределения элементов и минералов, являются ключевыми ориентирами при поисках глубокозалегающих или слепых рудных систем. Знание первичной дисперсии и связанных с ней изменений может также помочь в интерпретации структуры рассеивания вторичных элементов в зонах выветривания. Характеристики первичной геохимической дисперсии представлены в Таблице 2.

Табл. 2 Первичная геохимическая дисперсия вокруг основные виды месторождений

<p>Magmatic deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Gradational ore element concentrations above or peripheral to ore, reflecting incomplete ore mineral segregation. • Geochemical evidence of ore-forming processes (magma contamination/mixing, S saturation, ore element depletion in host body).
<p>Skarn deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Distinctive mineral zoning related to thermal and chemical gradient from intrusion to reactive country rock. • Ore element patterns also related to prograde vs retrograde evolution of system.
<p>Hydrothermal stockwork/porphyry associated deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Broad, diffuse pattern of element dispersion with metal zoning. • Widespread and distinctive, zoned wall rock alteration.
<p>Hydrothermal vein deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Intense, narrow pattern of ore element dispersion around veins, depending on host rock permeability and chemistry. Wall rock alteration may be distinctive. • Dispersion more extensive along vein system with possible element zoning related to varied conditions along fluid path.
<p>Hydrothermal replacement deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Dispersion controlled by degree of disequilibrium between fluids and host rocks and level of diffusion/interaction. Metal zoning/overprinting in multi-stage systems. • Alteration effects (silicification, chloritization, sericitization carbonate alteration) may be extensive.
<p>Exhalative-diagenetic deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Stratiform/stratabound components show laterally extensive and zoned element dispersion along strike. • Feeder systems show vertically extensive dispersion and distinctive, zoned wall rock alteration.
<p>Marine sedimentary deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Extensive lateral and limited vertical compositional zoning related to depositional conditions. • Trace element characteristics reflect major mineral (oxide, silicate, carbonate, sulphide) assemblages.
<p>Metamorphosed deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Pre-metamorphic dispersion and alteration patterns may be preserved in metamorphic assemblages. • Sulphidation/oxidation haloes in enclosing silicates or leakage haloes related to hydrous metamorphism.
<p>Residual and supergene deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Element dispersion controlled by climate, geomorphology, hydrologic factors, redox boundaries and varying pH in weathering profile. • Commonly show vertical mineralogical/chemical zoning with variable preservation of primary trace elements associations.
<p>Placer deposits</p> <ul style="list-style-type: none"> • Element dispersion patterns related to sedimentological controls on heavy mineral deposition and reworking. • Associated non-ore heavy minerals and mineral inclusions may provide a geochemical signature.

3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ СКРЫТЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ [3]

Почти все месторождения, открытые к настоящему времени геохимическими методами, залегают на поверхности или вблизи поверхности и были обозначены и определены вторичными ореолами рассеяния или шлейфами в дренирующих отложениях, водах, почвах и растительности, то есть ареалы двумерной природы. Трехмерные съемки на основе первичных ореолов пока мало используются при поисках, хотя они предлагают множество новых подходов к обнаружению слепых месторождений во вмещающих породах или глубоко погребенных под чехлами.

Ореолы можно использовать как скалярные или векторные величины при поиске глубоко погребенных слепых месторождений. В первом случае появление ореола может просто указывать на возможное присутствие рудных тел; во втором случае площадное или трехмерное распределение ореолов может, по их увеличивающейся частоте и/или увеличению содержания, обеспечивать средства векторизации в очагах минерализации. Ореолы бывают разных типов, как показано на рисунках 1, 2.

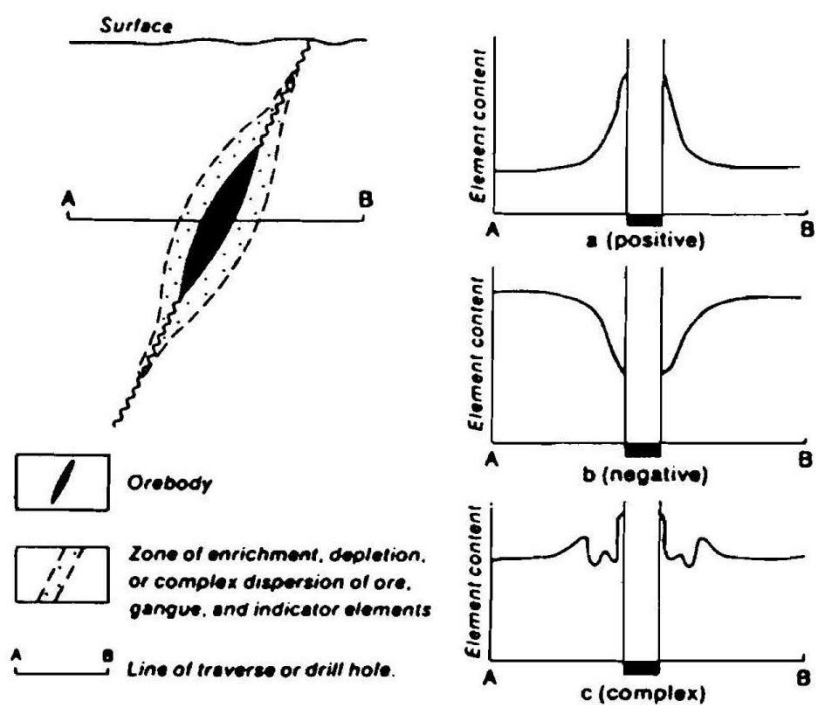


Рис. 1. Диаграмма с профилями, иллюстрирующими характер ореолов: (а) положительный (аддитивный) тип; (б) отрицательный (субтрактивный) тип; и (с) сложный тип.

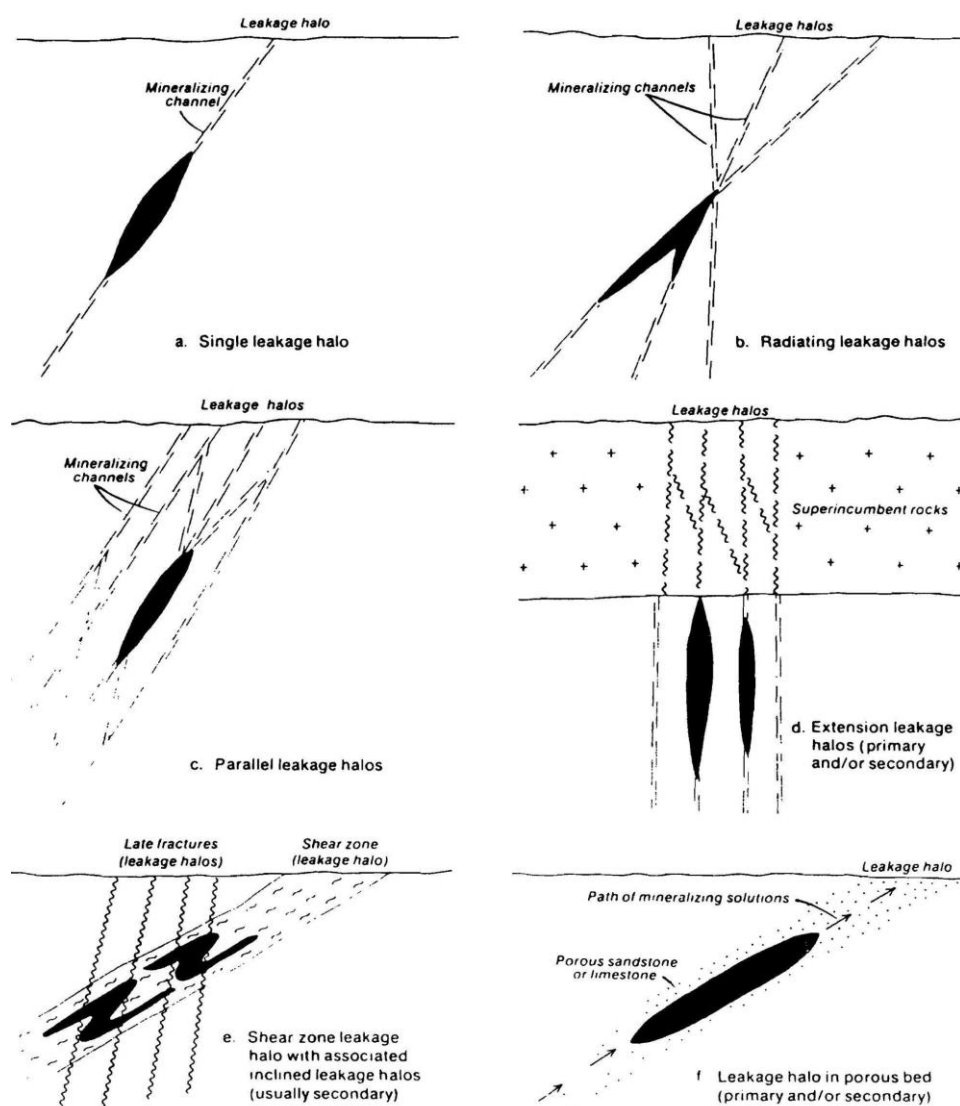


Рис. 2. Диаграммы, иллюстрирующие природу некоторых ореолов Икаге. Рудные тела представлены б) сплошными черными линзами.

Как известно, индикаторами, которые обеспечивают перенос рудных элементов как в эпигенетических, так и в сингенетических процессах являются H_2O , B , CO_2 , S , Se , F , Cl , Br . Большинство этих минерализаторов, к которым могут быть добавлены такие элементы, как He , Rn , Hg , As и Sb , являются летучими или образуют летучие соединения. Эти характеристики наделяют минерализаторы и аналогичные им элементы высокой миграционной способностью, что приводит к их широкому распространению, в основном диффузионным, а во многих случаях и массопереносом из мест оруденения, особенно по трещинам, разломам и зонам расланцевания (ореолам просачивания), радиально расходящимся от основных очагов оруденения, а также по латерали и вертикали по породам, прилегающим к месту отложения (обволакивающие ореолы). Один или несколько минерализаторов и аналогичных элементов являются универсальными практически для всех типов месторождений. Два элемента-

минерализатора, бор и фтор, являются практически универсальными индикаторами почти всех типов эпигенетического оруденения.

Литохимические исследования, предназначенные для обнаружения погребенных или слепых месторождений полезных ископаемых, в основном основаны на первичных ореолах. Они бывают двух видов - обволакивающие и просачивающиеся и служат рядом поисковых целей, в том числе (1) предоставление доказательств наличия рудной минерализации, (2) обозначение границ минерализации, (3) предоставление данных о переносчиках, которые указывают на продвижение к местам минерализации или отход от них и (4) обнаружение искомой цели (рудного тела).

Первичные или обволакивающие ореолы маркируют литологическую зону, в пределах которой происходит первичная дисперсия следовых количеств элементов, примыкающих к оруденению. Обычно эти ореолы имеют трехмерную форму, симметричный контур отложений, как показано на рисунке I; Однако, как правило, их морфология неправильная или прерывистая, в основном из-за причудливого пористого, трещиноватого и брекчиевидного характера пород в местах минерализации. Дисперсионные характеристики элементов и соединений, обволакивающих ореолы, обычно сложны, а зональность элементов как по латерали, так и по вертикали характерна для многих типов месторождений. Определенные конфигурации этого зонирования появляются часто и включают в себя положительные (аддитивные), отрицательные (вычитающие) и сложные модели распределения элементов, которые лучше всего иллюстрируются латеральными профилями (рис. 1).

Ореолы утечки, отмеченные присутствием следов или незначительных частиц руды и/или элементов пустой породы (и элементов-индикаторов), фиксируют прохождение минерализующих сред (газов, растворов, диффузионные потоки) по пористым пластам или структурам, таким как разломы, зоны брекчии, милонитизированные зоны. Такие среды первичного оруденения могут иметь в одних местах рудные тела, в других только непродуктивное оруденение. Поздние разломы и трещины дочерних продуктов, радона и гелия, в результате распада их родителей, урана и тория, в нижележащих первичных (или второстепенных) месторождениях. Выход радона, например, оставляет следы радиогенного свинца вдоль разломов и трещин, которые можно легко проследить с помощью изотопного анализа. Кроме того, другие элементы и минералы могут осаждаться из гидротермальных вод поздних стадий, метаноморфных или подземных вод и мигрировать вертикально или латерально вдоль структур утечки, поэтому ореолы утечки могут быть в широком смысле классифицированы как первичные и

вторичные. Среди них можно выделить несколько типов (рис. 2 – 6). Ореолы утечки могут быть зонированы по латерали и по вертикали аналогично огибающим ореолам.

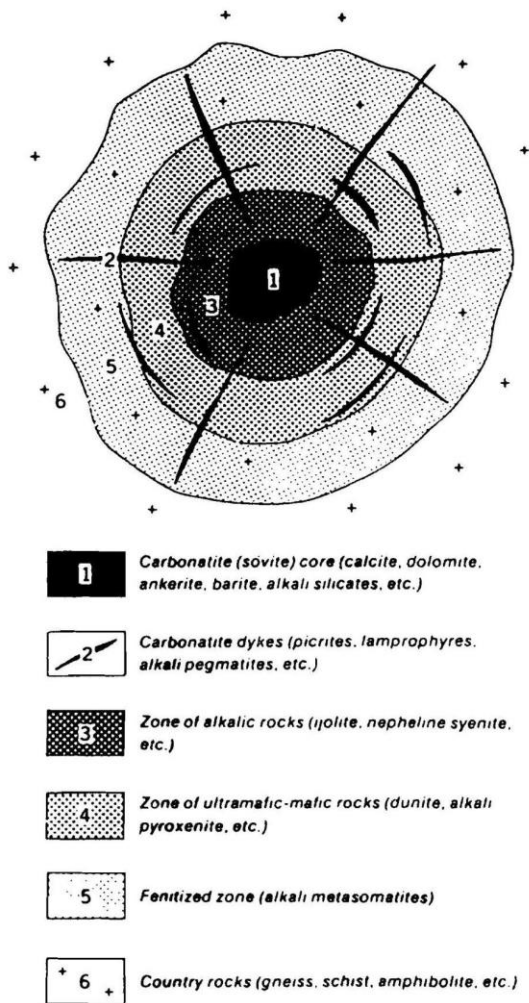
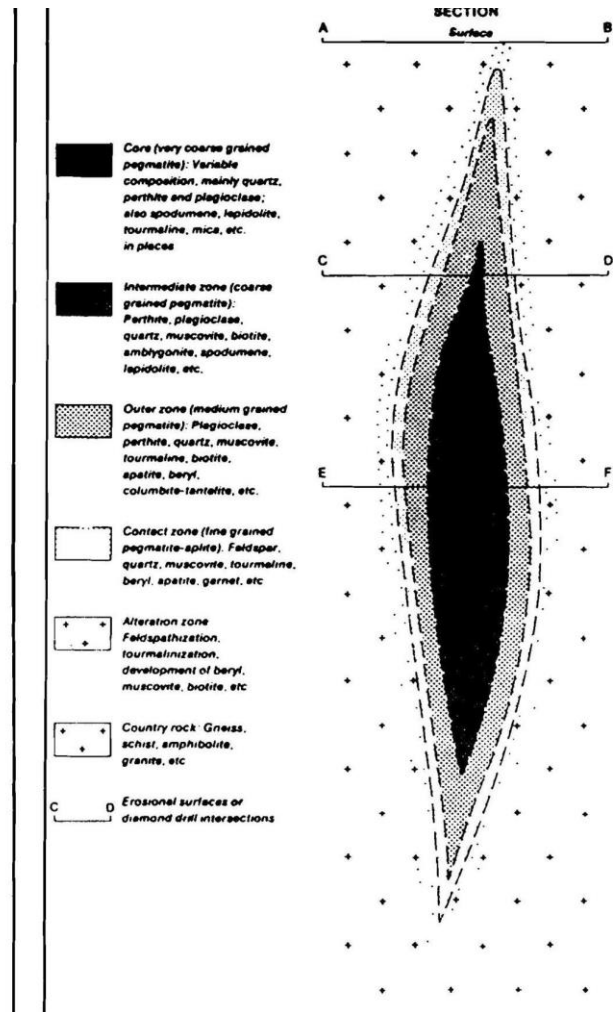


Рис. 3 Диаграмма, иллюстрирующая идеализированную зональность кольцевых карбонатитовых комплексов.

Рис. 4 Диаграмма-разрез, иллюстрирующая идеализированную зональность пегматитовых комплексов.



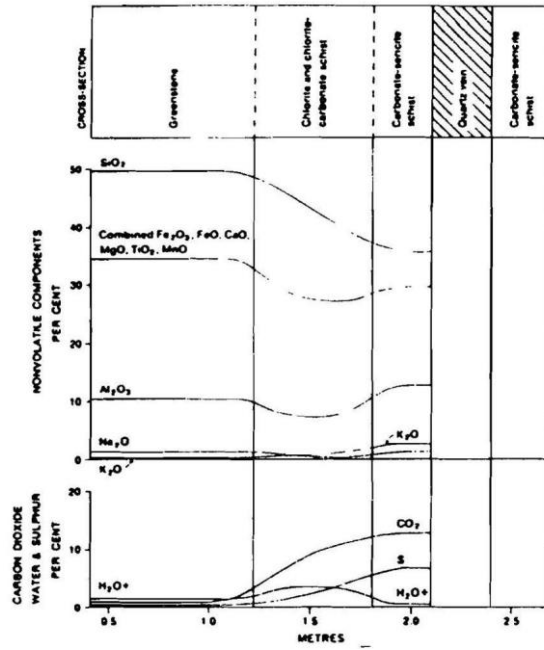
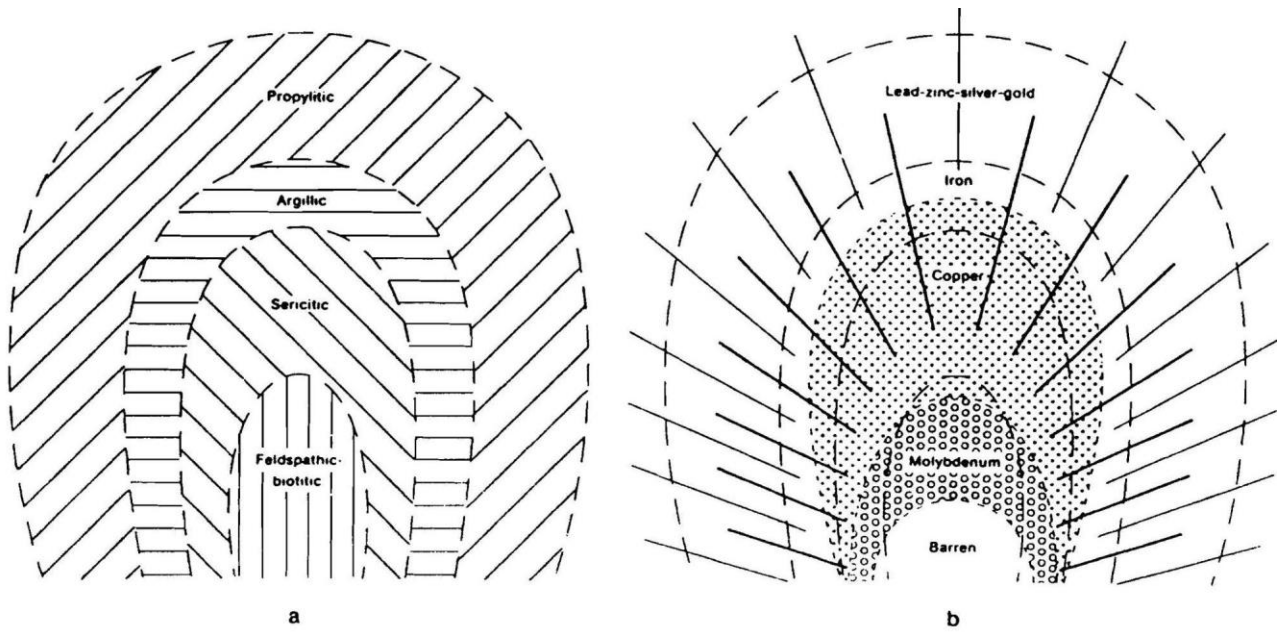


Рис. 5. Типичные профили зеленокаменных изменений Северные территории, Канада



ALTERATION ZONE	INDEX MINERALS	SULPHIDE ZONE	INDEX MINERALS
Propylitic	Chlorite, epidote group, plagioclase, quartz, carbonates (actinolite), (zeolites)	Lead-zinc-silver-gold	Sphalerite, galena, Ag-sulphosalts (gold)
Argillic	Clay minerals, quartz	Iron (pyrite)	Pyrite, (magnetite) (pyrrhotite)
Sericitic	Sericite, quartz (anhydrite), (carbonates)	Copper	Chalcopyrite, bornite, chalcocite, (tenorite)
Feldspathic-biotitic	K-feldspar, biotite, quartz (anhydrite), (carbonates)	Molybdenum	Molybdenite, (wolframite)
		Barren (low grade)	Magnetite, pyrite, (molybdenite)

GSC

Рис. 6. Диаграммы (а) гидротермальной зональности, (б) сульфидной зональности в штокверковом медно-молибденовом м-нии.

Табл. 1. Характерные типы изменений вмещающих пород, связанных с эпигенетическими месторождениями

Type of Deposit	Principal Wall-Rock Alterations	Characteristic Chemical Exchanges
Carbonatites	Fenitization (development of nepheline, Na-K-feldspars, Na-pyroxenes, Na-amphiboles, apatite, fluorite, fluocarbonates)	Removal of SiO ₂ and additions of Na, K, Fe, Mg, Ca, Ba, Sr, Ti, Nb, Zr, P, F and CO ₂
Pegmatites	Feldspathization, tourmalinization, silicification, development of mica (frequently Li-bearing), biotitization of mafic minerals	General introduction of Na and/or K, Li, B, Be, rare earths, P, F and H ₂ O
Skarn deposits	Skarnification (development of Ca-Mg-Fe-Mn silicates), silicification, tourmalinization, epidotization, chloritization; development of serpentine and talc in places	Skarnification may be essentially isochemical with removal of CO ₂ ; more generally, however, skarnification involves major introductions of SiO ₂ , Mg, Fe, B, F, Cl, S and H ₂ O and consequently extensive removal of CO ₂
Vein and replacement deposits (tin, tungsten, beryllium, molybdenum)	Feldspathization, greisenization, silicification, sericitization, tourmalinization, argillization	Introduction of Na and/or K, Li, F, B, S, P, SiO ₂ and H ₂ O. Some deposits show losses of Na and SiO ₂ from the wall rocks
Vein and replacement deposits (gold, silver, uranium, base metals)	Chloritization, sericitization, carbonatization, silicification, pyritization, argillization, alunization; hematization in uraniferous deposits (propylitization) ¹	Introduction of H ₂ O, CO ₂ , S, As, etc. Introduction of Mg, Fe, etc. in certain deposits. Shifts in SiO ₂ /CO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O, Fe ²⁺ /Fe ³⁺ and other ratios
Replacement and open space filling deposits (carbonate-hosted Pb-Zn deposits)	Dolomitization, silicification, pyritization	Shifts (usually decreases) in Ca/Mg ratio; addition of SiO ₂ ; addition of S
Replacement deposits (massive base metal sulphides)	Chloritization, sericitization, pyritization, silicification (propylitization)	Replacement of Ca by Mg and Fe; replacement of SiO ₂ and other components by sulphides; decreases of Ca and CO ₂ ; additions of S and base metals
Disseminated and stockwork deposits (copper, molybdenum, gold, silver, tungsten)	Propylitization, argillization, sericitization, silicification, pyritization, feldspathization and biotitization	Shifts in K ₂ O/Na ₂ O, SiO ₂ /total volatiles, Al ₂ O ₃ /CaO, Fe ²⁺ /Fe ³⁺ and other ratios; increases in S, F, B, H ₂ O and CO ₂ in many zones (see text)

Note: 1. Propylitization is an all-embrasive alteration term combining the effects of chloritization, argillization, carbonatization, pyritization, etc.

Исследования на основе первичных ореолов обычно связаны с буровым керном. Химический анализ образцов может включать полное или, в некоторых случаях, частичное определение основных составляющих или второстепенных и следовых. Аналогичные аналитические процедуры включают методы, основанные на радиоактивности (каротаж скважин) для тория, урана и их дочерних продуктов, а также ультрафиолетовое облучение образцов и керна для таких минералов, как шеелит.

Характеристики рассеяния элементов в первичных обволакивающих ореолах, как правило, сложны и разнообразны и существенно зависят от природы рудообразующей среды (газ, жидкость или диффузионный поток), химический состав, температура и давление. Кроме того, большую роль играют тип и природа вмещающих пород, в том числе особенно их первоначальная пористость и проницаемость и подобные индуцированные особенности, возникающие в результате брекчирования, трещиноватости, милонитизации и т. д. Взаимодействие этих факторов дает множество типов оруденения, среди которых можно выделить основные: карбонатиты, пегматиты, скарновые месторождения, жильные, массивные сульфидные месторождения, порфировые меди и молибдена. Некоторые типы месторождений могут иметь эпигенетический и сингенетический компоненты в их числе медистые песчаники и большие золото-урановые кварц-галечные конгломераты в Южной Африке и Онтарио, кимберлиты, связанные с

щелочными комплексами месторождения апалита, залежи хромита и платиновых металлов связанные с ультрабазит-базитовыми комплексами и др.

Карбонатиты представляют собой чрезвычайно сложные магматические и гидротермальные комплексы пород. Рудные тела в этих комплексах относятся к четырем основным типам: апатит-магнетитовые, редкомета! -редкоземельные (Nb, Ta, U, Th, Zr, Y, Ce и др.), флогопит и полиметаллы (главным образом Cu). На рис. 3 изображена идеальная зональность кольцевых карбонатитов. Кроме того, некоторые карбонатитоподобные тела и массивы представляют собой крупные пластинчатые или неправильные пластины, силлы, рои даек или штокверки, что делает поиски оруденения в карбонатитах трудным.

Апатит-магнетитовые рудные тела в карбонатитах представлены вкраплениями, линзами и прожилками в ультраосновных, щелочно-основных и основных метасоматитах. Концентрации редких металлов и редкоземельных элементов – в зоне щелочных пород. Наиболее часто встречаются тела флогопита (вермикулита). в ядрах доломитовых карбонатитов, в основных дайках и в зоне ультрабазит-базитовых пород. Рудные тела цветных металлов. залегают преимущественно в трещиноватых и разломных зонах.

Оруденение в карбонатитовых комплексах происходит преимущественно в карбонатных (карбонатитовых) фазах, в зоне щелочных пород и в фенитизированных зонах, хотя следует отметить, что некоторые типы промышленного оруденения, особенно сульфиды меди, связаны с поздней стадией трещиноватости. и брекчирования и встречаются практически в любых породах во всех частях комплексов. Карбонатитовые фазы, а также щелочные и фенитизированные фазы образовались или являются результатом реакции пород с флюидами, богатыми CO₂, K и Na. В большинстве фенитизированных зон заметное увеличение содержания Na и/или K проявляется от внешней к внутренней зоне; одновременно заметно прогрессивное увеличение CO₂ и заметное снижение SiO₂, хотя в некоторых фенитовых зонах первая черта часто бывает неустойчивой. В собственно комплексах наблюдается щелочной (Na, K) метасоматоз, карбонизация, обескремнивание, гидратация и введение содержания S, P, Fe и других основных элементов заметно неустойчивы, хотя при приближении к определенным типам рудных тел (Cu, Fe, Nb, редкоземельным элементам, фосфатам) часто наблюдается общее увеличение содержания CO₂ и щелочи. С подходом к карбонатным (карбонатитовым) ядрам в комплексах наблюдается заметный рост радиоактивности, связанный главным образом с увеличением содержания торийносных и ураноносных монацита, бастнезита, циркона, сфена, пироклора и других подобных циркониевых, титановых и ниобиевых минералов. Подобные увеличения можно наблюдать там, где радиоактивные минералы и редкоземельные элементы концентрируются в щелочных и других зонах. Изменения

отношения Th/U также могут быть значительными в некоторых комплексах, при этом отношение уменьшается или увеличивается в зависимости от того, является ли оруденение существенно ураноносным или торийносным, с близостью к рудным телам, связанным с карбонатитовыми ядрами и зонами щелочных и других изменений. Увеличение магнитной восприимчивости с приближением к карбонатитовым ядрам, минерализованным FeTi и Fe оксидами также характерны для многих карбонатитовых комплексов.

Эти особенности предполагают, что использование химических методов может оказаться ценным в определении минерализованных зон в карбонатитовых комплексах. Например, увеличение содержания Na или K и снижение содержания SiO₂ в фенитизированных гнейсах, амфиболитах, сланцах и других вмещающих породах должно сигнализировать о приближении к оруденению в фенитизированной зоне. В самом комплексе происходит постепенное увеличение в содержании CO₂ в породах и аналогичное увеличение содержания таких элементов, как S, P и Fe, что должно указывать на приближение к телам, содержащим сульфиды (медь), редкоземельные элементы, ниобий и др., а также к телам, обогащенным фосфором (апатит) и железом (магнетит). Так же, прогрессирующее увеличение радиоактивности должно означать приближение к различным видам минерализации, содержащим радиоактивные элементы. Использование соотношения K₂O/Na₂O при приближении к оруденению в одних комплексах сигнализирует уменьшением этого отношения, в других – увеличением.

Использование основных элементов-индикаторов в сочетании с микроэлементами в исследовании ореолов просачивания должны помочь в обнаружении рудообразования перед долотом в карбонатитовых комплексах и связанных с ними фенитизированных зонах. геологические знания об исследуемом карбонатитовом комплексе является предварительным условием перед началом черновой работы, и, по возможности, должны быть проведены пилотные исследования, чтобы установить образец дисперсии элементов, прежде чем приступать к программам бурения с большим уплотнением, используя основные элементы в качестве индикаторов минерализации.

Пегматиты можно разделить на две основные категории: простые и комплексные. Оба типа имеют калийные и мафические элементы, но здесь рассматривается только калийный тип. Простые калийные пегматиты содержат в основном кварц, полевые шпаты и кальций; сложные - в дополнение к многочисленным другим, различные редкие элементы (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, U, Th и др.) в таких минералах, как сподурен, лепидолит, берилл, танталит-колумбит и уранинит. Простые пегматиты могут быть зональными и незональными. Обычно они зонируются как показано на рис. 4. h. Кроме того, для некоторых пегматитов характерны неправильные, пластинчатые или стручковидные

замещающие тела, локализованные преимущественно в пределах пегматитовых тел или в прилегающих к ним вмещающих породах. Замещающие тела обычно состоят из средне- и крупнозернистого кварца, альбита (клевеландита), мусковита и различных редкоэлементных минералов. Они ограничены структурно подготовленными, часто разрушенными и брекчированными участками, где они замещают ранее существовавшие минералы, составляющие различные зоны пегматитов. Многие из этих тел являются рудой особенно для редких элементов.

Изменения вмещающих пород. включают в основном полевой шпат (Na и/или K), развитие слюды (K и Li, где преобладает мусковитизация, и K, Li и Mg, где преобладает биотит), образование литиевых амфиболов, хлоритизация, турмалинизация (внедрение B и Mg), образование берилла (Be, Rb, Cs и др.) и развитие пирита и/или арсенопирита. Эти обширные изменения образуют зоны шириной от сантиметров до нескольких метров и более, в гранито-гнейсах, кварц-сланцевых сланцах, гранодиоритах и гранитных породах кварц-полевошпатовыми (альбитовыми, микроклиновыми) гранулитами и инъекционные зоны, в которых развиты мусковит, биотит, берилл, турмалин и апатит, а в амфиболитах зонами, обогащенными альбитом, биотитом, хлоритом, турмалином, апатит и др. Изменения, связанные с поздними заполнениями и замещающими телами в пегматитах, как правило, носят диффузный характер. неправильные и ограниченные по ширине от сантиметров до метра и включают в основном окварцевание, альбитизацию. Во многих пегматитах (например, в районе Банкрона, Канада) радиоактивность часто бывает неустойчивой. Увеличение радиоактивности обычно отмечается покраснением вмещающих пород, что связано с повышением содержания трехвалентного железа (гематита).

Большинство первичных ореолов пегматитов связаны с Na, K и H₂O; SiO₂, S и P. Во многих пегматитах, особенно в тех, которые окружены зонами полевошпатизации, биотитизации и развития мусковита, наблюдается повышение содержания калия или натрия, по мере приближения к рудным скоплениям, как показано в Таблице 2. Расстояние, на котором проявляется это влияние, изменчиво и существенно зависит от размера пегматита и исходной и структурно обусловленной пористости и проницаемости вмещающих пород. Ширина обогащения до 10 мкм не является чем-то необычным в окрестностях крупных пегматитов, что также проявляется в микроэлементах щелочных металлов (Li, Rb, Cs). Использование отношения K₂O/Na₂O в качестве индикатора приближения к оруденению выявлено на многих месторождениях. Отмечается также увеличение содержания SiO₂, H₂O, P и S (табл. 2).

Табл. 2. Анализ ореола изменений литийсодержащих пегматитов Prosperous Lake, Northwest Territories

Constituent (%)	P-1	P-2	P-3
SiO ₂	65.8	66.8	70.6
Al ₂ O ₃	16.2	16.2	16.2
Fe ₂ O ₃	1.4	3.1	2.9
FeO	4.1	1.8	0.8
CaO	1.3	1.6	1.3
MgO	2.1	2.0	0.6
Na ₂ O	2.6	2.9	0.7
K ₂ O	3.1	1.9	2.7
H ₂ O (total)	1.8	1.7	1.8
TiO ₂	0.65	0.62	0.36
P ₂ O ₅	0.13	0.22	0.84
MnO	0.04	0.06	0.03
CO ₂	< 0.1	< 0.1	< 0.1
S	0.13	0.12	0.17
C	0.03	0.03	0.00
Total	99.38	99.05	99.00
S. Gravity	2.737	2.762	2.807
Li(ppm)	175	405	210
Rb(ppm)	92	640	700
Cs(ppm)	41.5	104	20
B(ppm)	15	> 1000	> 1000
F(ppm)	700	2300	3100
Sn(ppm)	7.6	45	100
As(ppm)	50	150	38
K₂O/Na₂O	1.19	0.65	3.85

P-1: Quartz-mica schist (10-1 metre from pegmatite)
P-2: Quartz-mica schist (1-0.1 metre from pegmatite)
P-3: Contact zone (0.1-0 metre from pegmatite)

Встречаются пегматиты с относительно регулярной зональностью, как показано на рис. 4. В таких пегматитах увеличение содержания К или Na или использование отношения K₂O/Na₂O может указывать на приближение к внутренней и центральной зонам, обогащенным рудными редкими элементами. Также характерно прогрессивное увеличение К в альбите, щелочей в берилле и общее увеличение содержания пертита, микроклина, мусковита и кварца к центральным зонам.

Расположение и очертания сменных тел и заполнение трещин в пегматитах затруднено из-за неравномерности, диффузное и обычно непредсказуемое возникновение этих сущностей. Увеличение количества Na, редких элементов, таких как Li, Rb, Cs, Nb, U, Th и Zr, а также заметное повышение радиоактивности. наблюдаемый при приближении к некоторым сменным органам; другие демонстрируют возрастающие количества SiO₂ и H₂O и К по направлению к их диффузные границы. Поведение отношения K₂O/Na₂O варьируется в зависимости от подхода к замещающим телам; большинство регистрируют снижение этого отношения, особенно там, где ярко выражена альбитизация.

Скарны и роговики формируются обычно в известняках и пелитах на контактах гранитов или гранодиоритов (пирометасоматические или контактово-метаморфические месторождения). Они характеризуются развитием силикатов Ca-Mg-Fe-Mn (пироксены, амфиболы, гранат, эпидот и т. д.), кварца и различных оксидов. Руды – Cu, Fe, Co, Zn, Pb, Mo, W, Sn, U, Th, Ag и Au в сульфидах, арсенидах, оксидах, теллуридах или в самородной форме. Некоторые скарны и роговики дают Be, редкоземельные элементы, Zr, Hf, F и Pt-Pd руды. Скарновые и роговиковые руды представляют собой как правило массивные тела.

Основная химическая формула образования скарнов и скарновых рудных тел - замена (или обмен) CO₂ с помощью SiO₂:



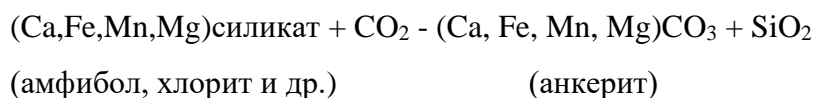
Основные минерализаторы, участвующие в формировании скарновых и роговиковых рудных тел представлены В, Р, As, S, F, Cl и H₂O.

Так например, месторождения меди Уайтхорс состоит из массивных, вкрапленных тел магнетита и гематита с переменным количеством халькопирита, халькоцита, бомита, пирита, молибденита и золота, сложенных пироксеном, эпидотом, волластонитом, гранатом и др. Ca-Mg силикатами, развитыми в известняках, инъецированных гранодиоритом. Большинство медных рудных тел залегают на контакте скарн-известняк или вблизи него. В главном рудном теле отношение K₂O/Na₂O увеличивается, а SiO₂/CO₂ и SiO₂/^{общая} летучесть снижаются. По мере приближения к рудному телу со стороны известняка отношения K₂O/Na₂O не изменяются, тогда как отношения SiO₂/CO₂ и SiO₂/^{общее} количество летучих веществ увеличиваются. Это иллюстрирует общую химическую тенденцию в ряде рудоносных (Cu, Mo, W, Au и др.) скарновых месторождений.

Месторождения жильного типа включают руды практически всех элементов периодической таблицы. Характеристики вмещающих пород, связанных со всеми типами жил обобщены в табл. I. Изученные компоненты включают K₂O, Na₂O, SiO₂ и различные летучие вещества, в частности, CO₂, H₂O, S и As.

Калийный метасоматоз особенно распространен в окрестностях многих типов жил. Продуктами являются биотит, алунит, калийный полевой шпат и т. д. В ходе процесса обычно идет реакция обмена между калием и натрием; первый обычно увеличивается в сторону минерализации. Соотношение K₂O/Na₂O поэтому обычно имеет постоянное увеличение по мере приближения к минерализации.

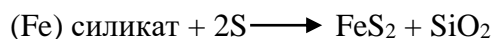
Исследования распределения SiO₂ в первичных ореолах рудных месторождений указывают на некоторые особенности. В одном типе рудных залежей, в основном кварцевые жилы в основных и промежуточных породах, таких как габбро, андезит и хлоритовых сланцы наблюдается заметная потеря SiO₂ в ореолах гидротермальных изменений. одновременно с увеличением содержания CO₂. Отношение SiO₂/CO₂, таким образом, показывает постоянное уменьшение по мере приближения к минерализации. Реакции могут быть проиллюстрированы следующим схематическим уравнением:



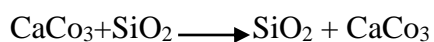
Во многих месторождениях отношение SiO₂/H₂O+CO₂+S имеет последовательное снижение по мере приближения к рудной минерализации.

В оболочке гидротермальных массивных сульфидных тел, сформированных в основном замещением интенсивно рассланцованных и брекчированных пород, присутствует зона окварцевания. В некоторых местах эта зона окварцевания распознается только по

увеличению содержания кремнезема, проявляющемуся главным образом по присутствию мелкозернистого кварца или кремня во вмещающих породах; в других местах зона отмечена наличием множества кварцевых прожилков. В ряде месторождений анализы обычно показывают увеличение содержания в них кремнезема по мере приближения к массивным сульфидным телам. Причина этого - по мере замещения силикатов сульфидами, в основном пиритом, SiO_2 высвобождается и мигрирует из мест замещения (нынешние массивные сульфидные линзы) в соседние области. Схематически процесс для железной составляющей силикатов можно представить следующим образом:



Четвертая тенденция по SiO_2 отмечается в оруденелых зонах и рудных телах, связанных с низкотемпературным окварцеванием карбонатных пород. В этом случае при введении SiO_2 содержание CO_2 (карбоната) в породах постоянно снижается, и, следовательно, отношение SiO_2/CO_2 постоянно увеличивается с приближением к минерализации. Реакции, присущие низкотемпературному окремнению карбонатных пород выглядят следующим образом:



кварц удален в растворе

Особое значение имеет прогрессивное увеличение содержания магния с увеличением хлоритизации в некоторых месторождениях меди и олова.

Увеличение общего железа при приближении к минерализации характерно для многих типов жил, особенно тех, которые обогащены пиритом и арсенопиритом. Сера и мышьяк следуют аналогичной тенденции. Сдвиги в отношении $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ заметны в отдельных типах месторождений. Таким например, с приближением к урановой минерализации в различных типах горных пород наблюдается снижение отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ за счет гематитизации. С другой стороны, постоянное увеличение соотношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ возникает по мере того как урановая минерализация сопровождается железистыми минералами, такими как магнетит и др.

Поведение алюминия в зонах изменения многих месторождений жильного типа заметно, особенно там, где минерализующиеся среда была либо резко кислой, либо щелочной - в грейзенизации, алунитизации и других подобных видов изменений, наблюдается возрастающее содержание алюминия по мере приближения к оруденению.

Основные методы лабораторных исследований включают рентгеновскую флуоресценцию, спектрографические и др. классические методы, а также способ оценки отношения SiO_2/CO_2 в зонах изменений с помощью инфракрасной абсорбционной спектрофотометрии (табл. 3-5).

Табл. 3. Соотношения для ореолов изменений, окружающих золото-кварцевые жильные тела в зеленокаменных породах.

Constituent %	Greenstone ¹	Chlorite Schist ²	Carbonate-Sericite Schist ³
SiO ₂	50.45	40.36	38.19
Na ₂ O	1.85	0.90	0.29
K ₂ O	0.39	0.41	2.82
H ₂ O +	2.36	5.20	1.16
CO ₂	0.68	8.03	15.57
S	0.22	0.12	3.26
As	0.00	0.00	1.14
Ratios			
K ₂ O/Na ₂ O	0.21	0.46	9.72
SiO ₂ /CO ₂	74.19	5.03	2.45
SiO ₂ /H ₂ O + CO ₂ + S + As	15.48	3.02	1.81

1. Composite chip and channel sample of greenstone country rock.

2. Composite chip and channel sample of chlorite and chlorite-carbonate schist. Widths vary from 0.3 to 21 m or more.

3. Composite chip and channel sample of carbonate-sericite schist. Widths vary from 0.15 to 3 m or more.

Табл. 4. Соотношения ореолов гидротермальных изменений, окружающих золото-кварцевые жилы в граувакках и сланцах.

Constituent %	Greywacke ¹	Greywacke ²	Greywacke ³	Greywacke ⁴
SiO ₂	62.9	62.4	53.1	51.3
Na ₂ O	3.3	2.0	2.8	3.1
K ₂ O	2.2	4.0	2.7	4.5
H ₂ O (total)	1.4	1.9	2.0	2.3
CO ₂	<0.1	<0.1	0.1	0.1
S	0.06	0.42	0.96	1.56
As	0.00	0.00	0.35	0.00
Ratios				
K ₂ O/Na ₂ O	0.7	2.0	1.0	1.5
SiO ₂ /CO ₂	>629	>624	531	513
SiO ₂ /H ₂ O + CO ₂ + S + As	41.7	26.3	15.6	13.0

1. Composite chip sample of greywacke (10.5 m - 0.6 m from vein)

2. Composite chip sample of greywacke (45 cm - 15 cm from vein)

3. Composite chip sample of greywacke (15 cm - 2.5 cm from vein)

4. Composite chip sample of greywacke (at vein contact)

Табл. 5. С отношения ореолов гидротермальных изменений в кварц-полевошпатовых порфирах, вмещающих массивные свинцово-цинково-медные сульфидные жилы.

Constituent %	NIG-22	NIG-6	NIG-19	NIG-20
SiO ₂	75.3	76.4	71.1	massive
Na ₂ O	2.4	<0.1	0.08	sulphides
K ₂ O	5.7	3.5	5.4	
H ₂ O (total)	0.89	1.8	1.9	
CO ₂	0.50	1.4	3.2	
S	0.06	1.29	0.18	
Ratios				
K ₂ O/Na ₂ O	2.38	>35	67.5	
SiO ₂ /CO ₂	150.6	54.57	22.2	
SiO ₂ /H ₂ O + CO ₂ + S	51.9	17.02	13.47	

NIG-22. Composite sample (25 kg) of drill core, quartz-feldspar porphyry

NIG-6. Composite sample (25 kg) of drill core sections through mildly altered quartz-feldspar porphyry (1 m - 0.3 m from vein)

NIG-19. Composite sample (25 kg) of drill core section through quartz-sericite schist (0.3 m to vein contact)

NIG-20. Massive sulphides in vein

Месторождения массивных сульфидов бывают двух основных типов: (1) жильобразные в зонах разломов и брекчий, (2) линзы в соответствующих слоях вмещающих пород. Первый тип явно эпигенетический гидротермальный; второй – осадочно-гидротермальный, также эпигенетический.

Массивные сульфидные месторождения обоих типов сопровождаются обширными изменениями вмещающих пород. Они включают, главным образом, хлоритизацию, серицитизация, пиритизация и окварцевание. Изменения основных элементов и основных вечных соотношений в первичном ореолы массивных сульфидов изменчивы, но относительно постоянны, как например в районе Батерст в Нью-Брансуике и в районе

Кено-Хилл-Галена-Хилл на Юконе. Один тип содержит массивные линзы и тела неправильной формы пирита, пирротина, галенита, сфалерита и халькопирита в рассланцованном виде в ордовикских вулканитах. Другой тип – жилообразный, образующий серию сульфидных линз в разломах, прорезающих верхнесилурийские аргиллиты и девонские кварц-полевошпатовые порфиры. Сульфидные линзы окружены серицитизированными, кварц-полевошпатовыми и обесцвеченными карбонатизированными зонами в аргиллитах (табл. 6-8).

Табл. 6. Соотношения для ореолов гидротермальных изменений массивных свинцово-цинково-медных сульфидных жил.

Constituent %	NIG-1	NIG-2	NIG-3	NIG-4	NIG-5
SiO ₂	58.6	50.2	61.2	63.0	massive
Na ₂ O	3.2	1.7	<0.1	0.8	sulphides
K ₂ O	1.7	2.4	2.6	3.9	
H ₂ O (total)	4.0	4.1	3.6	3.3	
CO ₂	2.3	9.2	7.7	1.3	
S	0.06	0.29	0.41	0.15	
Ratios					
K ₂ O/Na ₂ O	0.53	1.41	>26	4.88	
SiO ₂ /CO ₂	25.48	5.46	7.95	48.46	
SiO ₂ /H ₂ O + CO ₂ + S	9.21	3.69	5.23	13.56	

NIG-1. Composite chip sample of banded argillite (3 m - 0.6 m from vein)
 NIG-2. Composite chip sample of mildly altered argillite (0.6 m - 0.3 m from vein)
 NIG-3. Bleached fawn-coloured argillite (0.3 m to vein contact)
 NIG-4. As above, but with spots (0.3 m to vein contact)
 NIG-5. Massive sulphides in vein

Табл. 7. Соотношения для ореолы изменений, окружающие массивные свинцово-цинковые медно-сульфидные залежи.

Constituent %	Chloritic Rock ¹	Sericitic Schist ²
SiO ₂	41.9	75.5
Na ₂ O	2.3	0.2
K ₂ O	1.1	2.8
H ₂ O (total)	4.7	2.2
CO ₂	5.8	0.2
S	0.05	2.23
Ratios		
K ₂ O/Na ₂ O	0.48	14.0
SiO ₂ /CO ₂	7.22	377.5
SiO ₂ /H ₂ O + CO ₂ + S	3.97	16.31

1. Composite sample of drill cores penetrating greenstone flow, chlorite-magnetite schist and chloritic iron formation sample weight 25 kg
 2. Composite sample of sericite schist and pyritic sericite schist enveloping massive pyrite-sphalerite-galena-chalco pyrite lenses; sample weight 25 kg

Особый интерес представляет увеличение отношения K₂O/Na₂O и общее последовательное снижение отношений SiO₂/CO₂ и SiO₂/^{общие} летучих по мере приближения к массивным сульфидным телам.

Табл. 8. Соотношения для ореолов гидротермальных изменений, окружающих массивные тела сульфидов свинца, цинка и меди.

Constituent %	KA-8	KA-9	KA-10	KA-11	KA-12	KA-13
SiO ₂	42.5	38.2	47.3	massive	47.4	40.4
Na ₂ O	3.0	0.1	0.1	sulphides	0.2	3.1
K ₂ O	0.5	2.0	1.9		3.3	0.5
H ₂ O (total)	4.9	5.8	3.6		3.0	4.5
CO ₂	6.2	6.3	2.7		4.6	7.3
S	0.06	0.82	8.4		6.4	0.22
Ratios						
K ₂ O/Na ₂ O	0.17	20.0	19.0		16.5	0.16
SiO ₂ /CO ₂	6.86	6.06	17.5		10.3	5.53
SiO ₂ /H ₂ O + CO ₂ + S	3.81	2.96	3.22		3.39	3.36

KA-8. D.D. Hole 5-36, 45.7 m - 51.8 m, chlorite and chlorite-magnetite schist

KA-9. D.D. Hole 5-36, 51.8 m - 52.7 m, sericite schist

KA-10. D.D. Hole 5-36, 52.7 m - 53.4 m, pyritic sericite schist

KA-11. D.D. Hole 5-36, 53.4 m - 54.2 m, massive sulphides

KA-12. D.D. Hole 5-36, 54.2 m - 55.5 m, sericite schist

KA-13. D.D. Hole 5-36, 55.5 M - 61.0 m, chlorite and chlorite-magnetite schist

Эти характеристики дают значительное преимущество при использовании коэффициентов при поисковом и разведочном бурении. В целом, аналитические данные показывают общее увеличение отношений K₂O/Na₂O и общее снижение отношений SiO₂/CO₂ и SiO₂/^{все летучие} по мере приближения к залежам. Знание этих трендов необходимо при оценке близости к оруденению в ходе программ поискового бурения.

Порфировые медно-молибденовые месторождения сосредоточены вблизи гранитных или сиенитовых тел различной морфологии в вулканических и осадочных породах. Существует тенденция к конвергенции типов гидротермальных изменений независимо от типов вмещающих пород. Основными видами изменений являются пропилитизация, аргиллизация, серицитизация, полевошпатизация и пиритизация (рис. 6).

Основные пропилитовые изменения связаны главным образом с поведением H₂O, CO₂ и S и незначительной экстракцией или перераспределением SiO₂.

Аргиллитовые зоны характеризуются обширным развитием глинистых минералов (в основном дикит, каолинит, иллит, галлуазит и монтмориллонит), сопровождаемых разнообразными включениями пиррофиллита, алуниита, кварца, пирита, лейкоксена (рутил-сфена), турмалина и др. Они частично могут быть следствием гипергенных процессов.

Для серицитовых зон характерно развитие ассоциаций серицит, кварц, топаз, пирит, ангидрит, (гипс) и др. с остатками калиевого полевого шпата и биотита. Химические добавки обычно включают K, H₂O, S, B, F, Cl. и SiO₂.

Полевошпатовые зоны отмечены наличием аутигенных калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин) и биотит, пирит, магнетит, кварц, турмалин, (топаз), ангидрит, (гипс), остаточный и (новый?) плагиоклаз (альбит). Основные дополнения включают K, S, F, B, (H₂O) и (CO₂).

Оруденение (Cu, Mo, W, Au и др.) локализуется в наиболее серицитизированных и аргиллизированных зонах.

Изучение химических характеристик вмещающих пород и минерализованных зон указывает на ряд особенностей, которые имеют большое значение при поисках этого типа

месторождений, особенно скрытого типа. К ним относятся: увеличение содержания калия и уменьшение содержания натрия и, следовательно, увеличение значений отношения K_2O/Na_2O по мере приближения к минерализации; последовательное уменьшение отношения $SiO_2/^{общие\ летучие}$, увеличение SiO_2 с приближением к оруденению во многих месторождениях Мо, а также увеличение отношения Al_2O_3/CaO , Fe^{2+}/Fe^{3+} .

Исследования на основе первичных ореолов и второстепенных элементов.

Наличие и зональность этих ореолов в различных типах рудных месторождений зависят от начальных и конечных концентраций элементов в минерализующих средах, физико-химической природы горных пород, а также диффузии и/или скорости инфильтрации отдельных элементов по горизонтали и вертикально,

Карбонатиты обычно сопровождаются вторичными ореололами таких элементов как барий, стронций, фосфор, различных редкоземельных элементов, а также урана, тория и общей радиоактивностью.

Распределение меди в карбонатитовых комплексах, по-видимому, в значительной степени зависит от трещиноватости и брекчирования. На ряде месторождений отмечена заметная концентрация меди ($>0,90\%Cu$) в позднестадийном трансгрессивном карбонатитовом покрове, где полосчатые карбонатиты, фосфориты и другие породы трещиноваты и минерализованы (промежуточная зона - от 0,9% до 0,3% по содержанию Cu, а внешняя зона - обычно менее 0,3% Cu).

Молибден является обычным микроэлементом во многих комплексах. Полевошпатизированные (фенитизированные) ореолы обычно обогащены молибденом, как и богатые железом (сидерит) трансгрессивные фазы поздних стадий.

Для пегматитов характерны обволакивающие ореолы, содержащие главным образом Li, Rb, Cs, Be, B, (Se), (редкие земли), (Th), (U), (Sn), (Ti), (Zr), P, As, (Bi), (Nb), (Ta), S, (Mo), (W), F и (радиогенный Pb).

Ореолы обычно незональны по элементному составу, причем концентрации Cs ближе всего к контактам, за которыми наружу следуют Rb и Li, последний имеет особенно широкое (до 200 м) первичное рассеяние из редкометальных пегматитов. Эта зональность, может быть эффективно использована для оценки размеров, глубины залегания и направления падения слепого пегматитового тела (рис. 7, табл. 2).

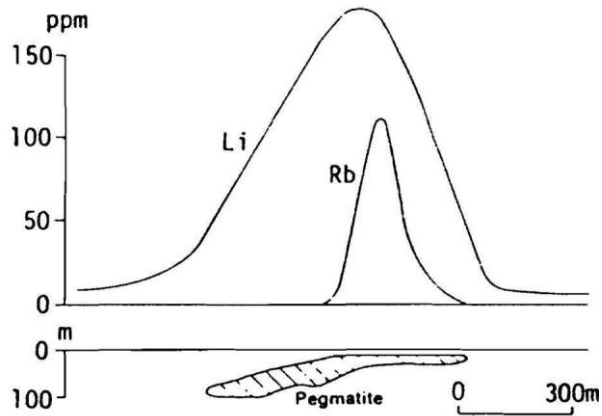


Рис. 7. Следы рубидиевых и литиевых ореолов над м-нием Танко.

Скарны и роговики имеют неравномерное распределение микроэлементов, связанных с минерализацией. Показатели оруденения почти целиком зависят от ореолов основного рудного элемента (Cu - для месторождений меди, W - для месторождений вольфрама и так далее). Вспомогательные индикаторы, такие как B, P, As, Sb, Se, Te, F и Cl, полезны только в условиях, когда эти элементы присутствуют в значительных концентрациях.

Месторождения жильного типа имеют относительно последовательную зональность некоторых ореолов микроэлементов и второстепенных элементов поперек или по простиранию и падению минерализованных структур, что может служить ориентиром во время программ бурения. Так индикаторами первичных ореолов олова, вольфрама и молибдена грейзенового и скарнового оруденения являются Li, Rb, Cu, Zn, B, As, Bi, Sn, Ga, W и Mo. Среди этих элементов индикаторов Li, B, Sn, As, Bi и F обычно имеют самую широкую латеральную дисперсию, тогда как Rb, Ga, W и Mo более ограничены, Mg приурочен в основном к зонам хлоритизации, особенно в месторождениях олова. Вертикальная зональность ореолов в целом сложна, но обычно соответствует следующей последовательности от поверхности вниз. (F, B), (Li, Rb), As, Pb, Zn, Cu, Bi, Mo, W, Sn.

Первичные ореолы микроэлементов, связанные с большинством типов золотоносных жил (ширина, простирание и проекции падения) сильно различаются в зависимости от типа вмещающих пород, локализирующих структур и др. геологических факторов. Наиболее эффективно, помимо ореолов собственно Au, Ag, является использование ореолов As, Sb и Hg. Во многих золотоносных районах ореолы многих индикаторных элементов можно обнаружить на расстоянии в несколько сотен метров над слепыми рудными телами. Латеральные профили распределения золота в первичных ореолах могут быть положительными, отрицательными или комплексными, как показано на рисунке 8.

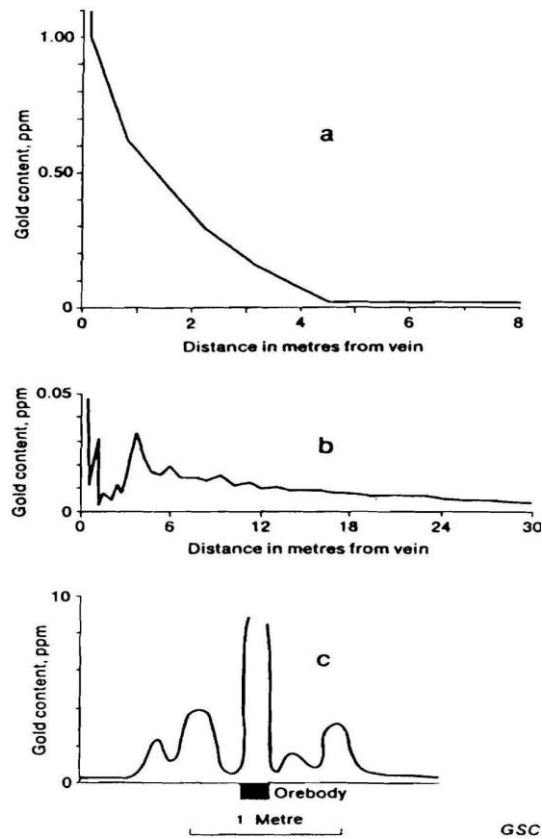


Рис. 8. Латеральное распределение золота в первичных ореолах золото-кварцевых месторождений: (а) положительный тип (Йеллоунайф, Северо-Западные территории); (б) отрицательный тип (район Сирчлайт, Невада); в) сложного типа (рудные залежи Ключи, Забайкалье, РФ).

Зональность первичных ореолов полиметаллических (Cu, Pb, Zn, Ag и др.) месторождений жильного типа сложна и существенно зависит от типа залежи и характера вмещающих пород (состав, степень трещиноватости и др.). Лучшими индикаторами первичных ореолов полиметаллических месторождений являются такие элементы как Co, Ni, Ga, B и F. Тип вмещающей породы является основным фактором, контролирующим степень рассеивания элементов в первичных ореолах, так например, в зеленокаменных породах (метагаббро, метадиабаз) боковое рассеивание этих элементов обычно менее 1 м, а максимальное (десятки м) в кварцитах.

Наиболее подходящими индикаторами настурановых и уранинитовых штокверков и жил в гранитных и гранитизированных породах (помимо U и Th) являются As, Sb, V, Se, F, Ag, Bi, Co и Ni; в метаморфических блоках - Cu, (Ag), Pb, Pb(rad), (As). (Сб). (Би). (V), (Se), Mo, F, (Ni) и (Co). Те, (в скобках, относятся в основном к сложным минерализованным жилам. с арсенидами Ni-Сс, селенидами. самородное серебро и др.); в связанных со щелочными и интрузиями - Cu, (Ba), (Zn), B, (Se), (y), (La), (редкоземельные элементы), (Zr), (Nb), (Pb), Pb(rad), P, (As), Bi, S. Mo. (W) и F (в скобках удовлетворительны только для определенных месторождений или районов). Индикаторы, наиболее подходящие для ореолов в месторождениях песчаникового типа -Cu, (Ag), (Be), (Sr), (Ba), Zn, Pb, Pb(rad), (Zr), P, As, V. Se, (Cr), Mo и F, (в скобках для конкретных м-

ний). Возможно также использование ртути в качестве индикатора первичных ореолов уранового оруденения.

При поисках полезно также использование коэффициентов соотношений лабильныйU/общийU и Th/U, которые увеличиваются с приближением к оруденению (рис. 9).

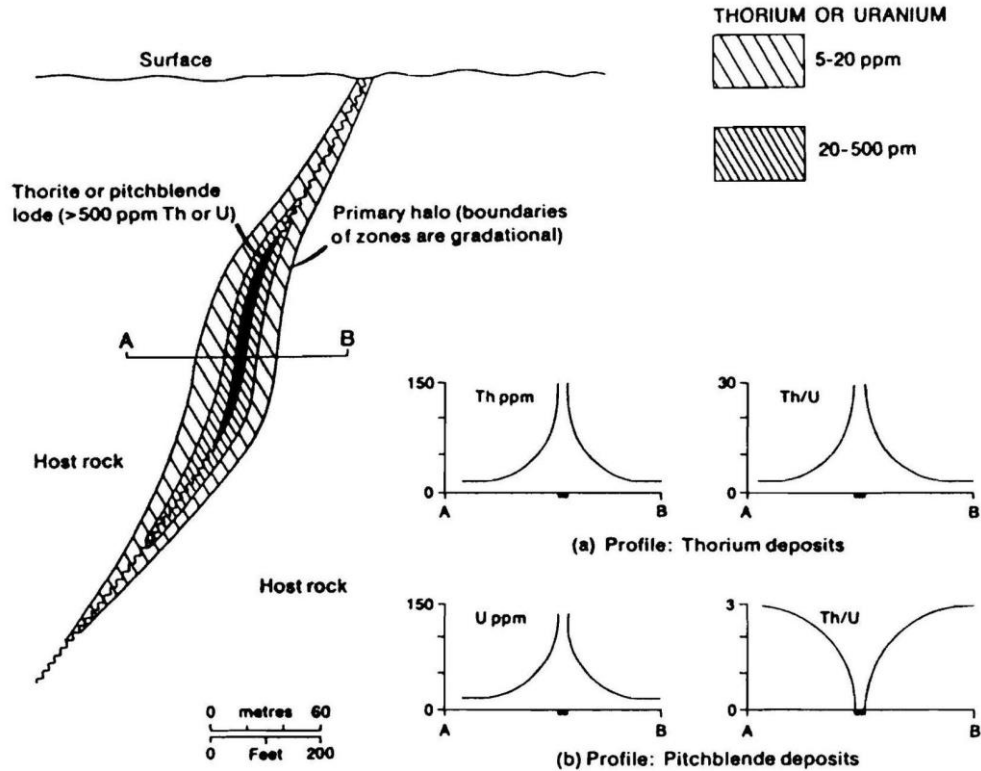


Рис. 9 Идеализированные первичные ореолы, связанные с торием и ураном.

В поисковых целях используются также ореолы радиогенного свинца - ^{210}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . (упоминается как Pb (рад) в приведенных выше показателях). Первый из этих изотопов радиоактивен с периодом полураспада 22,26 года, другие стабильны. Короткоживущий ^{210}Pb специфичен для ^{238}U и может быть полезен при интерпретации. Можно также отличать урансодержащие жилы и структуры от безрудных:

	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Galena in pitchblende vein	58.1	21.90	37.05
Galena in non-radioactive vein	14.1	15.1	34.4

отношения рассчитаны с $^{204}\text{Pb} = 1,00$.

Распределение ^{206}Pb урановых руд во вмещающих кислых вулканических породах образует широкие ореолы, устойчивые в гипергенной зоне. Это можно использовать для оценки радиоактивных аномалий по вторичным ореолам (ореолы утечки). В целом, отношение U/Pb уменьшаются по мере удаления от рудных тел.

В месторождениях массивных сульфидов (VMS) ореолы микроэлементов и второстепенных элементов, связаны с согласными (слоистыми) массивными сульфидными рудными телами в вулканических и осадочных породах и имеют эпигенетическую природу. Второстепенные элементы этих ореолов в основном

халофильны и включают главным образом Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Ni, Co, Fe, Se и Te; кроме того, ряд других элементов - Mg, Ba, V, Mn, B, Tl и F, могут встречаться в некоторых зонах диспергирования в количествах, превышающих норму, особенно там, где происходит хлоритизация, отмечаются турмалинизация, карбонатизация, пиритизация и серицитизация.

Микроэлементами в первичных обволакивающих ореолах свинцово-цинковых месторождений (типа долины Миссисипи) являются Zn, Pb, Cd, Fe и S; в некоторых месторождениях могут иметь значение Cu, Ag, As, Sb, Ge, Ga, Ni, Co, Ba и F. Степень гидротермального рассеивания этих элементов напрямую связана с размерами минерализованных зон. Максимальное расстояние рассеивания составляет десятки метров от крупных рудных тел. Выявлены три геохимических параметра, которые благоприятны для формирования рудных тел: высокие аномальные содержания металлов в нерастворимых остатках, высокое соотношение Ag-Pb и смещенное распределение цинка.

Порфировые месторождения меди и молибдена сопровождаются ореолами Cu, Mo, Zn, Pb, Au, Ag, S и Se, а также имеющими ограниченное значение - Ni, Co, Hg и Te (рис. 6). Такие элементы, как Mn, Zn, Tl, Rb, Li и Na имеют аномально низкие значения в рудных зонах. О приближении к рудным зонам (помимо меди и молибдена) обычно свидетельствует увеличение содержаний калия, золота, серебра и особенно S (пиритизация). Увеличение процентного содержания пирита на поверхности может определять положение скрытого медно-молибденового оруденения.

В скарнах и роговиках общим индикатором оруденения является присутствие силикатов Ca-Mg-Mn-Fe (гранат, пироксен), обычно в массивных телах или вкрапленных в карбонатную матрицу.

Методы исследований

Геотермометрические и геобарометрические методы, основанные на декрепитации минералов и исследовании жидких включений для выявления градиентов давления и/или температуры минерализующих растворов, и других физико-химических параметров, связанные с формированием разнотипного оруденения, Такие данные могут предоставить векторы для поисков слепых рудных тел.

Термолюминесцентные данные могут эффективно подтверждать наличие многочисленных микроэлементов в первичных ореолах, окружающих рудные тела, что может быть использовано при поисках слепых рудных тел.

Почвенные исследования основаны на отборе проб и непосредственном анализе почв, продуктов выветривания, калькрет, ледникового тилла и др. являются одним из основных методов поисков скрытых месторождений.

Несмотря на множество новых подходов, не потеряли своего значения и *гидрохимические* методы при детальной съемке с целью выявления глубоко залегающих рудных тел, как показано на рисунках 13-18.

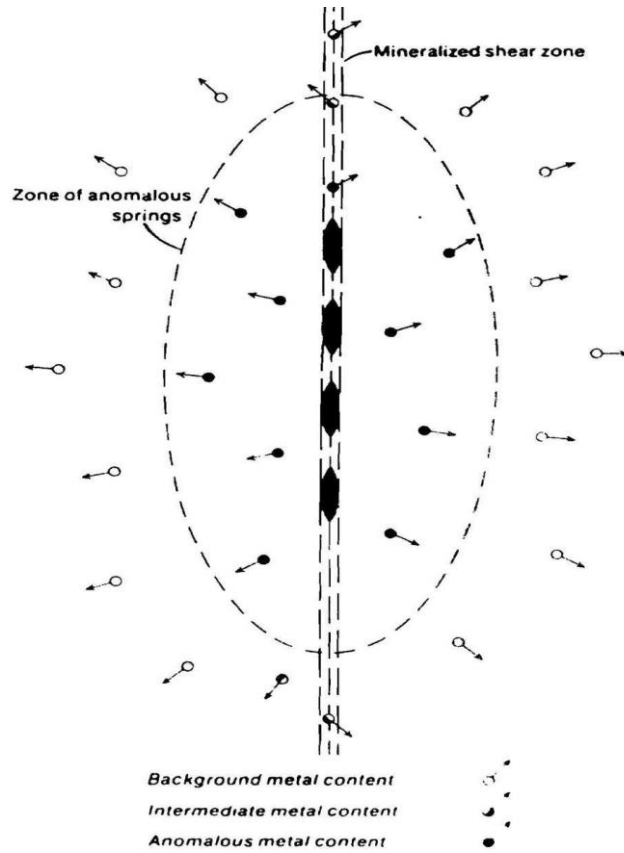


Рис. 13. Идеализированный рисунок поверхности аномальных источников, образующих ореол вокруг минерализованной зоны.

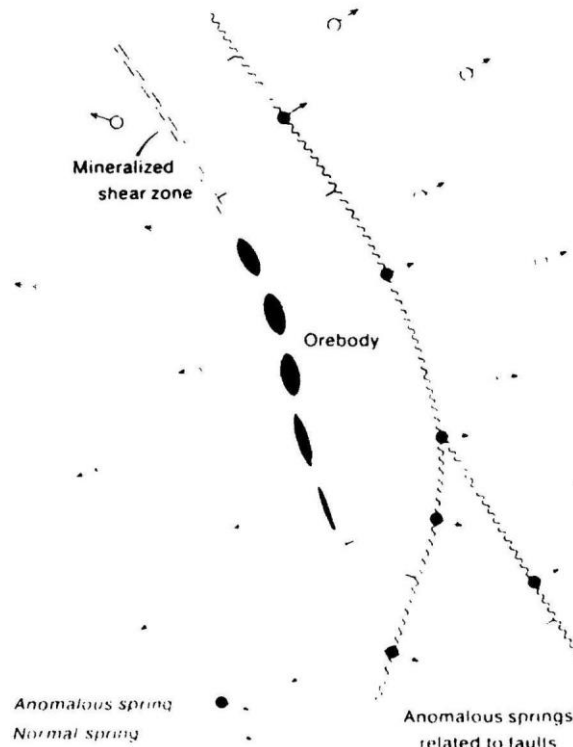


Рис. 14. Идеализированное представление аномальных источников, образующих линейный и извилистый узор вблизи минерализованной зоны.

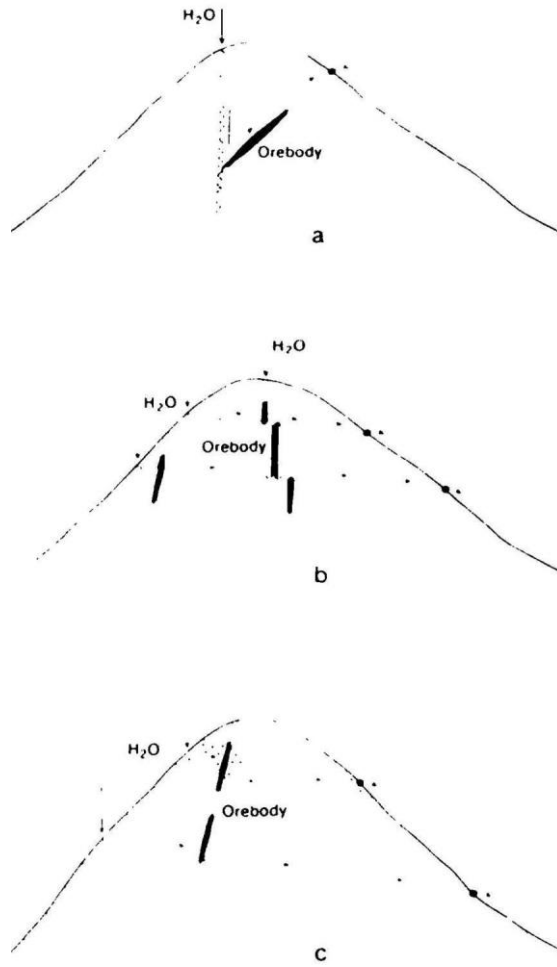
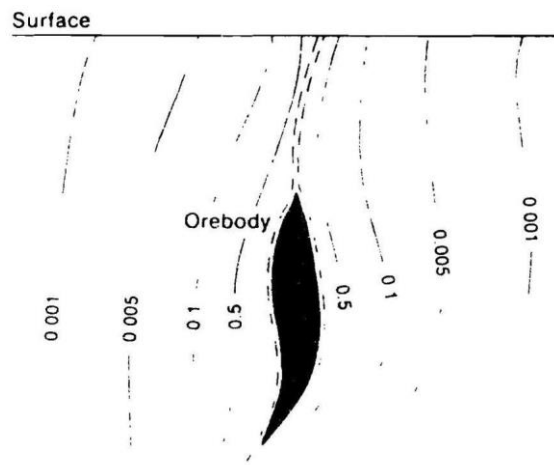


Рис. 15. Схематические разрезы, иллюстрирующие: (а) родник на выходе рудовмещающего разлома; (б) родники вдоль поверхностных следов перекрестных разломов; в) родники вдоль поверхностных следов пористых пластов и плоскостей напластования.



16. Идеализированный ореол рассеяния элементов в подземных водах вблизи металлоносных месторождений (значения в ppm Zn).

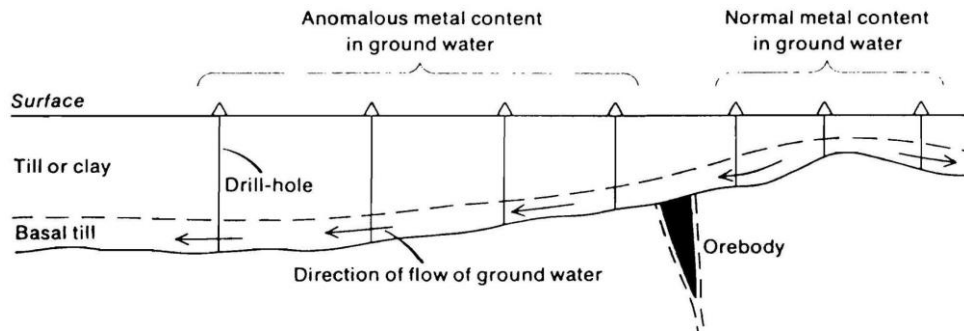


Рис. 17. Идеализованный продольный разрез ледниковой долины, показывающий распределение нормального и аномального содержания металлов в грунтовых водах вблизи месторождения полезных ископаемых.

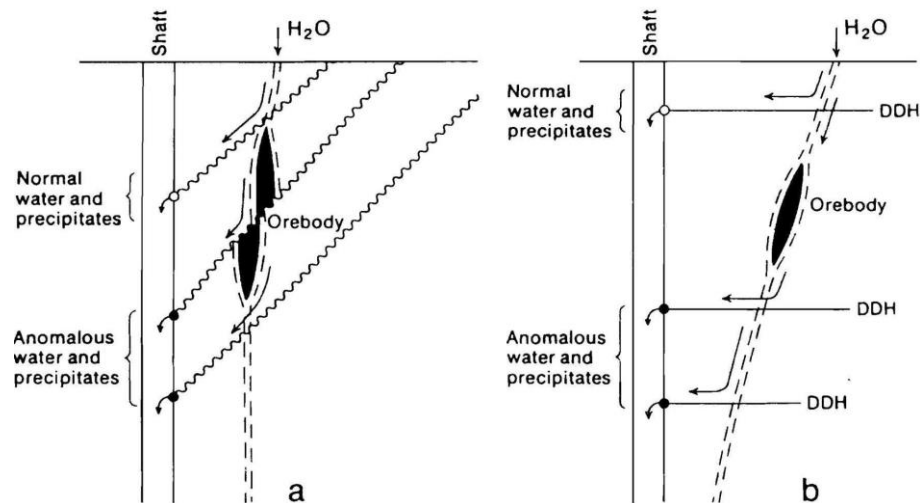


Рис. 18. Схемы, иллюстрирующие использование анализа воды при разведке полезных ископаемых: (а) анализы воды вдоль зон разломов и других плоских структур; (б) анализы воды из буровых скважин

Атмохимические методы основаны на анализе газов, связанных с формированием оруденения и образующих газообразные ореолы во вмещающих породах и в перекрывающих их чехлах. К подвижным газам относятся газы, образующиеся в основном в результате окисления, в том числе бактериального: CO_2 , SO_2 , H_2S , COS , $(\text{CH}_3)_2\text{S}$, CS_2 , I_2 , Hg , $(\text{Hg}(\text{CH}_3)_2)$, AsH_3 и т.д., а также от распада радиоактивных минералов, главным образом He , Rn и Ar . Атмохимические исследования по газообразным продуктам распада тория и урана а также (^4He) нашли широкое применение при поисках глубоко залегающих месторождений урана. Радон (^{222}Rn) является наиболее широко используемым газом. Обычно используются две основные процедуры: прямое извлечение и измерение содержания радона в геологических средах таких как почвы и воды и фотографические, альфа-трековые травления для обнаружения и определения альфа-активного радона с помощью измерительной аппаратуры или пленок во вскрышных породах, речных и озерных отложениях и др. Гелиевая разведка нашла свое применение при разведке не только глубоко залегающих урановых месторождений, но и для нефтяных и газовых залежей. Пример использования гелия при поисках уранового месторождения роллового типа в округе Уэлд (Колорадо) показан на рис. 19. Месторождение находится примерно на

10 метров ниже поверхности. Максимально минерализованные зоны и рудные тела могут быть обнаружены на глубинах до 200 м.

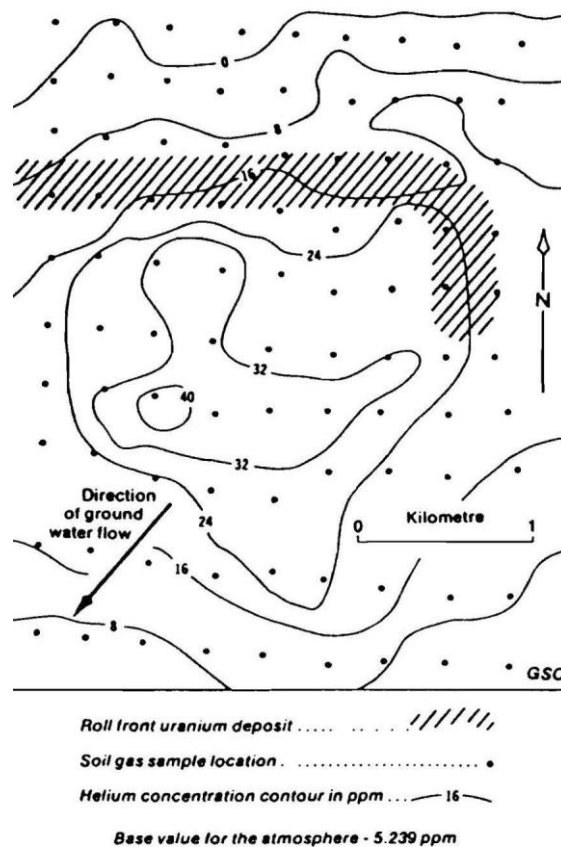


Рис. 19. Контурная карта гелия в почвенном газе на урановом месторождении роллового типа.

Биогеохимические методы, применяемые при поисковых работах на слепое оруденение разнообразны. Используются индикаторные качества некоторых растений и животных, по данным химического анализа растений и животных на конкретные элементы или их индикаторы включая А горизонт почв, торф, бурый уголь и полимеризованные углеводороды. Одним из преимуществ использования анализа растений при поиске глубоко залегающего оруденения является глубоко проникающая способность некоторых видов растений (можжевельник и др.), корневая система которых обычно достигает уровня грунтовых вод и/или зон минерализации на глубинах 60 метров и более. Исследования с использованием материалов торфяных болот особенно в северных районах развития вечной мерзлоты могут являться новым способом поисков скрытых месторождений.

4. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ (*Кратон Голера, Южная Австралия*) [4]

Эпитермальные месторождения образуются на неглубинных уровнях земной коры (<1 км) под действием гидротермальных систем, связанных с магмой субэкранных вулканических дуг. Ассоциированные магмы обычно от известково-щелочных до щелочных, состав которых варьирует от андезитобазальтов до андезитов и от дацитов до риолитов. Помимо золота и серебра, в эпитермальных месторождениях обычно содержатся полиметаллы, ртуть, сурьма и др. Кварц является основным жильным минералом, сопровождаемым переменным количеством халцедона, адуляра, иллита, пирита и кальцита.

Среднепротерозойские (~1590 млн лет) вулканы кратона Гавлер (GRV) включают бимодальные вулканы А-типа. GRV состоит из двух основных блоков: нижний - включает кислые и основные лавы и вулканические образования из дискретных вулканических центров; верхний - состоит из трех протяженных мощных (200–300 м) потоков кислой лавы. Считается, что нижний GRV образовался в результате фракционной кристаллизации мантийных расплавов, тогда как верхний GRV был образован в результате обширного плавления верхней коры. Южная граница кратона Гавлер совпадает с субширотным разломом Уно, основной структурой, простирающейся примерно на 40 км.

Существует возможность ряд рудных месторождений вдоль южной окраины GRV с возрастом ~1590 млн лет, от IOCG до эпитермальных Ag-Au, порфировых, скарнов Cu-Au, Cu-Fe, Pb-Zn и Fe-Au, Zn-Pb-Ag ± Au-Cu, карбонатная минерализация Au-As ± Sb ± Hg в донных отложениях и др. (табл. 1).

Таблица 1. **Порфировая, эпитермальная и скарновая минерализация GRV.**

Operator (2014)	Name	Commodity	Discovery	Classification	Style
Archer Exploration	Wildhorse Plain	Th-Ag-Au-Mo	1969	Prospect	Epithermal
Investigator Resources	Helen, Trojan Horse, Alexander, Hector	Ag, Ag-Cu, Ag-Pb-Zn	2010, 2012	Prospect	Polymetallic veins
	Paris	Ag	2010	Deposit	Polymetallic replacement
	Uno	Au	1989	Prospect	Regional metamorphism related
	Wartaka, Morgans	Ag-Pb-Zn-Cu-Co, Pb-Zn-Ag-Ba	1989	Prospect	Porphyry intrusion related
Iron Clad Mining	Hercules	Mn	2013	Prospect	Regional metamorphism related
	Zealous	Sn-Pb-U-Zn	2012	Prospect	Skarn
Monax Mining	Hodgins, Polinga	Mn	2009	Prospect	Deposits related to surficial processes and unconformities
Musgrave Minerals	Mannequin	Ag-Zn-Pb-Cu	2012, 2013	Prospect	Skarn
	Frakes	Ag-Cu-Pb-Zn	2013	Prospect	Porphyry Cu, skarn-related
	Erebus, Tank Hill, Phone Hill	Ag, Pb, Zn, Cu	2012, 2013	Prospect	Felsic porphyry intrusion related
Tasman Resources	Parkinson Dam	Ag-Pb-Zn-Au	2005	Prospect	Polymetallic veins
Terramin	Menninnie Central	Pb-Zn-Ag-(Fe)	2009	Prospect	Polymetallic replacement
	Viper	Zn-Pb-Cu-Ag	1981	Deposit	Skarn
Trafford Resources	Golden Gate	Pb-Zn-Au-(U)	1980	Prospect	Polymetallic replacement
	Black Hills West	Ag	2012	Prospect	Deposits related to surficial processes and unconformities
	Telephone Dam	Pb-Zn-Ag-U	1980	Prospect	Polymetallic replacement

К югу от GRV есть потенциал для большой субвулканической эпитеpmальной системы минерализации, связанной с кислыми и промежуточными вулкано-плутоническими комплексами. В таких крупных гидротермальных системах существует связь стилей гидротермальных изменений и минерализации между пространственно и генетически связанными железно-оксидными, порфировыми и эпитеpmальными системами, например, в Кадии (восточная Австралия), в поясе Марикунга (Чили), в магматической зоне Большой Медведицы (Канада) и др. Хотя месторождения IOCG считаются более «горячими», более глубокими и более регионально развитыми, чем медно-порфировые системы, обе системы образуются в широких зонах, отмеченных температурными градиентами, которые варьируются от магматических до приповерхностных температур. Связанные ассоциации гидротермальных изменений могут отражать различные температуры и структурные параметры и, следовательно, вероятный тип минерализации. Например, в Магматической зоне Большой Медведицы порфировые системы отличаются от IOCG и эпитеpmальных месторождений зональностью калиево-филлито-пропилитовых изменений; эпитеpmальные отложения характеризуются более низкотемпературными ассоциациями, расположенными дистальнее по отношению к ассоциациям высокотемпературных гидротермальных изменений; Месторождения IOCG характеризуются щелочно-железным метасоматозом и гидротермальными оксидами железа. Следовательно, связь между IOCG, порфировыми и эпитеpmальными месторождениями, по-видимому, объясняется температурой и глубиной формирования минерализации, которые напрямую влияют на комплекс гидротермальных изменений и оруденение. Системы гидротермальных изменений, связанные с IOCG-

порфирово-эпитермальным оруденением, зонированы как по латерали, так и по вертикали (рис. 1).

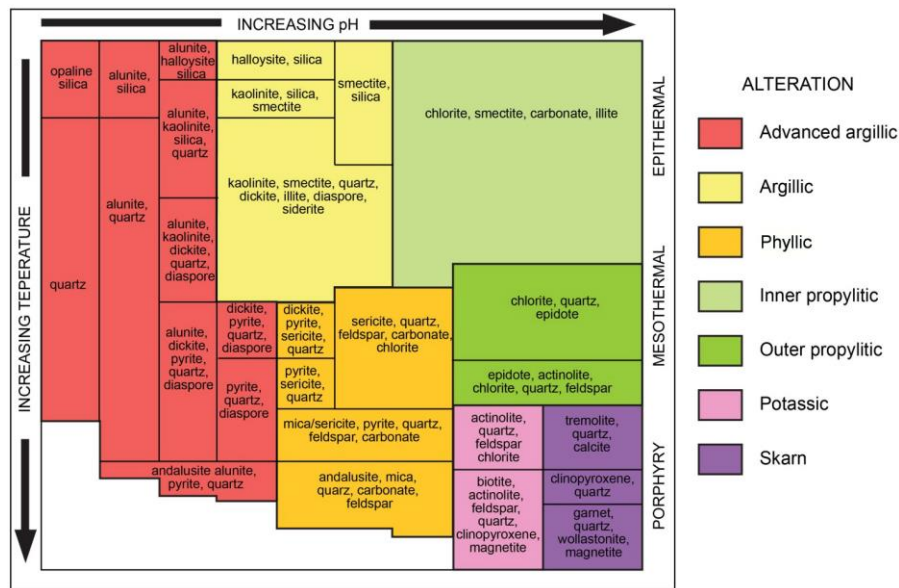


Рис. 1. Минералогия гидротермальных изменений рудных систем.

Присутствие базальтового вулканизма вместе с седиментацией предполагает, что эта ранняя фаза магматизма была вызвана растяжением литосферы, что привело к "апвеллингу" астеносферной мантии, частичному плавлению и тепловому потоку. Связь между обширным бимодальным магматизмом А-типа, высокотемпературным метаморфизмом и коллизией деформацией сжатия предполагает, что магматизм произошел во внутриконтинентальной обстановке, возможно, механически связанной с периферийной зоной субдукции.

Эпитермальное месторождение относительно мелких гидротермальных и магматических систем обычно образуются в субэральных вулканических дугах, а также во внутридуговых, задуговых и постколлизийных рифтовых условиях (рис. 2, 3). Есть два основных типа месторождений: лоу и хай сульфидейшн. Эти системы можно отличить по диагностическим минералам, текстуре и различным уровням pH, сульфидированию и окислению, которые зависят от состава флюидов.

Эпитермальное месторождение лоу сульфидейшн обычно связаны с известково-щелочными, щелочными и толеитовыми бимодальными составами от базальтов до риолитов в магматической дуге в рифтовых условиях. Эпитермальное Au-Ag месторождение лоу сульфидейшн часто связаны с порфирами, например Хишикари (Япония), Вайхи (Новая Зеландия) и Келиан (Индонезия) (Cooke and Simmons 2000). Они формируются над вершиной порфирического штокверка в пределах 1 км от поверхности. В отложениях лоу сульфидейшн флюиды с пониженным, близким к нейтральному pH происходят из глубоко циркулирующих метеорных флюидов. Золото и серебро обычно

встречаются в самородной форме или в виде электрума, и месторождения характеризуются низким содержанием сульфидов (обычно <5%) с минеральными ассоциациями пирита (арсенопирит-леллингит-пирротин, пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит, магнетит-пирит-пирротин и хлорит-пирит). Эпитермальная жильная ассоциация включает кварц-кальцит-адуляр-иллит.

Эпитермальные месторождения хай сульфидейшн часто образуются в магматических дугах растяжения и реже сжатия, особенно там, где вулканическая активность подавлена. Связанные с ними магматические породы часто представляют собой кальциево-щелочные андезиты или дациты. Этот тип месторождений широко распространен в Андах, Мексике и западных США, а также в юго-западной части Тихого океана. Месторождения Au, Ag-Cu хай-сульфидейшн часто формируются в среде литокапса медно-порфировых месторождений. Эпитермальные системы хай сульфидейшн характеризуются крупными зональными системами гидротермальных изменений, в которых преобладают ореолы аргиллитовых и продвинутых аргиллитовых гидротерм. Проникновение флюидов обычно связано с брекчиями, включая структурные разломные брекчии, гидротермальные или фреатомагматические брекчии. Локализация сильно кислых флюидов внутри этих проницаемых зон часто приводит к разрушению массива горных пород, оставляя пористую структуру из остаточного кремнезема, часто называемого «вязким кремнеземом». Минерализация впоследствии откладывается из более холодных минерализующих флюидов, при этом зоны с наивысшим содержанием часто расположены в пределах остаточного кремнезема, оставленного ранними горячими кислыми флюидами. Оруденение характеризуется ассоциацией с преобладанием пирит-энаргит- (лузонит) - ковеллита.

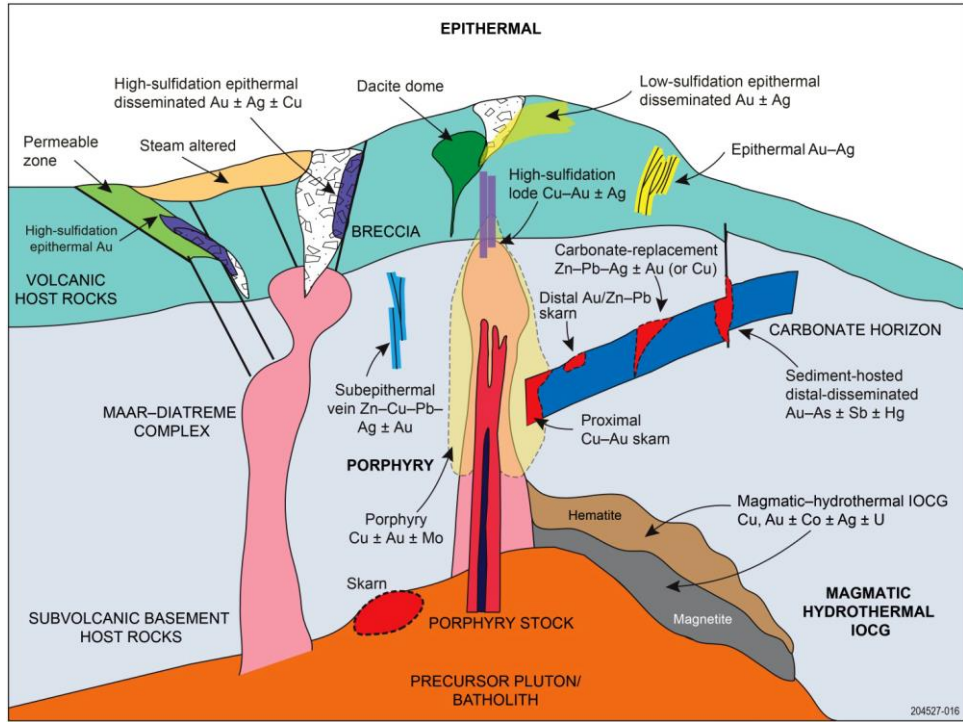


Рис. 2. Взаимосвязь между IOCG, порфировыми и эпitherмальными системами.

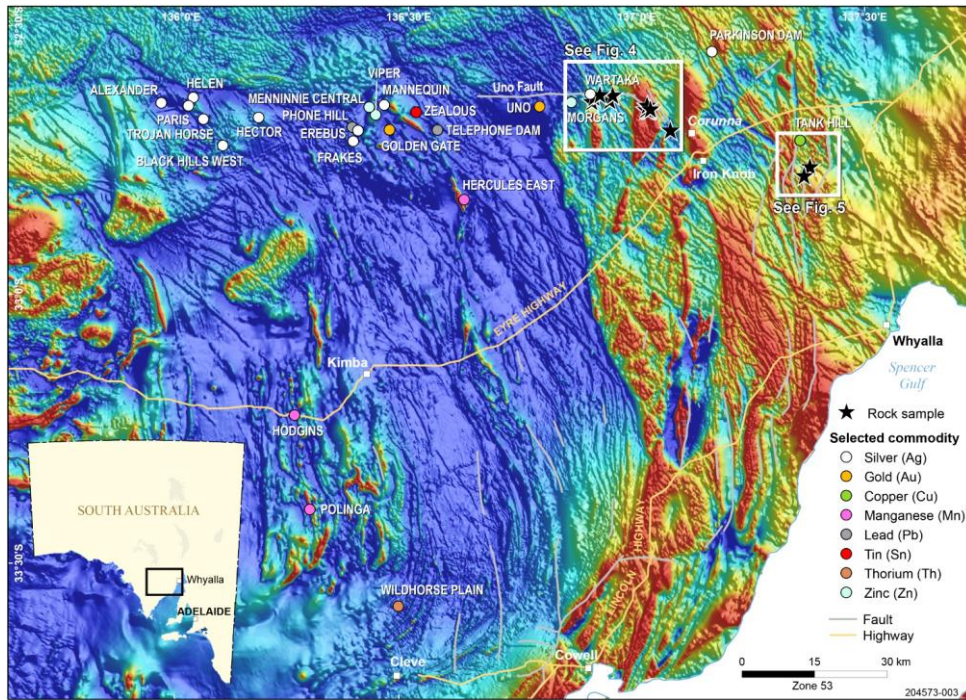


Рис. 3. Карта общей магнитной напряженности, районы исследований, основные месторождения и места отбора проб.

Район озеро Жиль. Фундамент района (рис. 4) включает неоархейскую (~2530 млн лет) толщу переслаивающихся орто- и парагнейсов, прорванную гранитными плутонами, дайками и телами долеритов в течение орогенеза Кимбана (1730–1690 млн лет). Он перекрывается конгломератами Корунья (максимальный возраст осадконакопления ~1680 млн лет). Эти породы перекрыты риолитовыми и риодацитовыми лавами.

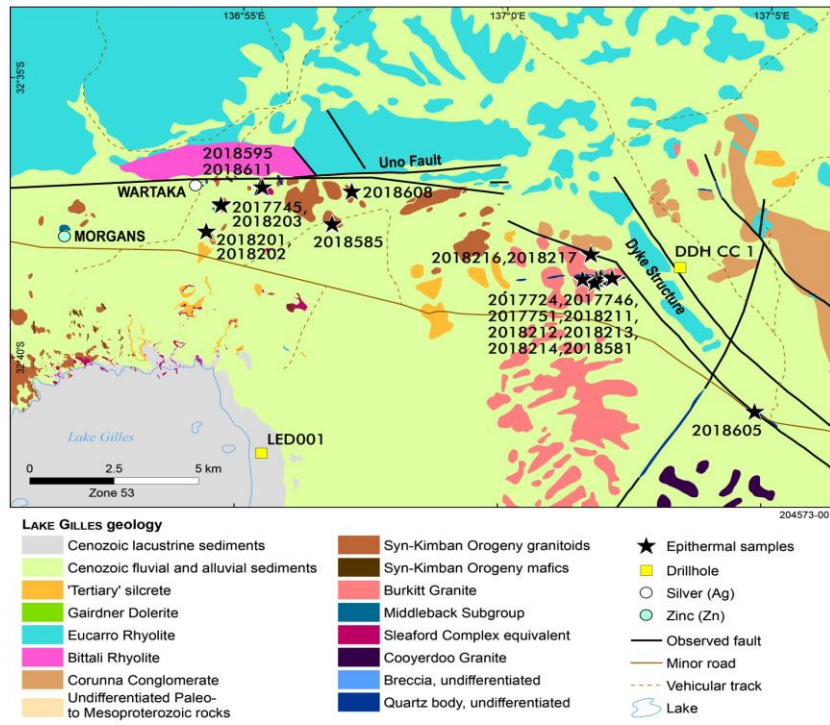


Рис. 4. Геология района и расположение проб.

Район Рупена. Фундамент представляет собой толщу протерозойских осадочных пород, которые включают доломитовые и аркозовые песчаники формации Мунаби (~1755 млн лет). (рис. 5), а также порфирированные риолиты и дациты свиты Вандеара. Свиты Мунаби и Вандеара перекрыты известково-щелочными, толеитовыми базальтами Рупена, общей мощностью до 250 м. Базальты переслаиваются с толщей песчаников, алевролитов, глауконитовых и доломитовых сланцев и аргиллитов, конгломератов и туфов, отложенных в озерной/мелководной морской среде.

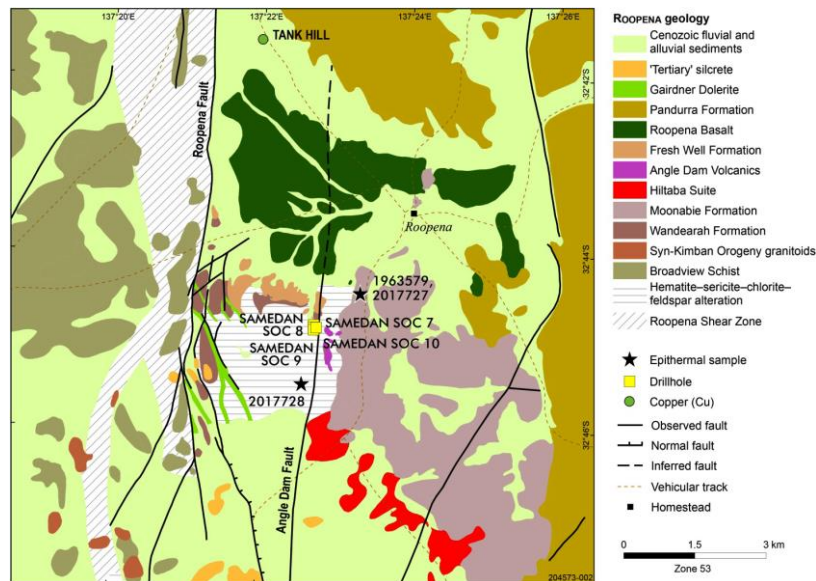


Рис. 5. Геология района и расположение проб.

Методы исследований.

Геохимические анализы были выполнены лабораторией ALS Global. Сорок восемь элементов определяли с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES).

Спектральные данные были собраны с использованием системы сканирования керна NuLoggerTM 3.3 в видимом и коротковолновом инфракрасном (VSWIR, 380–2 500 нм) и тепловом инфракрасном (TIR, 6000–14 500 нм) диапазонах. Минералы были идентифицированы по спектральным данным с помощью программного обеспечения «Спектральный геолог» (TSG, версия 7_62). Минералы, идентифицированные с помощью VSWIR, включали оксиды железа, смектиты, карбонаты, турмалин и тектосиликаты TIR, в частности кварц и полевые шпаты.

Двадцать один образец были отобраны для сканирующей электронной микроскопии (SEM). Отполированные блоки тонкого сечения были покрыты приблизительно 15 нм углеродом с использованием вакуумного испарителя Quorum Q150TE, а затем закреплены на алюминиевых штырях с помощью двусторонней углеродной ленты. Образцы исследовали с помощью FEI Quanta 450 SEM, оборудованного SDD (кремниевым дрейфовым детектором) для химического анализа с помощью энергодисперсионного рентгеновского (EDX) анализа с программным обеспечением EDAX Genesis. Изображения были получены в режиме обратного рассеяния электронов (BSE) при напряжении пучка 20 кВ и размере пятна 4. Образцы были исследованы в Университете Южной Австралии с использованием сканирующего электронного микроскопа (ESEM) FEI Quanta 450 FEG с детектором энергодисперсионного рентгеновского излучения (EDX) EDXA Apollo X SDD в высоком вакууме. Для химического анализа EDX использовалось ускоряющее напряжение 30 кВ, которое было снижено до 15 кВ, что необходимо для ограничения проникновения луча при анализе сравнительно небольших или менее плотных частиц.

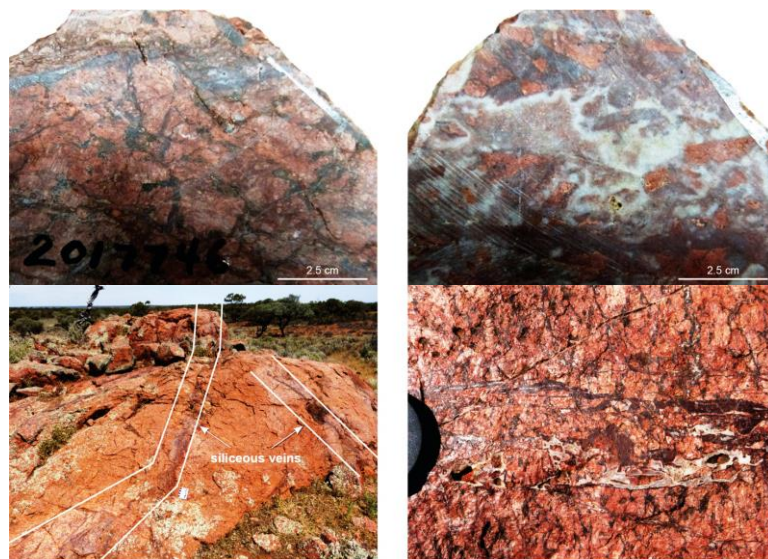
Результаты.

Были идентифицированы три типа брекчий и два типа жил: брекчированный полевошпатовый гранит, гидротермальная брекчия и брекчия эпитеермальных кварцевых жил, а также кварцевые и железо-кварцевые жилы (табл. 2).

Таблица 2. Связь брекчий и жил со структурными и/или интрузивными элементами.

Sample	Lithology	Associated stratigraphic map unit	Spatial structural relationship	Spatial intrusive relationship
<i>Breccias</i>				
2017724	Granite breccia	Burkitt Granite	proximal to NW-SE fault	proximal to E-W epithermal quartz vein breccia
2017746	Granite breccia	Burkitt Granite	proximal to NW-SE fault	proximal to E-W epithermal quartz vein breccia
2017751	Granite breccia	Burkitt Granite	proximal to NW-SE fault	proximal to E-W epithermal quartz vein breccia
2018216	Granite breccia	Burkitt Granite	—	proximal to E-W epithermal quartz vein breccia
2018217	Granite breccia	Burkitt Granite	—	proximal E-W epithermal quartz vein breccia
2018581	Granite breccia	Burkitt Granite	proximal to NW-SE fault	proximal E-W epithermal quartz vein breccia
1963579	Hydrothermal breccia	Moonabie Formation	proximal to NNE fault	proximal to Angle Dam Volcanics
2017727	Hydrothermal breccia	Moonabie Formation	proximal to NNE fault	proximal to Angle Dam Volcanics
2017728	Hydrothermal breccia	Moonabie Formation?	proximal to NNE fault	distal to Angle Dam Volcanics, Roopena Basalt, Hiltaba Granite and Gairdner Dolerite
2018585	Epithermal quartz vein breccia		proximal to Uno Fault	proximal to Kimban granite
2017745	Epithermal quartz vein breccia		proximal to Uno Fault	proximal to Kimban granite
2018214	Epithermal quartz vein breccia		proximal to Uno Fault	proximal E-W epithermal quartz vein breccia
<i>Veins</i>				
2018202	Fe-quartz vein		—	proximal to Kimban granite
2018201	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to Kimban granite
2018203	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to Kimban granite
2018211	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to E-W epithermal quartz vein breccia
2018212	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to epithermal quartz vein breccia
2018213	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to E-W epithermal quartz vein breccia
2018595	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to Kimban granite
2018605	Quartz vein		proximal to NW-SE fault	NW-SE vein
2018608	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to Kimban granite
2018611	Quartz vein		proximal to Uno Fault	proximal to Kimban granite

Характеристики брекчий представлены на рисунках 6-8.



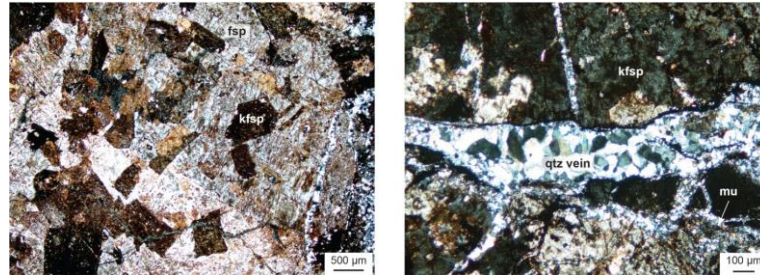


Рис. 6. Обнажение, образец и микрофотографии гранитных брекчий в районе озера Жиль. а) брекчированный гранит; б) брекчированный гранит, состоящий из угловатых фрагментов, окаймленных гребенчатым кварцем в коричневой матрице; в) гранит пересечен красными кремнистыми жилами; г) оранжево-розовый брекчированный гранит, состоящий из фрагментов полевого шпата в красно-коричневой мелкозернистой основной массе, с изломами, заполненными белым кварцем и красно-коричневым кремнеземом; д) микрофотография брекчированного гранита с угловатыми обломками калиевого полевого шпата (kfsp) в мелкозернистой кварц-полевошпатовой (fsp) матрице; е) кварцевая (qtz) жила, пересекающая обломок калиевого полевого шпата (kfsp) в мелкозернистой кварцевой (qtz), мусковитовой (mu) матрице (кросс-поляризованный свет).

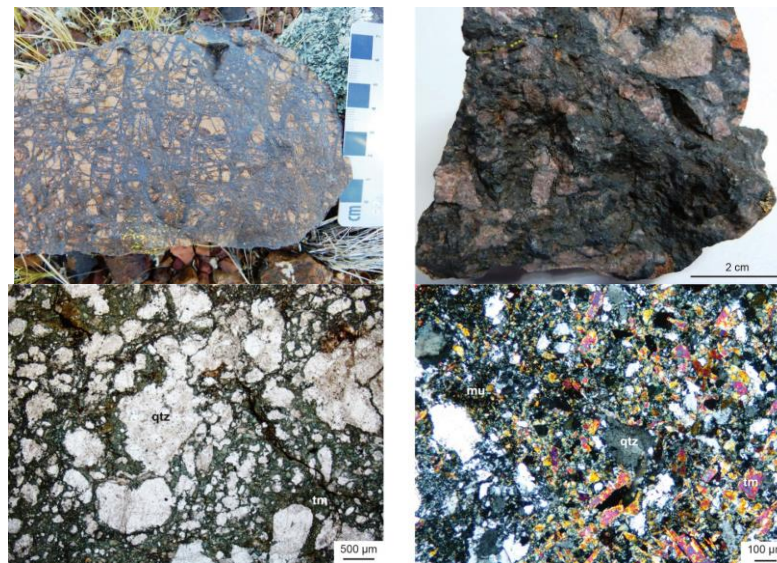


Рис. 7. Гидротермальные брекчии из района Рупена. а) гидротермальная брекчия, сложенная обломками кварца в матрице с преобладанием гетита; б) черная брекчия, сложенная субуглово-окатанными обломками желтовато-коричневого кварца/кварцита в черной мелкозернистой основной массе, богатой турмалином; в) микрофотография богатой турмалином (tm) брекчии с полуокатанными обломками кварца (qtz), (плоскополяризованный свет); и г) микрофотография брекчии с богатой турмалином (tm) основной массой и крупными обломками субугольного кварца (qtz) и небольшими мелкозернистыми обломками мусковита (mu), (кросс-поляризованный свет).

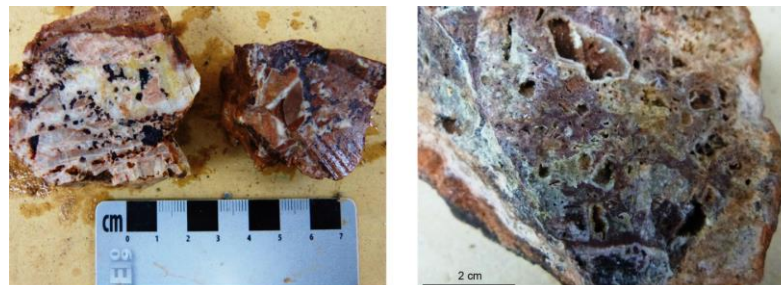




Рис. 8. Образец и микрофотографии эпитермальных брекчий кварцевых жил в районе озера Жиль.: а) образец брекчированной кварцевой жилы с флюоритом; б) образец эпитермальной кварцевой жилы с угловатыми серыми и красно-пурпурными кремнистыми обломками, окаймленными гребенчатым кварцем; в) решетчатый кварц, замещающий кальцит в красно-фиолетовой кремнистой основной массе; г) образец эпитермального кварца, состоящего из белого гребенчатого кварца с вторичным минералом Си; д) микрофотография, показывающая пластинчатые текстуры замещения карбоната в эпитермальной кварцевой жиле (кросс-поляризованный свет); е) микрофотография, показывающая рост коллоформного кварца. Ранний кварц с последовательной полосчатостью и окаймленный гребенчатым кварцем пересечен и замещен более поздними наростами с преобладанием кварца. Обе стадии роста кварца пересекают мелкозернистую матрицу кварца, полевого шпата и мусковита (мю) (плоскополяризованный свет); г) микрофотография гребенчатого кварца (qtz), заполняющего полость в основной массе из кварц-полевого шпата (qtz-fsp) (плоскополяризованный свет) и; з) микрофотография брекчированной эпитермальной кварцевой жилы с обильными обломками флюорита (flr) и угловатого полевого шпата (fsp) в богатой кварцем матрице (плоскополяризованный свет).

Характеристики жил представлены на рисунке 9.

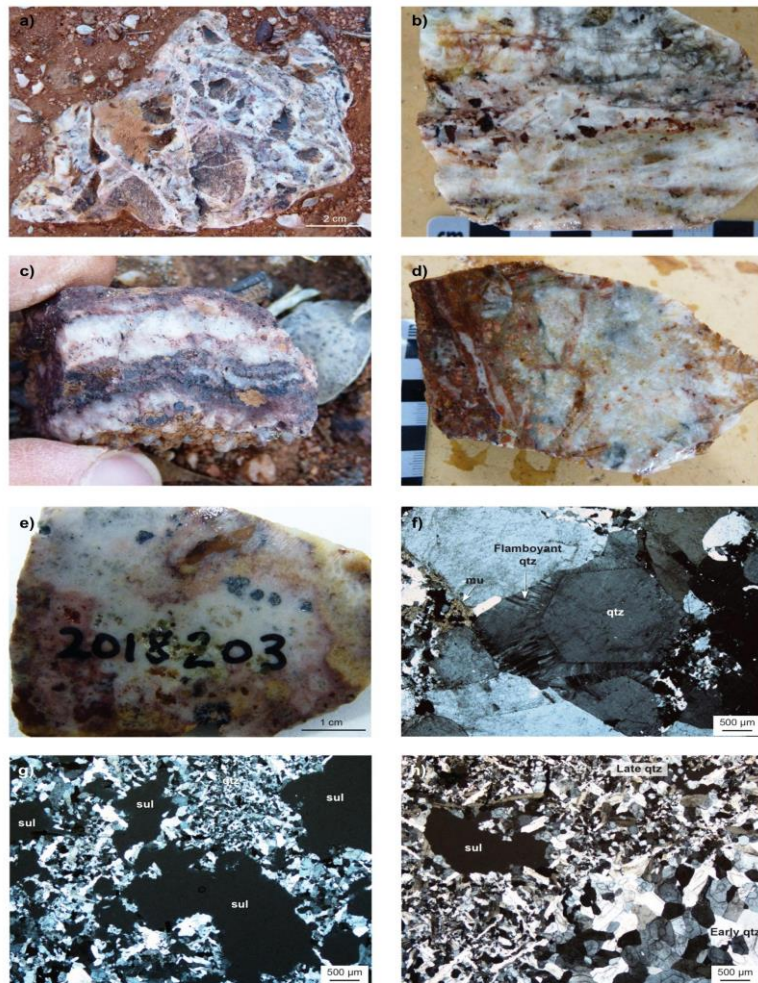


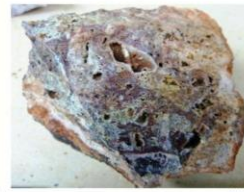
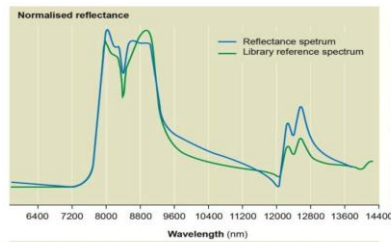
Рис. 9. Образцы и микрофотографии кварцевых жил в районе озера Жиль: а) гребенчатая кварцевая оторочка угловатых обломков горных пород; б) грань из полосчатого жильного кварца; в) полосчатость в кварцевой жилке, аналогичной коллоформному кварцу; г) грань полосчатого кварца и халцедона в кварцевой жилке; д) сахароидная кварцевая жила с видимыми сульфидами (пирит, халькопирит, галенит и сфалерит) и вторичными минералами меди; е) микрофотография текстуры кварца в основной массе кварца и мусковита (мю) (кросс-поляризованный свет); ж) микрофотография сульфидов в кварцевой матрице (кросс-поляризованный свет); и) микрофотография, показывающая зональный кварц с сульфидами (кросс-поляризованный свет).

Результаты *спектрального анализа* отобранных образцов методом Hylogger™3-3 представлены в таблице 3 и на рисунке 10.

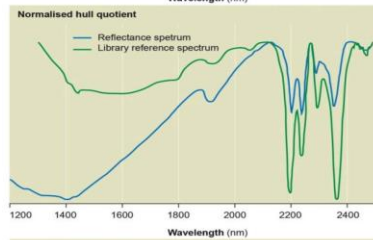
Таблица 3. Минералогия, определенная по спектрам HyLogger™ VSWIR и TIR.

R_NUMBER	LITHOLOGY	VSWIR	TIR
2017724	granite breccia	hematite, kaolinite-PX, kaolinite-WX, muscovite	quartz, albite, kaolinite, illite
2017746	granite breccia	hematite, kaolinite-PX, muscovite	quartz, microcline, orthoclase, kaolinite, illite, biotite?
2017751	granite breccia	goethite (weathered), hematite (cut), muscovite	quartz, microcline, albite, orthoclase, pyrophyllite
1963579	hydrothermal breccia	goethite, chlorite	quartz, biotite, illite, albite, montmorillonite, goethite, muscovite, hematite
2017727	hydrothermal breccia	goethite, phengite, diaspore?	quartz, albite, montmorillonite, microcline, biotite, diaspore?
2017728	hydrothermal breccia	kaolinite-WX, phengite, tourmaline (Fe), tourmaline	quartz, kaolinite, muscovite, montmorillonite, chlorite?, biotite, hornblende?, talc?
2017745	epithermal quartz vein breccia	Hematite (fresh surface), kaolinite-WX, muscovite, minor kaolinite-PX	quartz, albite, kaolinite, montmorillonite, hematite
2018214	epithermal quartz vein breccia	goethite, muscovite, kaolinite-PX, phengite	quartz, microcline, orthoclase, albite, kaolinite
2018585	epithermal quartz vein breccia	goethite, hematite, kaolinite-PX, chlorite-Fe (<2%), diaspore? (<2%), talc?	quartz, kaolinite
2018201	quartz vein	goethite, kaolinite-WX, muscovite	quartz, albite, kaolinite
2018202	Fe-quartz vein	goethite, kaolinite-PX, minor (<2%) chlorite Fe, diaspore	quartz, albite, montmorillonite, kaolinite, muscovite, talc, illite, biotite
2018203	quartz vein	goethite, kaolinite-WX, minor kaolinite-PX	quartz, microcline, albite, kaolinite
2018211	quartz vein	goethite, muscovite, kaolinite-WX, PX, phengite, gypsum	albite, illite
2018212	quartz vein	goethite, kaolinite-WX, PX, muscovite, siderite	quartz, microcline (minor), albite, kaolinite, montmorillonite
2018213	quartz vein	goethite, kaolinite-WX, -PX, muscovite	quartz, albite, microcline, orthoclase, kaolinite
2018595	quartz vein	goethite, kaolinite-PX, paragonitic illite, muscovite	quartz, microcline, orthoclase, kaolinite
2018605	quartz vein	goethite, kaolinite-WX, -PX, muscovite	quartz, microcline, albite, orthoclase, kaolinite
2018608	quartz vein	goethite, hematite, kaolinite-WX, phengite, muscovite, paragonitic illite	quartz, albite, hematite
2018611	quartz vein	goethite, kaolinite-WX, -PX, muscovite, siderite	quartz, albite

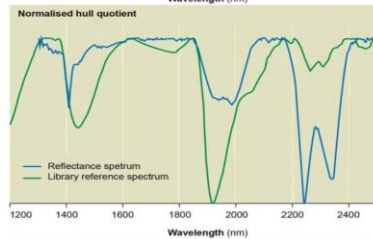
a) quartz



b) tourmaline



c) chlorite



d) kaolinite

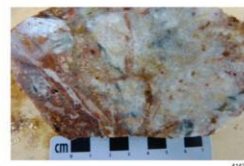
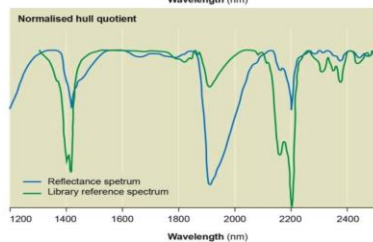


Рис. 10. Спектральные характеристики образцов: слева - спектральные отклики (синяя линия - спектры образца, черная - спектры из библиотеки минералов, справа - изображения образцов.

13 образцов были исследованы с использованием сканирующей электронной микроскопии (SEM) (табл. 4). Наблюдаемые минералы проиллюстрированы на рисунках 11–15.

Таблица 4. Образцы, исследованные с помощью сканирующего электронного микроскопа.

R number	Lithology	Sample type
2017724	Granite breccia	Polished thin section block and fragment
2017746	Granite breccia	Fragment
2017727	Hydrothermal breccia	Fragment
2017728	Hydrothermal breccia	Polished thin section block
2017745	Epithermal quartz vein breccia	Fragment
2018214A	Epithermal quartz vein breccia	Polished thin section
2018214B	Epithermal quartz vein breccia	Polished thin section block and fragment
2018201A	Quartz vein	Polished thin section block and fragment
2018201B	Quartz vein	Polished thin section block
2018203	Quartz vein	Polished thin section block and fragment
2018211	Quartz vein	Polished thin section block and fragment
2018213	Quartz vein	Polished thin section block
2018202	Fe-quartz vein	Polished thin section block

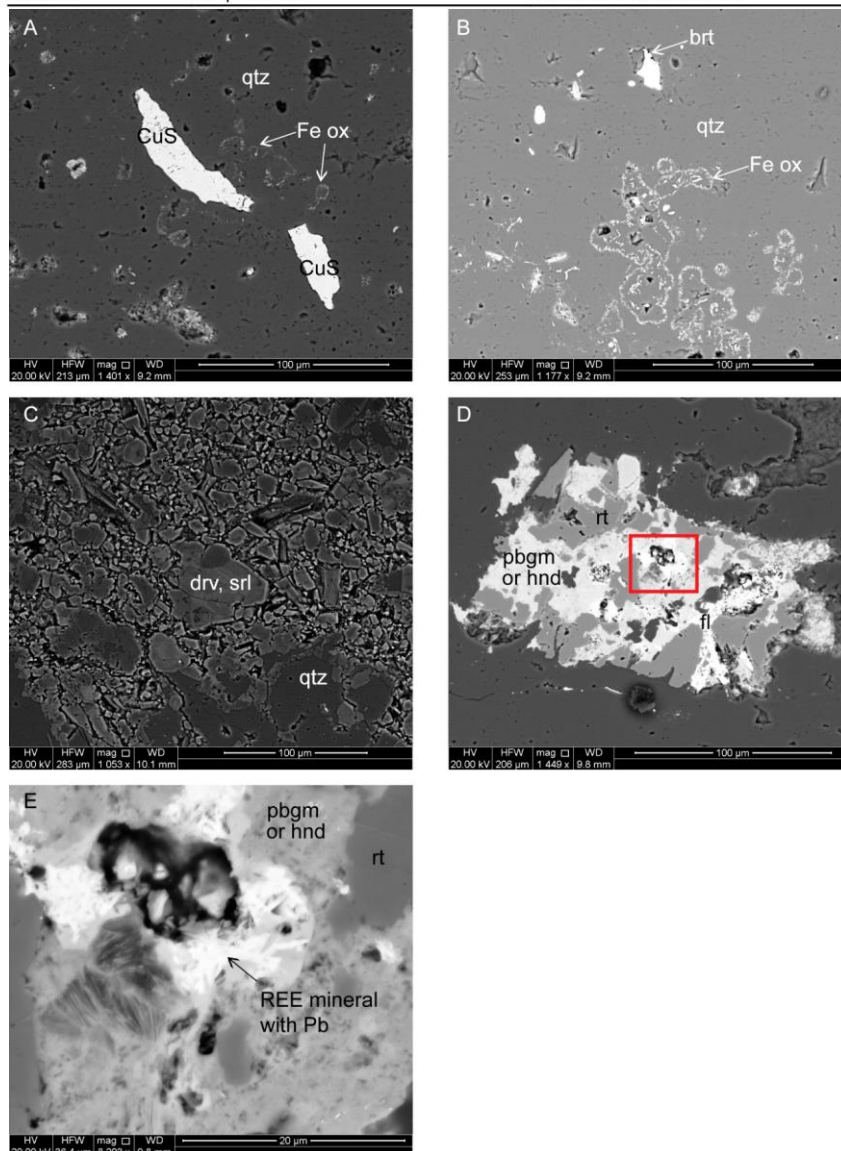


Рис. 11. Сканирующие электронные изображения брекчий. а) сульфид меди (CuS) в кварцевой (qtz) матрице с оксидом железа (Fe ox); б) включения барита (brt) в кварцевой (qtz) матрице с оксидом железа; в) кварц (qtz) и турмалин, дравит или шерл (srl); г) фосфат AlPb, плюмбогуммит (pbgm) или хинсдалит (hd) с незначительным флюоритом (fl), срощившимся с рутилом (rt) в кварце (qtz); д) вставка из (г) минерала РЗЭ с Pb в рутиле (rt) и фосфате AlPb, плюмбогуммите (pbgm) или хинсдалите (hd)

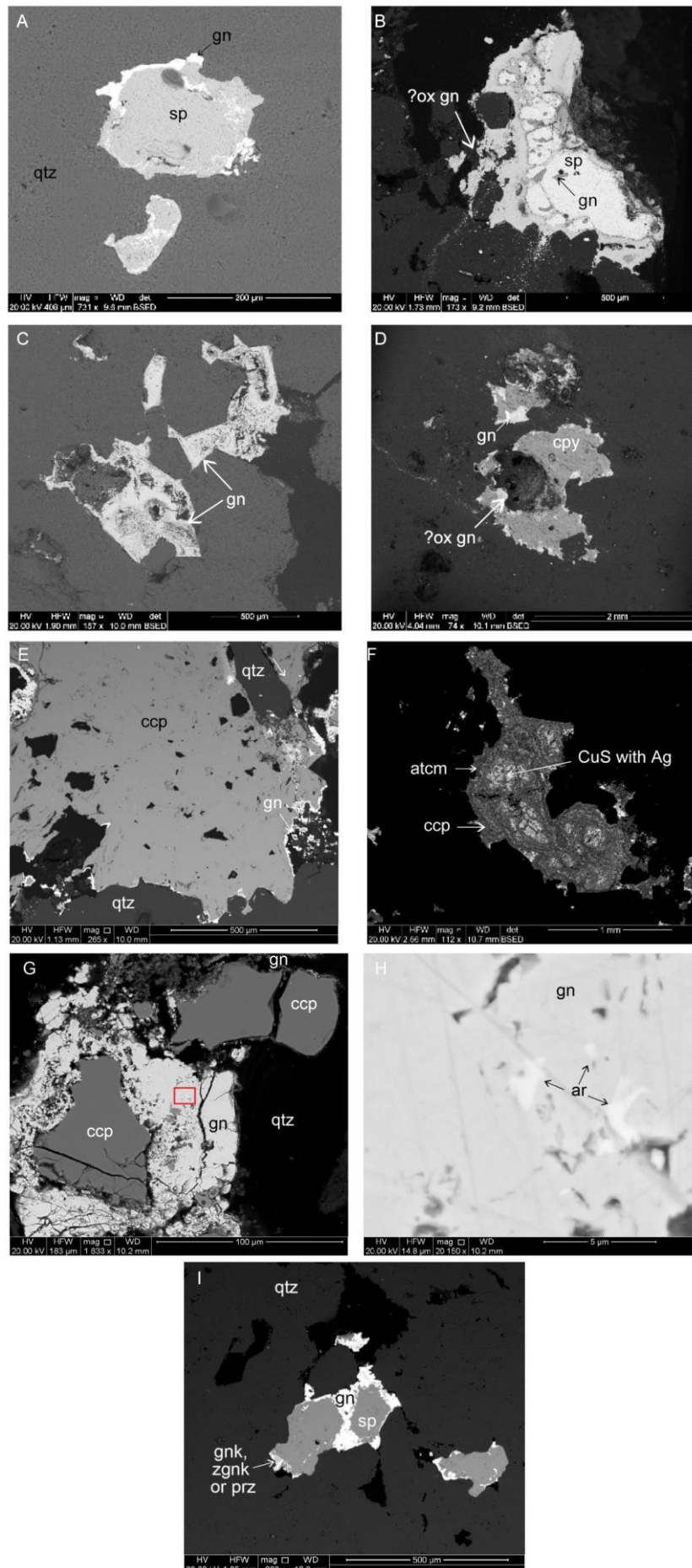


Рис. 12. Изображения сульфидов в кварце: а) сфалерит (sp) с оторочкой из галенита (gn); б) остаточные зерна сфалерита в галените, окруженные окисленным галенитом (gn); в) заполнение галенитом (gn); г) галенит и

халькопирит (ср), ассоциированные с окисленным галенитом; д) халькопирит (ср) в кварце (qtz) с оторочкой галенита (gn) и включениями галенита; е) сульфид меди, содержащий серебром (CuS с Ag) в ядре атакамита (atcm) и халькопирита (ср); ж) халькопирит (ср) и галенит (gn) с включениями мышьяка (ярко-белый) в галените; з) включения мышьяка (ар) (ярко-белые) в галените (gn); и) сфалерит (зр), окаймленный галенитом (gn) с включением Cd, гринокит (gnk), гринокит цинка (zgnk)

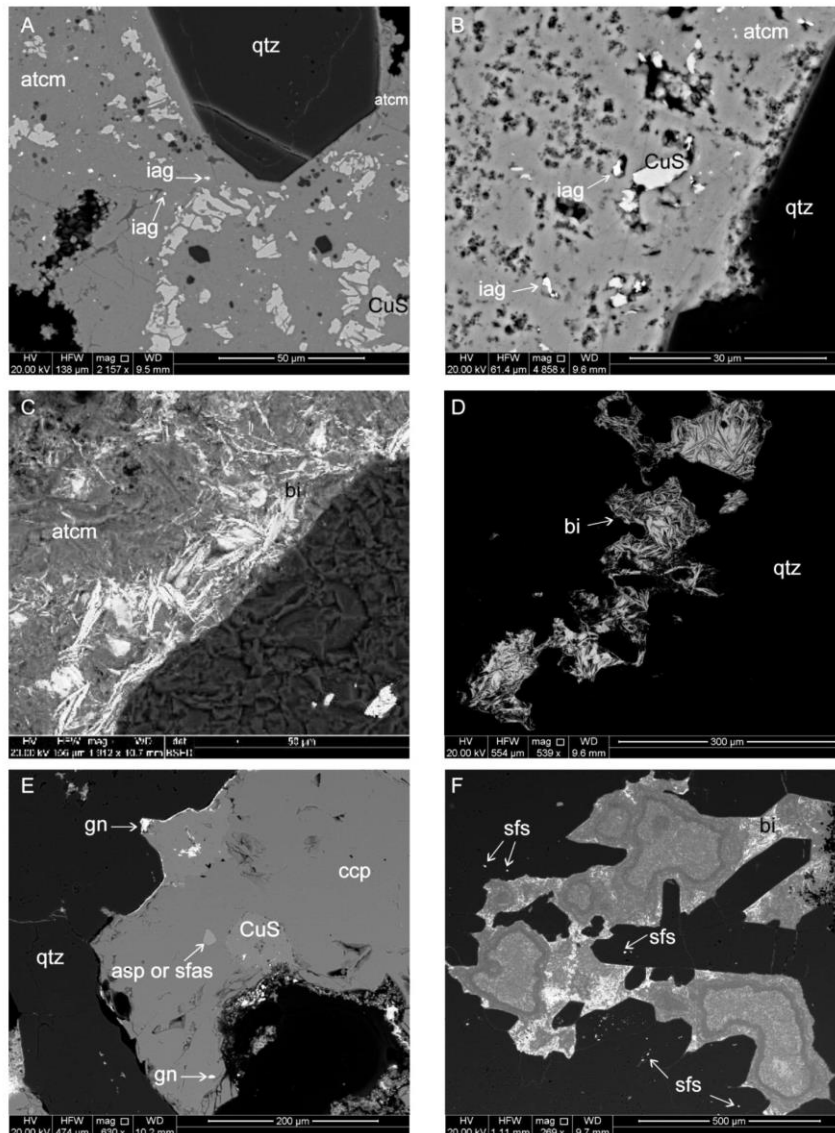


Рис. 13. Изображения иодидов, сульфоселей, арсенипиритов и сульфоарсенидов в кварце. а) включения иодаргирита (iag) (ярко-белые) в атакамите (atcm) с включениями сульфида меди (CuS); б) включения иодаргирита (iag) (ярко-белые) в атакамите (atcm) и сульфиде меди (CuS); в) висмут самородный (би) в атакамите (атм); г) висмут самородный (би); д) халькопирит (ср), окаймленный галенитом (gn), с включениями сульфида меди (CuS), галенита (gn) и кобальт-арсенипирита (асп, данаит) или других кобальт-содержащих сульфоарсенидов (sfas, аллоклазит, глауколот или кобальтит); е) самородный висмут (би) в кварце (qtz). Ярко-белые включения - это сульфосоли (sfs) эмплектита, виттиченита, матилдита или купробисмутита.

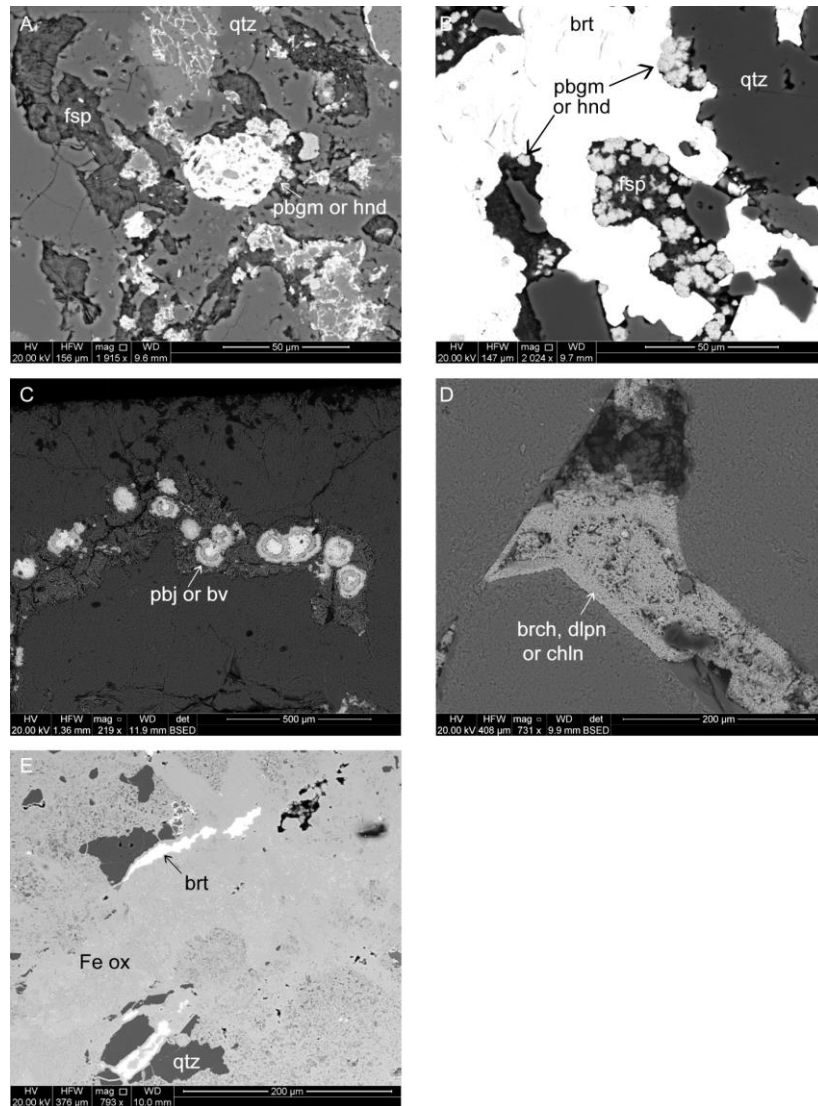


Рис. 14. Вторичные минералы свинца и меди в кварце. а) фосфат AlPb , плюмбогуммит (pbgm) или хинсдалит (hnd) с кварцем (qtz) и полевым шпатом (fsp); б) фосфат AlPb , плюмбогуммит (pbgm) или хинсдалит (hnd) с баритом (brt), кварцем (qtz) и полевым шпатом (fsp); в) плюмбопирозит (pbj) или биверит- (Cu) (bv) в ферических полостях в кварце и силикатных минералах железа; г) вуг, заполненный вторичным минералом сульфата меди, брошантитом (brch), долерофанитом (dlpn) или халькантитом (chln) и е) матрица оксида железа (Fe ox) с кварцем (qtz) и баритом (brt).

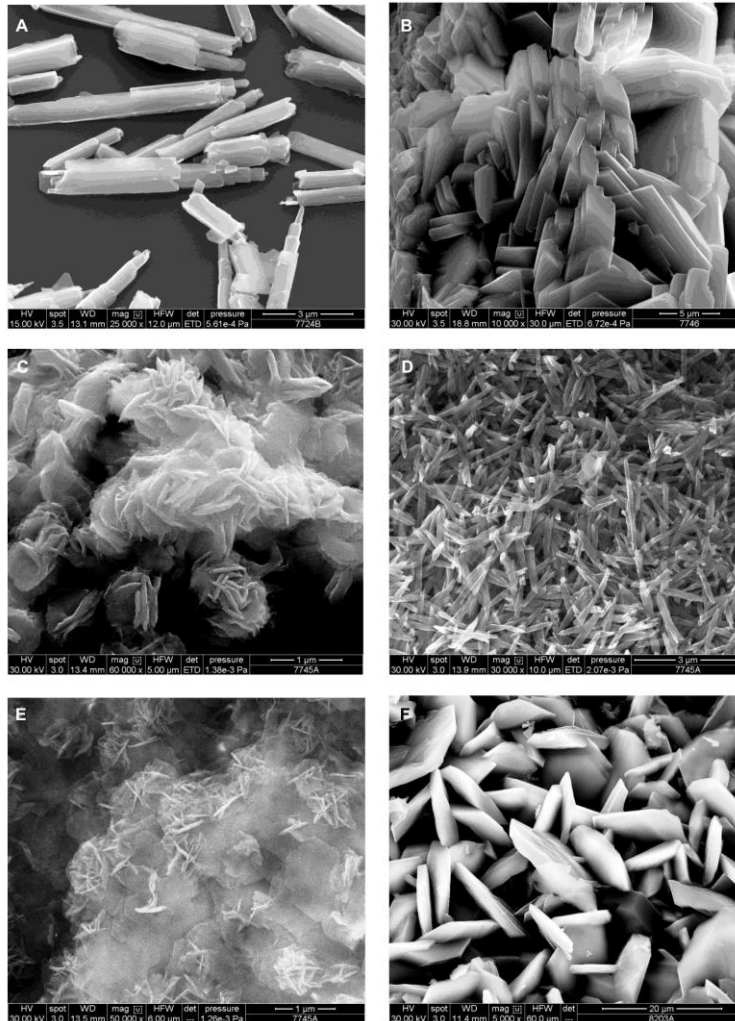


Рис. 15. Электронные микрофотографии: а) трубчатый галлуазит на поверхности кристалла кварца, выстилающего кварцевый столб, свидетельство перекристаллизации слоев галлуазита в пластинки каолинита; б) кристаллы горсеиксита ($\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$), покрывающие калиевый полевой шпат; в) розетки гематитового покрытия на кварце образца; г) волокнистый гетит в виде ярко-желтых пятен, выстилающих эпитермальную кварц; д) начальный рост леписфер кремнезема на поверхности кристаллического каолинита; е) кристаллы чередования плюмбоярозита ($(\text{KNaPb})(\text{Fe}_3 + \text{AlCu})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) в кварце.

Геохимия микроэлементов образцов брекчий и жил, связанных с эпитермальными системами, представлены в таблице 5.

Таблица 5. Геохимический анализ образцов.

R number		2017746	2018581	2018216	2018217	2017724	2017751	1963579	2017727	2017728	2018202
Lithology		granite breccia	granite breccia	granite breccia	granite breccia	granite breccia	granite breccia	hydrothermal breccia	hydrothermal breccia	hydrothermal breccia	Fe-quartz vein
Ba	ppm	6470	1330	>10000	6440	1770	6500	1410	500	300	950
Ag	ppm	0.27	1.05	<0.5	<0.5	2.14	0.75	0.05	0.04	0.08	1.13
Au	ppm	0.001	0.001			0.006	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001
Hg	ppm	<0.005	<0.005	0.015	0.007	0.008	0.015	0.029	0.101	0.045	0.125
B	ppm	10	<10			10	10	10	20	150	30
P	ppm	2150	130			70	430	1850	1320	190	6630
As	ppm	9.7	22.7	5.7	5.7	7.4	9.3	14.5	20.8	4.7	48.7
Sb	ppm	4.68	7.83	2.84	0.53	34.9	3.35	2.11	1.02	1.98	3.49
Bi	ppm	0.43	0.46	0.33	0.14	0.59	2.13	0.1	0.05	0.63	0.63
S	%	0.02	0.1	0.23	0.05	0.13	0.14	0.05	0.03	0.02	0.05
Se	ppm	3	<1	0.7	1.3	<1	1	2	2	2	8
Te	ppm	<0.05	<0.05	<0.01	<0.01	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
K	%	4.92	0.13			0.21	4.44	1.08	1.43	0.13	1.1
V	ppm	124	18	197	184	16	36	58	74	48	104
Cr	ppm	13	14	10	10	13	11	24	25	22	480
Fe	%	5.42	1.52			2.43	1.98	37.6	43.3	2.56	41.5
Ni	ppm	2.9	1.8	2	9	2.1	2.2	10.9	14.3	21.6	74.7
Cu	ppm	8.1	6.8	14	70	1030	34.8	148	145	15.8	820
Zn	ppm	32	10	25	73	11	67	114	103	9	1170
Mo	ppm	0.35	1.71	<1	<1	0.66	0.77	1.5	1.44	0.53	3.12
W	ppm	15	6.8	17	12	6.3	8.1	13.6	5.3	31.4	1.1
Sn	ppm	3.1	0.4	4	5	1	1.8	1.9	2.2	11.5	0.6
Pb	ppm	229	765	41	91	71	546	15.4	8.7	8.4	2470
U	ppm	14.6	1.3	11.45	8.41	2.6	7.3	11.8	3.6	2.3	8

R number		2017745	2018214	2018201	2018203	2018211	2018212	2018213	2018605	2018611		
Lithology		vein breccia	vein breccia	vein quartz	vein quartz	vein quartz	vein quartz	vein quartz	vein quartz	vein quartz	Bulk crust*	Bulk crust x 10
Ba	ppm	200	3190	750	120	2290	3520	4290	950	190	456	4560
Ag	ppm	0.62	12.6	10	1.32	0.17	0.74	4.53	0.32	0.65	0.056	0.56
Au	ppm	0.005	0.002	0.021	0.011	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001	0.0013	0.013
Hg	ppm	0.007	0.011	<0.005	0.024	<0.005	0.01	0.021	0.006	<0.005	0.03	0.3
B	ppm	10	10	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10	10	100
P	ppm	30	500	120	30	20	240	200	60	90	779	7790
As	ppm	4.1	41.5	2.7	10.6	1.7	6.4	3.9	1.1	0.4	2.5	25
Sb	ppm	7.03	3.24	12.4	5.52	19.05	5.68	0.69	2.89	1.54	0.2	2
Bi	ppm	3.32	25.7	199.5	2.8	1.17	7.24	18.85	0.47	0.21	0.18	1.8
S	%	0.03	0.16	0.04	0.16	0.06	0.1	0.15	0.03	0.01	0.0404	0.404
Se	ppm	<1	1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	0.13	1.3
Te	ppm	<0.05	<0.05	0.08	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05		0
K	%	0.03	1.44	0.03	0.04	0.02	0.25	0.42	0.09	0.45	0.91	9.1
V	ppm	12	18	10	8	2	18	13	6	13	138	1380
Cr	ppm	34	28	21	37	12	27	16	13	11	135	1350
Fe	%	1.49	1.85	1.35	1.52	0.86	2.92	1.39	0.99	1.06	7.3	73
Ni	ppm	3	3.6	1.6	2.9	1.3	3.8	1.6	2.3	1.5	59	590
Cu	ppm	251	85.7	722	1030	20.9	109.5	119.5	9.1	10	27	270
Zn	ppm	208	61	99	969	27	63	27	4	18	72	720
Mo	ppm	3.29	1.81	7.39	4.76	0.53	0.82	18.05	0.26	0.37	0.8	8
W	ppm	0.8	6.9	2.6	1.5	0.3	6.7	0.8	0.8	0.3	1	10
Sn	ppm	0.4	1	3.5	0.6	0.3	0.4	0.7	0.4	0.3	1.7	17
Pb	ppm	280	5230	334	2320	59.9	136	460	58.7	120	11	110
U	ppm	1.3	5.4	0.2	0.8	0.3	3.1	2.1	0.8	0.8	1.3	13

R number		2018591	2018210	2018596	2018612	2018613	2018616	2018617	2018624	2018199	2018200	2018618
Lithology		Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite
Map Unit		GRV	Bittali Rhyolite	Bittali Rhyolite	Bittali Rhyolite	Bittali Rhyolite	Bittali Rhyolite	Bittali Rhyolite	Bittali Rhyolite	Eucarro Rhyolite	Eucarro Rhyolite	Eucarro Rhyolite
Ba	ppm	1695	1880	2680	621	1460	3440	1580	1735	1175	1205	1305
Ag	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	ppm	<0.005	<0.005	0.006	0.029	<0.005	0.007	0.006	0.005	<0.005	<0.005	<0.005
As	ppm	1.8	0.7	2.1	1.1	0.4	0.3	0.6	0.4	2.7	0.9	0.6
Sb	ppm	0.14	0.14	0.1	1.01	0.44	0.1	0.42	0.06	0.16	0.11	0.12
Bi	ppm	0.13	0.08	0.07	0.07	0.6	0.1	0.18	0.01	0.14	0.14	0.18
S	%	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.06	0.03	0.05	0.01	0.02	<0.01
Se	ppm	1.1	1.4	0.9	0.4	0.3	0.7	0.4	1.5	1.8	0.9	1.1
Te	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01
V	ppm	45	<5	11	9	<5	6	9	<5	<5	<5	<5
Cr	ppm	<10	30	<10	<10	10	10	<10	10	10	<10	10
Ni	ppm	8	2	2	1	1	4	2	2	1	2	1
Cu	ppm	6	11	3	13	7	3	11	5	5	4	4
Zn	ppm	50	74	118	195	24	57	36	32	109	70	179
Mo	ppm	<1	1	<1	<1	<1	1	<1	<1	2	1	1
W	ppm	1	1	1	3	<1	5	7	4	1	2	5
Sn	ppm	3	5	4	5	2	5	1	4	4	5	5
Pb	ppm	9	29	70	14	20	18	6	11	44	14	37
U	ppm	8.07	7.16	6.74	7.59	3.65	6.86	3.93	6.62	6.78	6.67	7.07

* Bulk crust values are from Rudnick and Gao (2003)

В целом системы лоу сульфидейшн показывают аномально высокие содержания Au, Ag, As, Sb, Hg, Zn, Pb, Se, K и Ag/Au; и аномально низкое содержание Cu, Te/Se. Напротив, системы хай сульфидейшн обычно показывают аномально высокое содержание Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo и Te/Se и аномально низкое содержание K, Zn и Ag/Au

Текстуры мозаичного кварца характеризуются агрегатами от микрокристаллических до кристаллических с взаимопроникающими границами зерен. Эти текстуры образованы перекристаллизацией массивного халцедона или аморфного кремнезема с интерпретируемой температурой перекристаллизации $>180^{\circ}\text{C}$. Мозаичные текстуры обычно ассоциируются с рудными минералами в эпитермальных месторождениях, например мексиканские эпитермальные месторождения.

Колломорфные текстуры кварца обычно состоят из последовательных, узких и субпараллельных полос, которые различаются по пропорциям минералов и/или цвету. Полосы обычно симметричны, образуются на обеих стенках трещин или жил в результате быстрых, эпизодических колебаний температуры, давления или условий кипения, создавая последовательное кольцевание. Текстуры коллоформного кварца наблюдаются в образце эпитермальной кварцевой жильной брекчии из района озера Жиль (рис. 8e). Полосчатые жилы типичны для систем лоу сульфидейшн, которые образуются в результате многократного вскрытия жильно-вмещающей структуры, притока рудных флюидов и повторного отложения минералов. Процесс может включать несколько источников флюидов и часто смешение магматических флюидов с метеорными флюидами. Коллоформный кварц обычно состоит из халцедона и микрокристаллического кварца. Крестовидные полосы образуются как часто чередующиеся полосы минералов, таких как кварц и адуляр, отложенных в виде корок на стенках вмещающей жилы структуры. Это отражает изменения химического состава и температуры гидротермального флюида, вызванные быстрыми колебаниями давления. Эти условия могут привести к осаждению и концентрации рудных компонентов, в зависимости от химического состава флюидов и содержания металлов.

Текстуры перьевидного кварца обычно хорошо выражена на краях кристаллов с четким идиоморфным ядром. Перьевидный кварц представляет собой структуру перекристаллизации, которая, как считается, образуется из агрегатов волокнистого халцедона с закругленными внешними поверхностями и возникла как силикагель (рис. 9f).

Текстуры замещения карбоната кварцем могут образовываться, когда кварц заменяет барит, цеолиты или ломонтит. В геотермальных системах существует тесная ассоциация решетчатых структур, что объясняется быстрым ростом кристаллов, поскольку углекислый газ теряется в паровую фазу во время кипения. В некоторых случаях текстуры решетчатых

лопастей связаны с оруденением лоу сульфидейшн, например. Мексиканские месторождения. Образцы с решетчатым пластинчатым кварцем включают эпитегрмальные кварцевые жильные брекчии (рис. 8в) и (рис. 8д). В обоих случаях кварц полностью заменил исходный минерал, скорее всего, кальцит.

Гребенчатый кварц - это первичная текстура, которая описывает параллельные или субпараллельные кристаллы кварца, которые вырастают в открытом пространстве, перпендикулярно стенкам жил. Эти кристаллы обычно имеют однородный размер зерна и идиоморфные окончания.

Boiling (кипение) и глубина считается важным процессом формирования минерализации в эпитегрмальных системах и поэтому могут использоваться в качестве поискового индикатора оруденения. Необходимы благоприятные гидрологические условия, резкие градиенты температуры-давления и свободный путь флюидов к поверхности. Комбинация сфокусированного потока флюидов, кипения и перемешивания сильно влияет на осаждение металлов в эпитегрмальных условиях. Кипение в эпитегрмальных и геотермальных средах вызывает разделение фаз, снижает растворимость металлов из-за резкой потери H_2 , H_2S и CO_2 и, в свою очередь, увеличивает рН и степень окисления флюида. Сульфидные комплексы переносят золото и серебро в гидротермальных растворах, в то время как неблагородные металлы часто переносятся в виде хлоридных комплексов. В гидротермальных системах неблагородные металлы и сульфиды меди обычно осаждаются на глубине ниже зоны кипения, а самые высокие содержания драгоценных металлов обычно встречаются у основания зоны кипения или выше. Глубина зоны кипения может смещаться вверх или вниз по мере развития эпитегрмальной системы, создавая наложенные текстуры минералов.

Текстуры кварца, которые указывают на кипение во время отложения кремнезема, включают перистую, колломорфную, корковидную и др. формы. Текстуры, более типичные для некипящих, включают ромбическую, массивную, кокардную и гребенчатую. Появление адуляра является минералогическим индикатором начала кипения, так как при кипении рН падает, и адуляр выпадает в осадок, образуя кварцево-адулярные жилы с коллоформно-корковидными полосами.

Минерализация в образцах брекчий и кварцевых жил представлена сульфидами, йодидами, сульфосолями, арсенопиритом и сульфоарсенидами, фосфатами, сульфатами и гидроксидами, содержащими Cu, Pb, Zn, Ag, Cd и Bi.

Сульфиды цветных металлов в образцах эпитегрмальных жил, в частности халькопирит, сфалерит и галенит, обычно наблюдаются в системах лоу сульфидейшн района озера Жиль, где пересекались широкие зоны повышенного содержания Pb и Zn (96 м при 0,2%

Pb и 27 м. при 0,4% Zn, наряду с узкими интервалами с более высоким содержанием, такими как 7,6% Pb, 10,5% Zn и 0,4% Cu.

В эпитермальных жилах наблюдались различные минералы вторичных цветных металлов, включая сульфаты и хлорид меди (атакамит), а также минералы оксида и сульфата свинца, что свидетельствует о частичном окислении минерализованной зоны. Эти вторичные минералы в основном заполняют пустоты в сульфидах меди. Пламбаюрцит указывает на кислые условия, а образование атакамита требует сильного испарения и наличия засоленных грунтовых вод в засушливых районах.

Минералогия гидротермальных изменений, связанная с брекчиями, определенная на основе спектров NyLogger и SEM, включает турмалин, гетит, мусковит, смектит и кальцит или сидерит.

Минералогия гидротермальных изменений кварцевых и Fe-кварцевых жил включает кварц, гематит, каолинит, галлуазит, смектит, серицит и хлорит. Эта минералогия предполагает, что система расположена в пределах зоны аргиллитовых изменений, связанной с эпитермальными системами.

Месторождения лоу-сульфидейшн демонстрируют широкий спектр стилей жил и брекчий. Пластинчатый кальцит с решетчатой текстурой обычно образуется в результате кипения, и часто заменяется кварцем по мере охлаждения системы. Напротив, *месторождения хай-сульфидейшн* характеризуются преимущественно агрессивными текстурами кварца. Химические ассоциации систем хай и лоу сульфидейшн представлены в таблице 6.

Табл. 6. Элементы эпитермальных месторождений хай и лоу сульфидейшн,

	High sulfidation	Low sulfidation			
Anomalously high	Au, Ag, As, Sb, Hg, Zn, Pb, Se, K, Ag/Au	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo, Te/Se			
Anomalously low	Cu, Te/Se	K, Zn, Ag/Au			
	Granite breccia	Hydrothermal breccia	Vein breccia	Fe-qtz vein	Vein quartz
Anomalously high	Ag, Ba, Sb, Bi, Se, Cu, W, Pb, U,	Se, W, Sb, B	Ag, Sb, Bi, Pb, Ag/Au	Ag, As, Sb, Se, Cu, Zn, Pb, Ag/Au	Ag, Sb, Bi, Te, Cu, Zn, Mo, Pb, Ag/Au
Elevated	P, As, S, K	Ba, Hg, P, As, Fe, Cu, Zn, U	Zn, Mo, W	Hg, P, V, Cr, Fe, Ni, Mo	Ba, Sn
Associated system	High or low sulfidation	Mesothermal	Low sulfidation	Low sulfidation	Low sulfidation

Элементы, которые отличают месторождения лоу-сульфидейшн от хай-сульфидейшн, включают Cu, Bi, Te, Sn и Mo; и Zn, Se, K и Cu.

Таким образом, волюция эпитеpмальных систем *связана с* химическим составом гидротермальных растворов, поднимающихся в эпитеpмальную среду, на который влияют пропорции глубинных магматических и циркулирующих метеорных вод, а также степень взаимодействия с вмещающими породами. В дополнение к контролю pH флюида, эти факторы также контролируют состояние окисления и сульфидирования гидротермального раствора. Резкие физические и химические градиенты, способствующие осаждению рудных металлов, создаваемые условиями кипения и/или перемешивания, особенно на эпитеpмальных глубинах, также являются критическими генетическими факторами в формировании эпитеpмального оруденения. Исследования в районах озера Жиль и Рупена выявили жилы и брекчии, с эпитеpмальной минерализацией, возникшей в результате интрузивных гидротермальных флюидов. Геохимия микроэлементов брекчий и кварцевых жил более типична для эпитеpмальных систем лоу сульфидейшн (Ag, As, Sb, Bi и Pb). Минералогия гидротермальных изменений согласуется с системами эпитеpмальных жил лоу-сульфидейшн, формирующимися в зоне аргиллитовых изменений гидротермальной системы, вызванной интрузиями. Текстуры кварца и химический состав микроэлементов брекчий и кварцевых жил также соответствуют образованию в эпитеpмальной системе лоу сульфидейшн. Есть основания полагать, что брекчии и жилы являются индикаторами крупных субэпитеpмальных рудных месторождений Zn-Cu-Pb-Ag-Au.

5. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ W-Sn МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАКАТОРИ (Япония) [5].

Япония разделена на две металлогенические провинции: молибденовую и олово-вольфрамовую. Гранитоиды в олово-вольфрамовой провинции представляют собой безмагнетитовые гранитные породы ильменитовой серии (похожие на S, а не на I-тип), тогда как в пределах молибденовой провинции они представляют собой магнетитовые серии (похожие на I-тип), исходя из их химического и минералогического состава. Месторождение Такатори расположено примерно в 100 км к северу от Токио, в олово-вольфрамовой провинции (рис. 1).

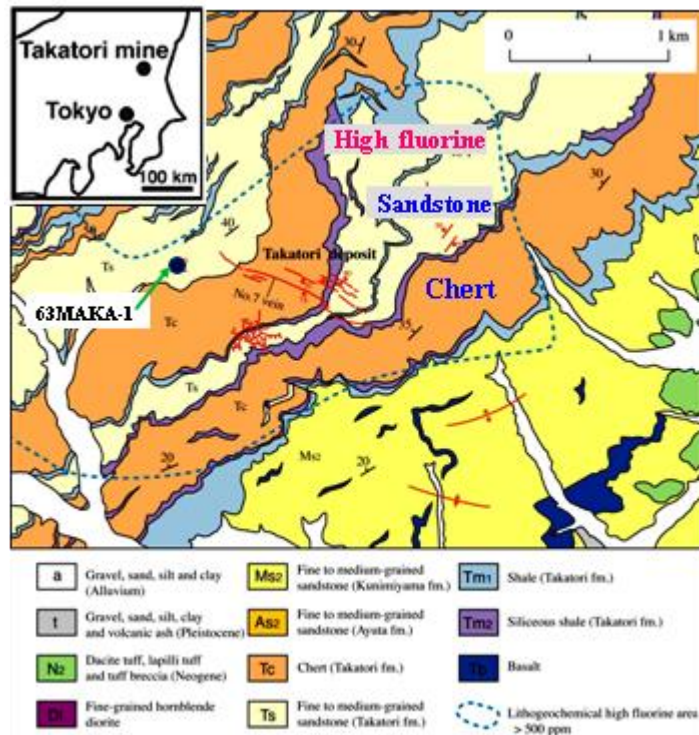


Рис. 1. Геологическая карта района Такатори, покрытого юрскими аккреционными осадочными породами

Осадочные породы в районе Такатори частично метаморфизованы до фации роговиков. Степень графитизации углеродистых соединений в породах увеличивается с глубиной, поэтому предполагается, что под месторождением залегает гранитный шток, что также подтверждается грави-аномалией Буге в 2 км к ЮЗ от месторождения.

Месторождение Такатори состоит из нескольких жил на площади 900x500 м. Основные жилы месторождения состоят из кварца и вольфрамита с небольшими количествами касситерита, халькопирита, пирита и двух видов калиевой слюды (один представляет собой крупнозернистый мусковит с высоким содержанием лития, сосуществующий с вольфрамитом, а другой - мелкозернистый серицит с низким содержанием лития (рис. 2). К – Ar возраст 68,7–2,1 млн лет [11] получен для крупнозернистого литийсодержащего мусковита.

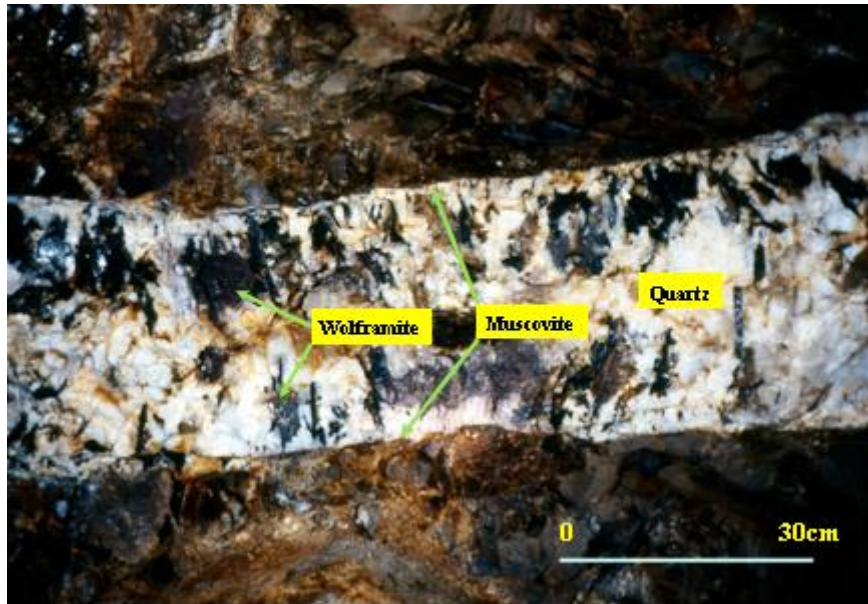


Рис. 2. Вольфрамитовая кварцевая жила м-ния Такатори.

На рисунке 3 показана последовательность минерального парагенезиса, Среднее содержание WO_3 составляет 0,5–3%.

Minerals	Stage 1	Stage 2	Stage 3
Quartz	██████████	██████████	██████████
Muscovite	██████████	•	
Wolframite	██████████		
Cassiterite		•	
Fluorite	██████████		
Pyrite		██████████	
Sericite			██████████

Рис. 3. Последовательность минерального парагенезиса месторождения Такатори.

1. Состав и методы исследований.

В таблице 1 дано описание минерального парагенезиса образцов (рис. 4), использованных в исследовании.

Табл. 1. Образцы жил Такатори, использованные в исследовании.

Sample No.	Vein No.	Locality	Level	Altitude (m)	Mineral Paragenesis
82032403	7	W17	-2	117	Qz, Ms, Wolf, Fl, Ser
TK82071305	5	W17	-3	87	Qz, Ms, Wolf
TK82031705	9	W22	-4	57	Qz, Ms, Wolf
82032407	8	W21	-4	57	Qz, Ms, Wolf, Ser
82032406	7	W23	-4	57	Qz, Cassi
82032404	7	W20	-4	57	Qz, Wolf, Fl, Py
82032411	7	W26	-7	-33	Qz, Ms, Wolf, Py

Qz: quartz, Ms: muscovite, Wolf: wolframite, Fl: fluorite, Ser: sericite, Cassi: cassiterite, Py: pyrite.

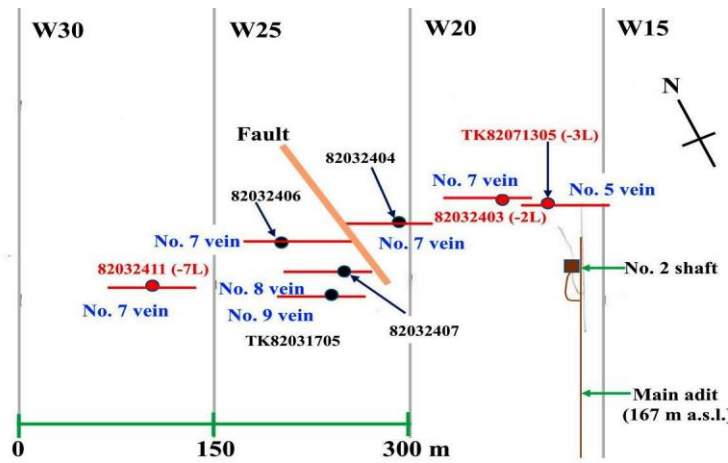


Рис. 4. Схематический план жил и места отбора образцов.

Химический анализ текстур образцов был проведен с помощью сканирующего электронного микроскопа (SEM) с использованием Hitachi S-3400N с энергодисперсионной рентгеновской спектроскопией (EDS) для качественного картирования элементов Mn и Fe. Анализы Mn и Fe вольфрамитов выполняли с использованием электронно-зондового микроанализатора (EPMA) JEOL JXA-8900R. Рабочими условиями были ускоряющее напряжение 20 кВ и сила тока 12 нА при диаметре зонда 5 мкм.

Анализ изотопов лития проводился на основе химического состава мусковита (табл. 2). Li экстрагировали из трех Li-содержащих мусковитов и двух образцов серицита, а изотопные отношения Li ($^7\text{Li}/^6\text{Li}$) измеряли с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с несколькими коллекторами (Neptune). Измеренные отношения $^7\text{Li}/^6\text{Li}$ выражены в миллиардных отклонениях ($\delta^7\text{Li}$) от стандарта NIST L-SVEC. Аналитическая погрешность $\delta^7\text{Li}$ составила $\pm 0,3\text{‰}$ (2σ).

Табл. 2. Химический состав мусковита из жил Такатори.

	TK71305 No.5V, -3L Muscovite	TK31705 No.9V, -4L Muscovite	TK71310 No.8V, -5L Muscovite
SiO ₂ *1	44.80	48.65	50.02
TiO ₂	0.19	0.31	0.32
Al ₂ O ₃	24.90	25.32	26.40
Fe ₂ O ₃	4.79	5.43	4.52
FeS ₂ *2	8.64	0.88	0.19
MnO	0.49	0.86	0.47
MgO	1.61	2.36	2.34
CaO	0.06	0.07	0.02
Na ₂ O	0.13	0.13	0.15
K ₂ O	9.15	10.04	10.18
Li ₂ O	0.29	0.39	0.36
F	2.71	2.82	2.80
H ₂ O	2.10	2.65	2.15
Total (wt.%)	99.86	99.91	99.92
Numbers of ions on the basis of 24 (O, OH, F)			
Si	6.65	6.65	6.65
Al	1.35	1.35	1.35
Al	3.11	2.84	3.08
Ti	0.02	0.03	0.03
Fe *2	0.55	0.57	0.48
Mn	0.06	0.10	0.06
Mg	0.36	0.49	0.50
Li	0.18	0.22	0.21
Ca	0.01	0.01	0.00
Na	0.04	0.04	0.04
K	1.77	1.80	1.85
F	1.30	1.25	1.26
OH	2.13	2.48	2.04
	8.00	8.00	8.00
	4.28	4.25	4.36
	1.82	1.85	1.89
	3.43	3.73	3.30

Анализ изотопов кислорода был выполнен на масс-спектрометре Finnigan MAT 251. Отношения изотопов кислорода представлены в стандартных обозначениях δ в промилле (‰) по отношению к стандартному среднему значению (V-SMOW). Суммарная аналитическая погрешность измерений составляет 0,1 ‰ (2σ) для значений $\delta^{18}\text{O}$.

На рисунке 5 - микрофотография кварцевой жилы, содержащей вольфрамит с пиритом и флюоритом. Края вольфрамитов показывают обогащение Mn и обеднение Fe.

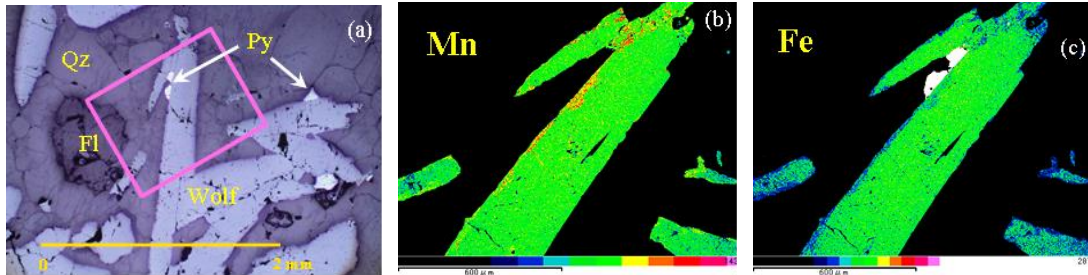


Рис. 5. Микрофотография кварцевой жилы (82032404).

Mn и Fe с помощью EPMA показаны в таблице 3 и рисунке 6. $\text{MnO}/(\text{MnO}+\text{FeO})$ составляет от 42 до 65 мол.%. Соотношение в центре зерна вольфрамитов составляет около 43 мол.%, а на краях оно увеличивается до 65 мол.%. (Рис. 6).

Табл. 3. Количественный анализ EPMA зерна вольфрамитов для FeO и MnO.

Analysis No.	FeO (wt.%)	MnO (wt.%)	MnO/(FeO + MnO) (mol%)
1	8.83	16.52	65.46
2	10.33	15.32	60.02
3	9.40	15.89	63.11
4	12.42	13.03	51.52
5	12.16	11.84	49.67
6	11.80	13.83	54.28
7	14.78	11.07	43.13
8	14.80	11.04	43.04
9	14.32	11.03	43.81
10	14.60	10.97	43.21
11	13.11	9.26	41.71
12	14.40	10.88	43.35
13	14.53	11.09	43.59
14	14.71	11.31	43.78
15	14.89	11.12	43.06
16	14.20	11.02	44.02
17	14.78	11.16	43.34
18	14.50	11.20	43.91
19	14.86	10.98	42.81
20	14.64	11.16	43.56
21	14.66	10.69	42.46
22	14.86	10.99	42.84
23	14.82	10.91	42.72
24	14.69	10.95	43.02
25	14.64	11.14	43.52
26	14.93	10.87	42.45
27	15.19	10.85	41.98
28	14.78	10.92	42.80
29	14.93	10.94	42.59
30	14.62	10.61	42.36
31	14.59	11.33	44.02
32	8.95	16.31	64.86
33	9.41	15.97	63.21

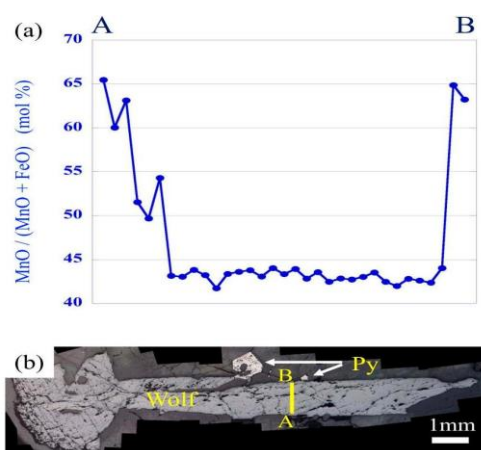


Рис. 6. (а) Количественный анализ Mn и Fe методом EPMA. Отношение Mn/Fe выражается в мол.% MnO/(MnO +FeO). (b) Аналитическая линия траверса А – В на микрофотографии.

Данные анализа изотопов лития приведены в таблице 4. Значения $\delta^7\text{Li}$ образцов литийсодержащей слюды имеют высокие концентрации и обозначены как литийсодержащий мусковит. Значения $\delta^7\text{Li}$ богатых литием мусковитов колеблются от 3,1‰ до 2,1‰, а значения $\delta^7\text{Li}$ бедных литием серицитов колеблются от 0,6‰ до + 2,1‰.

Табл. 4. Соотношение изотопов лития литийсодержащих слюд.

Sample No.	Locality	Mineral	$\delta^7\text{Li}$	Li
			(‰)	(wt.%)
82032403	No.7V, –2L	sericite	–0.6	0.045
TK82071305	No.5V, –3L	muscovite	–3.1	0.175
TK82031705	No.9V, –4L	muscovite	–2.4	0.242
82032407	No.8V, –4L	sericite	+2.1	0.020
82032411	No.7V, –7L	muscovite	–2.1	0.236

Изотопные отношения кислорода были измерены на сосуществующих минеральных парах кварц–мусковит, кварц–вольфрамит и кварц–касситерит (табл. 5). Значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца составляют около + 13 ‰, а мусковита - около + 10 ‰. Вольфрамит и касситерит имеют низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, от + 5 ‰ до + 6 ‰.

Табл. 5. Соотношения изотопов кислорода в минеральных парах месторождения Такатори.

Sample No.	Vein	Quartz	Muscovite	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰)			Equilibrium Temperature	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰)
				Sericite	Wolframite	Cassiterite		Fluid
82032403	No.7V, –2L	13.1			5.5		389 °C	8.2
TK82071305	No.5V, –3L	13.2	10.6				463 °C	9.8
TK82071305	No.5V, –3L	13.2			5.8		404 °C	8.7
TK82031705	No.9V, –4L	13.3	10.3				418 °C	9.0
TK82031705	No.9V, –4L	13.2			5.0		357 °C	7.5
82032406	No.7V, –4L	13.9				5.3	386 °C	9.0
82032411	No.7V, –7L	13.0			6.1		430 °C	9.0

Таблица 5 показывает температуру равновесия изотопа кислорода для каждой пары минералов с использованием соответствующей калибровочной кривой, исходя из использования только равновесных пар при вычислении равновесных температур. (рис. 7).

Полученные данные демонстрируют сложные сростания с кварцем. Для пары кварц – серицит рассчитана температура 140°C.

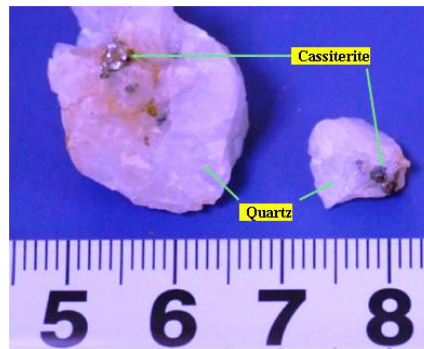


Рис. 7. Минеральные пары кварц – касситерит.

Обсуждение.

Замена текстур в вольфрамите.

Каймы зерен вольфрамитов в кварцевых жилах показывают текстуры замещения Mn и Fe (рис. 5). Mn обогащен вольфрамитовой каймой, что проявляется в химическом составе (Fe, Mn) WO₄ с сопутствующим обеднением Fe. Количественный анализ EPMA показывает текстуру химического замещения по соотношению MnO/(MnO+FeO) в вольфрамите (табл. 3, рис. 6). Отношение в центре вольфрамитов было довольно стабильным, около 43 мол.%, что считается исходным значением. На кайме вольфрамитов с сосуществующим пиритом это соотношение увеличилось до 65 мол.%. Предполагается, что эта текстура образована замещением железа марганцем после осаждения вольфрамитов.

Вольфрамит образовался на ранней стадии, тогда как пирит – позже. Температура гомогенизации флюидных включений на более позднем этапе составляет около 250°C. Изучалась стабильность минералов на диаграммах летучести кислорода – рН для системы Fe – W – O – H – S при 250°C. Между двумя областями ферберита (FeWO₄) существует область стабильности пирита при 250°C. Область устойчивости пирита исчезает выше 300°C при S=10–3 или очень мала при S=10–2. Напротив, Mn-вольфрамит (MnWO₄; хебнерит) стабилен от 250°C до 300°C. Когда вольфрамит образуется при температуре выше 300°C, пирит может не выпадать в осадок. После включения низкотемпературного флюида в гидротермальную систему пирит может стать стабильным на более поздней стадии. Постепенное обогащение флюидов частицами Fe и S при понижении температуры.

Количественный анализ содержания вольфрама с помощью рентгеновского флуоресцентного анализа с синхротронным излучением (SXRF) подтвердил, что концентрация вольфрама была наиболее высокой на самой ранней стадии. Таким образом, предполагается, что Fe в богатом железом вольфрамите, который образовался на самой ранней стадии, может быть замещен Mn, а высвободившийся Fe²⁺ связывается с пиритом (FeS₂) на более поздней стадии при более низких температурах (~ 250°C).

Сосуществование пирита с измененными каймами вольфрамит (рис. 5) обычно наблюдается и может быть доказательством реакции замещения.

Литиевые изотопы литийсодержащих слюд.

Значения $\delta^{7}\text{Li}$ кварцевых флюидных включений находились между 2,6‰ и + 7,9‰. Они разделили минерализацию на четыре стадии. Ранний вольфрамит-топаз-флюорит-мусковитовый этап - значения $\delta^{7}\text{Li}$ находились в диапазоне от 2,6‰ до +1,2‰. Эти значения согласуются с таковыми для гранитов S-типа. Значения $\delta^{7}\text{Li}$ богатого литием мусковита (стадия 1 на рис. 3) - диапазон от 3,1‰ до 2,1‰ (таблица 4). Фракционирование изотопа Li между Li-слюдой и жидкостью при 2,0 ГПа и от 300°C до 500°C $\Delta^{7}\text{Li}_{\text{mica-fluid}}$ составляет 2,00‰ при 400°C. Значение $\delta^{7}\text{Li}$ флюида Такатори составляло от 1‰ до 0‰, когда предполагалась температура жидкости около 400°C. Для серицита с относительно более высокими значениями $\delta^{7}\text{Li}$, составляющими 0,6‰ и + 2,1‰, имеют более низкие концентрации лития 0,045 и 0,020 мас.%. Серициты с более высокими значениями $\delta^{7}\text{Li}$ и более низкими концентрациями Li могли выпасть в осадок на стадии 3 (табл. 4, рис. 3).

Изотопная термометрия кислорода.

В таблице 5 и на рисунке 8 показана температура равновесия изотопов кислорода для каждой пары минералов с использованием соответствующей калибровочной кривой. Температуры равновесия изотопов кислорода для пар кварц – мусковит составляют 460 °C и 420°C, а температуры для пар кварц – вольфрамит находятся в диапазоне от 430°C до 360°C. Температура 390°C была получена для пары кварц – касситерит. Самая высокая температура 460°C может соответствовать самой ранней стадии минерализации. Минерализация руды происходила ниже 430°C (рис. 8). Осаждение касситерита произошло несколько позже, чем основное выпадение вольфрамит (рис. 3).

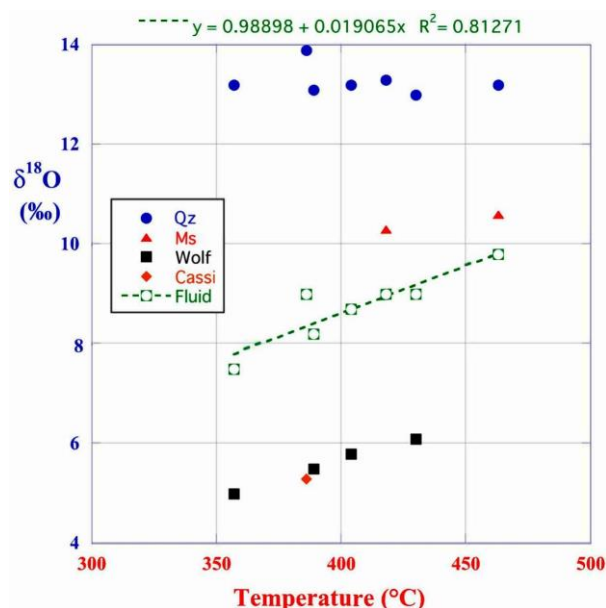


Рис. 8. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для пар минералов в зависимости от рассчитанных температур изотопного равновесия кислорода.

Изотопный состав кислорода гидротермального флюида Такатори, который находился в равновесии с соответствующей парой минералов, рассчитывается с использованием температуры изотопного равновесия, значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца и калибровочной кривой для кварца. Значения $\delta^{18}\text{O}$ жидкости колеблются от + 9,8‰ до + 7,5‰. Линия регрессии показывает грубую положительную корреляцию ($R^2 = 0,81$) между значением $\delta^{18}\text{O}$ и температурой жидкости.

Было рассчитано соотношение изотопов кислорода с использованием температуры изотопного равновесия, значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца и калибровочной кривой для кварца. Значения $\delta^{18}\text{O}$ флюидов колеблются от + 9,8 ‰ до + 7,5 (табл. 5, рис. 8). В таблице 5 показаны две температуры равновесия и два соответствующих значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида для нескольких минеральных пар. Когда два набора равновесных минеральных пар были идентифицированы, каждая пара была отдельно измерена для значений $\delta^{18}\text{O}$. Следовательно, каждая пара представляет собой равновесную температуру. Различные температуры равновесия означают, что существуют разные минеральные стадии в единственном экземпляре. Наибольшее значение $\delta^{18}\text{O}$, равное + 9,8 ‰, было рассчитано при максимальной температуре 460°C, а значения $\delta^{18}\text{O}$ жидкости уменьшались с понижением температуры. Температуры гомогенизации флюидных включений пропорциональны уравнению $\text{NaCl. мас.}\%$ жидких включений. Температуры гомогенизации флюидных включений в касситерите, топазе и родохрозите из месторождения Такатори также положительно коррелировали с уравнением $\text{NaCl. мас.}\%$ флюидных включений. Такие корреляции могут быть объяснены включением метеорной воды в гидротермальную систему, то есть уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ флюида с понижением температуры, вероятно, связано с тем, что флюид смешан с метеорной водой. Флюидная эволюция других вольфрамово-кварцевых жильных месторождений имеет схожие характеристики. Значения $\delta^{18}\text{O}$ флюидов уменьшались с понижением температуры, что было интерпретировано как результат включения метеорной воды в гидротермальную систему.

Для понимания солевых эффектов необходимо определить влияние растворенного NaCl на факторы равновесного фракционирования изотопов кислорода между минеральной и жидкой фазами. Коэффициенты фракционирования изотопов кислорода между кварцем, касситеритом или вольфрамитом и чистой водой или солевыми растворами различных типов и концентраций (до 60 мас.%) были постоянными с точностью до 0,5 ‰, что свидетельствует о незначительном влиянии солей. по фракционированию изотопов кислорода. Изотопный эффект кислорода составляет 0,2‰ / моль при 350°C с увеличением

температуры. Коэффициент фракционирования изотопов кислорода для флюида NaCl с концентрацией 9 мас.% при 460°C может быть на 0,6‰ ниже, чем у чистой воды.

Базовые гранитоиды.

Предполагается, что самый ранний флюид гидротермальной минерализации Такатори (во флюиде $\delta^{18}\text{O}$ составлял + 9,8 ‰) (табл. 5)) мог быть в равновесии с гранитными магмами ильменитового ряда или S-типа, исходя из их соотношений изотопов кислорода. На основании соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ флюидных включений установлено, что рудообразующий флюид, ответственный за вольфрамовую минерализацию, имеет генетическую связь с магмой S-типа. Месторождения вольфрама в Японии в основном связаны с глубокими, высокодифференцированными и восстановленными ильменитсодержащими гранитами S-типа. Таким образом, оцениваемый гранитный очаг под месторождением Такатори также относится к ильменитовой серии или S-типа. **5.5.**

Пластовое давление.

Полученные температуры равновесия изотопов кислорода составляют от 460°C до 360°C, тогда как температуры гомогенизации флюидных включений в жильном кварце колеблются от 330°C до 150°C. Самые высокие температуры могут соответствовать самой ранней стадии минерализации. Разница между двумя равновесными температурами изотопов кислорода и температурами гомогенизации может достоверно соответствовать поправке на давление для температур гомогенизации флюидных включений. Пластовое давление может быть рассчитано из разницы между независимыми от давления температурами равновесия изотопов и зависимыми от давления температурами гомогенизации флюидных включений. Объемные свойства флюидов рассчитываются с использованием модифицированного уравнения состояния Редлика-Квонга для тройной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, а расчетные плотности флюидов показаны в виде изохор. Флюидные включения Такатори с наивысшей температурой гомогенизации имело мольную долю CO_2 0,05 и эквивалентную концентрацию NaCl 9 мас.%. Плотность жидкости можно было рассчитать как функцию температуры и давления (рис. 9).

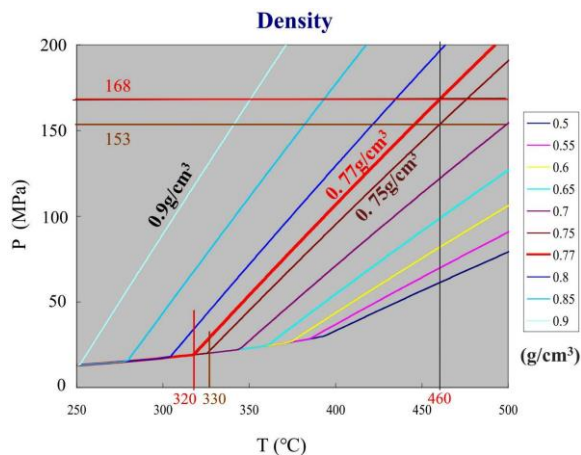


Рис. 9. Изохоры (линии равной плотности) для жидкости м-ния Такатори.

Плотность флюидного включения Такатори, имеющего наивысшую температуру гомогенизации 330°C, составляет 0,77 г/см³. Принимая наивысшую температуру равновесия изотопов 460°C, получается пластовое давление 168 МПа. Таким образом, усредненное пластовое давление месторождения Такатори составляло 160 МПа.

Генезис месторождения.

Предполагается, что под залежью залегает гранитный штوك. Окружающие территории богаты фторами (рис. 1) и литием (табл. 2), которые могут происходить из летучих магматических компонентов. Поскольку средняя плотность пород, перекрывающих месторождение, составляет 2,65 г/см³, глубина рудообразования рассчитывается как 6,0 км с использованием давления рудообразования 160 МПа. Значение $\delta^{18}\text{O}$ самого раннего гидротермального флюида составляло около + 10‰ при 460°C, с флюидом, который был связан с гранитной магмой S-типа под месторождением. Таким образом, оруденение Такатори происходило в пределах магматической гидротермальной системы на самой ранней стадии, когда система только начинала развиваться. Магматический гидротермальный флюид мог сначала смешаться с окружающей поровой водой, что привело к снижению давления. Значение $\delta^{18}\text{O}$ уменьшалось с понижением температуры. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце были пропорциональны уравнению NaCl. мас.% включений, концентрации W, Fe и Mn во флюидных включениях уменьшаются с выделением флюида.

Выводы

Гипотермальное олово-вольфрам-кварцевое жильное месторождение Такатори было образовано магматической гидротермальной системой, связанной с гранитной магмой ильменитовой серии S-типа, возрастом 71 млн лет. Значение $\delta^{18}\text{O}$ флюида на ранней стадии составляло около + 10 ‰ при температуре 460°C, и самый ранний флюид мог быть магматическим флюидом из предполагаемой гранитной магмы. Давление рудообразования 160 МПа было рассчитано на основе расхождений между температурами равновесия изотопов кислорода и температурами гомогенизации. Затем была рассчитана глубина рудообразования в 6 км в литостатических условиях.

Некоторые жилы вольфрамитов показывают текстуры замещения по отношению к Mn и Fe, особенно вольфрамит, сосуществующий с пиритом. Считалось, что текстура образовалась в результате замены Fe в вольфрамите на Mn во флюидах более поздних стадий. Значения $\delta^7\text{Li}$ литийсодержащего мусковита колеблются от 3.1‰ до 2.1‰. Мелкозернистые серициты с меньшим содержанием Li показывают относительно более

высокие значения $\delta^{7}\text{Li}$ (0,6‰ и + 2,1‰), и они могли выпасть в осадок после основной рудной минерализации.

Магматический флюид на ранней стадии мог сначала смешаться с окружающей поровой водой. Значения $\delta^{18}\text{O}$ рудообразующего флюида колеблются от + 10‰ до + 8‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ рудообразующего флюида уменьшались с понижением температуры; такая корреляция может указывать на включение метеорной воды в гидротермальную систему. Изотопная термометрия кислорода и барометрия позволяют предположить, что восстановленная гранитная магма под залежью на глубине сыграла решающую роль в формировании гипотермического месторождения Такатори.

6. АНАЛИЗ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ШЕЕЛИТЕ M-NiE W ИНЦЗУЙХУНШАНЬ (Северный Китай) [6].

В последнее время все большее внимание уделяется изучению характеристик РЗЭ в шеелите. Состав и характер распределения РЗЭ часто используются в изучении характеристик рудообразующих флюидов и являются индикатором рудогенеза. Шеелит (CaWO_4) относится к категории Ca-содержащих минералов, присутствующих в гидротермальных месторождениях. В целом, Ca-содержащие минералы обладают большой способностью усваивать РЗЭ. Шеелит обычно является рудным минералом в гидротермальных месторождениях вольфрама. Неоднородное распределение РЗЭ в отдельных зернах шеелита обусловлено изменением динамических условий в гидротермальных системах. Анализ *in situ* РЗЭ (с использованием LA-ICP-MS) может гарантировать достоверность данных и имеет значительные преимущества по сравнению с традиционными методами.

Среднемасштабное месторождение вольфрама Инцзуйхуншань расположено в районе Эцзина-Баннер (Внутренняя Монголия) (рис. 1).

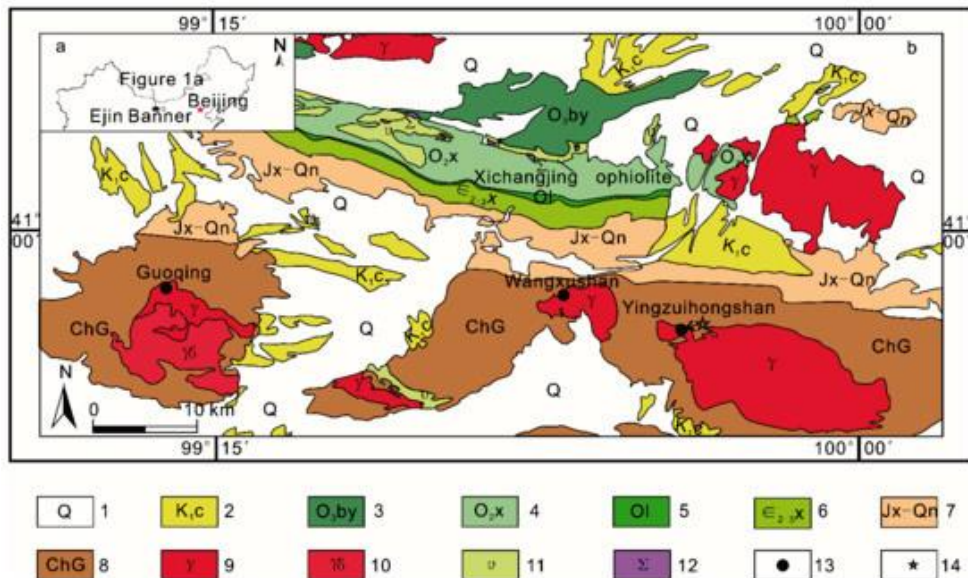


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта пояса вольфрамовых гранитоидов и прилегающих территорий (1 Четвертичный; 2 Меловая формация: конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 3 Свита верхнего ордовика: песчаники, конгломераты и известняки; 4 Среднеордовикская формация: вулканические породы среднего и основного состава с прослоями карбонатных пород; 5 Ордовикская свита: обломочные породы; 6 Кембрийская свита: карбонаты, кремни и кремнистые сланцы; 7 от мезопротерозоя до неопротерозоя: мрамор, доломитовый известняк, доломит и кремнистые прослои с прослоями известняка; 8 Палеопротерозойская группа: филит, сланец, кварцит, серцит-кварцевый сланец, прослоенный мрамором; 9 гранит; 10 гранодиорит; 11 gabbro; 12 плагиоклазо-пироксеновый перидотит и серпентинизированный перидотит; 13 вольфрамовый осадок; 14 Месторождение вольфрама Инцзуйчуншань).

Гранитоиды вольфрамового месторождения Инцзуйхуншань относятся к S- и I-типу и сформировались в позднем девоне. Вольфрамовая минерализация - в серии кварцевых жил (рис. 2).

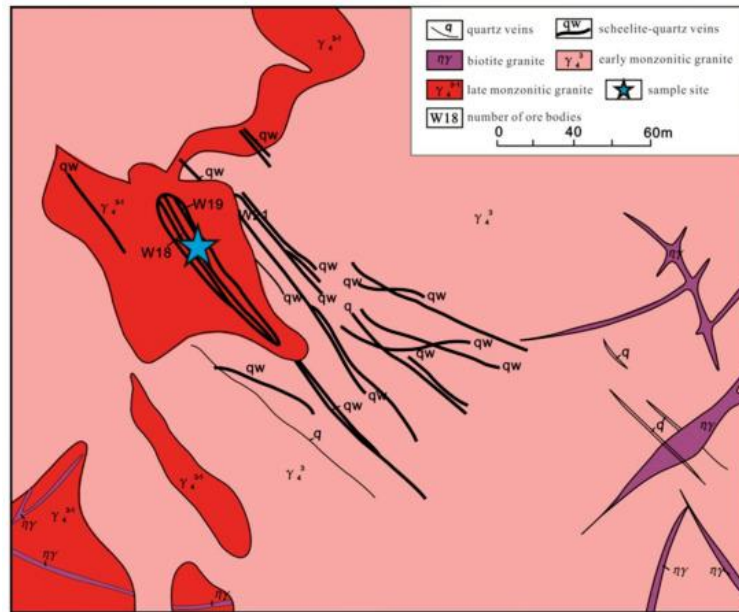


Рис. 2. Упрощенная геологическая карта месторождения Инцзуйхуншань.

Рудные минералы представлены в основном вольфрамитом и шеелитом, за ними следуют халькопирит, пирит, галенит, молибденит и арсенопирит. Текстуры руд преимущественно гипидиоморфно-идиоморфно-зернистые. Рудные структуры в основном такситовые, прожилковые и вкрапленные. Процесс окварцевания, тесно связанный с вольфрамовой минерализацией, обычно происходит по обе стороны от вольфрамсодержащих кварцевых жил.

Результаты исследований микроэлементов в шеелите.

Анализ микроэлементов *in situ* был выполнен с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS), а содержание CaO измерено с помощью электронного микрозонда (EMP) (рис. 3).

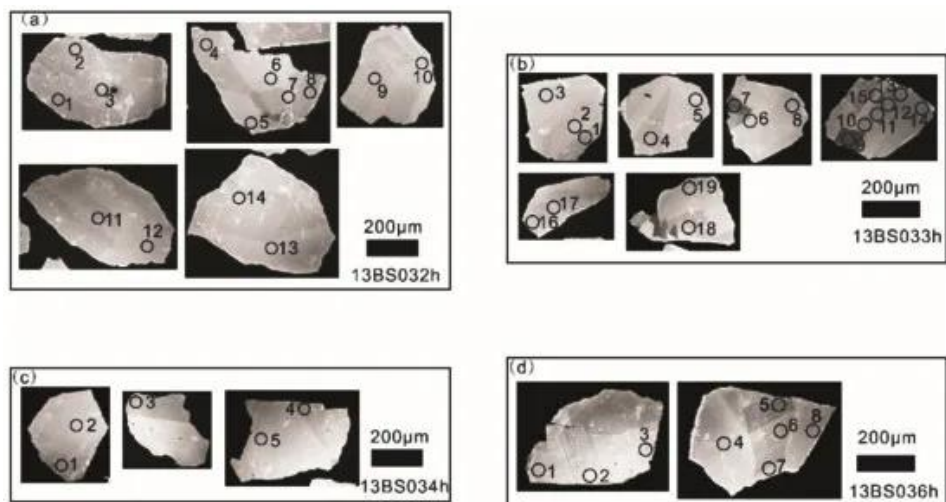


Рис. 3. КЛ-изображения зерен шеелита. (маленькие кружки с цифрами - лунки лазерной абляции).

Проанализированные зерна шеелита содержат 43,21–130,65 г/т Sr, 0,68–99,83 г/т Ta и 1,99–9,66 г/млн Mo и имеют высокое содержание Nb в диапазоне от 45,55 до 2667,10 г/млн (табл. 1).

Табл. 1. Содержание микроэлементов ($\times 10^{-6}$).

Sample	Ba	Sr	Nb	Ta	Mo	Sample	Ba	Sr	Nb	Ta	Mo
13BS032h-1	0.333	87.06	740.63	18.93	3.91	13BS033h-10	0.0207	48.73	595.78	16.06	3.36
13BS032h-2	0.226	67.3	825.91	45.81	8.15	13BS033h-11	0.0164	44.21	462.96	9.16	3.29
13BS032h-3	0.389	57.35	647.74	33.57	9.66	13BS033h-12	0.0055	44.79	490.39	10.55	2.82
13BS032h-4	0.0087	54.48	839.54	27.24	3.41	13BS033h-13	0.0112	47.02	455.37	9.85	2.71
13BS032h-5	0.0377	53.94	644.67	18.31	3.27	13BS033h-14	1.289	49.36	446.43	9.93	4.69
13BS032h-6	0.0053	45.96	556.55	13.78	2.77	13BS033h-15	0.0206	44.17	478.23	9.76	3.32
13BS032h-7	0.0414	48.46	811.12	25.41	2.37	13BS033h-16	0.0148	51.61	689.52	37.47	5.49
13BS032h-8	0.0364	72.54	1325.15	44.25	1.99	13BS033h-17	2.32	55.74	978.04	60.31	4.41
13BS032h-9	0.0428	54.99	804.19	53.11	5.62	13BS033h-18	0.228	50.91	661.37	13.16	3.51
13BS032h-10	0.0078	48.56	710.7	38.28	3.86	13BS033h-19	0.181	49.16	484.02	9.21	3.76
13BS032h-11	0.0132	50.5	823.79	35.48	3.88	13BS034h-1	0.0446	55.01	874.33	48.18	4.26
13BS032h-12	0.0321	46.46	642.77	19.24	3.75	13BS034h-2	0.049	50.58	636.85	25.52	4.33
13BS032h-13	0.064	43.21	473.66	10.64	2.83	13BS034h-3	0.116	130.65	549.93	10.99	2.99
13BS032h-14	0.312	55.43	774.83	21.02	3.31	13BS034h-4	0.208	51.38	755.18	22.04	3.16
13BS033h-1	0.11	60.54	444.23	9	2.97	13BS034h-5	0.0029	48.68	449.33	8.91	2.4
13BS033h-2	0.0026	54.2	271.68	5.06	2.23	13BS036h-1	0.084	71.63	125.64	1.66	2.46
13BS033h-3	0.0028	50.95	55.55	0.864	2.87	13BS036h-2	0.0111	44.78	103.62	1.266	2.43
13BS033h-4	0.283	53.96	605.07	14.66	3.83	13BS036h-3	0.295	47.04	85.58	1.009	2.08
13BS033h-5	0.0273	54.57	464.74	12.04	3.52	13BS036h-4	0.0155	44.75	630.57	38.49	9.48
13BS033h-6	0.122	51.33	162.14	3.13	3.49	13BS036h-5	0.0156	50.65	925.56	38.3	6.34
13BS033h-7	0.138	52.93	488.74	9.42	2.34	13BS036h-6	0.127	44.7	813.17	20.63	7.8
13BS033h-8	0.0075	59.21	45.55	0.68	2.77	13BS036h-7	0.0449	46.58	913.87	49.18	6.27
13BS033h-9	0.045	63.6	2667.1	99.83	3.07	13BS036h-8	0.0415	49.37	627.52	34.8	4.66

Табл. 2. Содержание микроэлементов ($\times 10^{-6}$) в шеелите из различных месторождений.

Element	Daping Gold Deposit in Yunnan Province, China	Yangjingtou Scheelite Deposit in Jilin Province, China	Archaean Greenstone Belt Gold Deposit in Western Australia	Yingzuihongshan Tungsten Deposit
Mo	0.47–1.39	0.06–0.15	LOD–3.71	1.97–9.66
Sr	1127–1610	168–238	341–4280	43.21–130.65
Nb	0.01–0.02	0.08–0.32	0.06–3.18	45.55–2667.10
Ta	0.10–0.11	0.03–0.04	85.3–1142	0.68–99.83
data sources	[38]	[12]	[14]	This paper

LODlimit of detection calculated from repeated measurements of NIST610.

По сравнению с другими месторождениями, чьи микроэлементные характеристики шеелита использовались при изучении рудогенеза, содержания Sr в шеелите из вольфрамового месторождения Инцзуйхуншань отличаются (табл. 2). В целом, Mo, Nb, Ta и W в основном обогащены на пневмогидротермальной стадии и являются продуктами дифференциации магматической кристаллизации в поздний период. Эти элементы имеют сходное геохимическое поведение и в основном существуют в шеелите или вольфрамите в виде изоморфной примеси, особенно Mo, когда он обогащен шеелитом. Шеелит из вольфрамового месторождения Инцзуйхонгшань имеет высокое содержание Mo, Nb и Ta (табл. 1), что позволяет предположить, что рудообразующий флюид может происходить преимущественно из магматической гидротермы. Более того, содержание Mo выше, чем в примитивной мантии, но сопоставимо с континентальной корой. Это говорит о том, что рудообразующие флюиды вольфрамового месторождения Инцзуйхуншань связаны с континентальной корой.

Результаты анализа и картины распределения РЗЭ приведены в таблице 3 и рисунке 4.

Табл. 3. Содержание и соответствующие параметры РЗЭ ($\times 10^{-6}$) шеелита и вмещающих пород.

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	δ Eu	δ Ce	
scheelite																			
13BS032h-1	79.5	442.36	104.86	745.34	314.19	9.68	292.71	40.46	196.36	33.68	73.98	9.19	60.11	7.67	653.9	2410.09	0.10	1.00	
13BS032h-2	87.49	491.59	111.59	707.41	267.37	8.26	216.28	30.2	141.66	22.48	51.18	6.59	40.87	4.84	624.9	2187.81	0.10	1.04	
13BS032h-3	77.25	432.58	99.47	632.34	237.98	8.64	197.27	27.66	132.87	21.68	50.33	6.54	41.98	5.14	622.6	1971.73	0.12	1.03	
13BS032h-4	100.4	548.2	131.27	866.98	374.83	8.75	322.72	42.39	190.61	29.5	66.46	8.8	57.69	6.94	615.8	2755.51	0.08	0.99	
13BS032h-5	87.95	481.55	104.73	666.64	271.02	7.54	251.42	35.18	174.71	30.15	72.13	9.98	67.44	8.47	666.6	2268.91	0.09	1.07	
13BS032h-6	81.65	437.24	95.58	614.02	258.35	3.98	227.39	30.2	137.98	22.75	54.05	7.78	56	7.16	486.5	2034.13	0.05	1.06	
13BS032h-7	74.41	433.17	101.24	670.07	301.04	5.46	258.88	34.3	151.02	23.16	53.31	7.56	52.86	6.81	520.6	2173.29	0.06	1.03	
13BS032h-8	103.7	524.6	120.08	762.11	345.38	6.46	311.57	43.92	202.65	33.33	83	12.96	101.19	14.07	664.1	2664.97	0.06	1.01	
13BS032h-9	107.5	561.18	142.49	868.78	326.62	8.84	304.24	47.38	245.57	40.53	87.4	9.96	55.36	6.23	760.4	2812.10	0.08	0.94	
13BS032h-10	85.39	499.79	113.87	714.1	277.4	7.45	263.66	40.91	216.82	37.06	83.42	9.89	57.52	6.61	777.7	2413.89	0.08	1.05	
13BS032h-11	98.32	539.6	135.48	871.55	342.78	6.52	281.02	39.57	192.05	31.57	71.31	8.84	54	6.4	698.7	2679.01	0.06	0.96	
13BS032h-12	92.12	505.76	111.95	676.22	245.83	9.96	209.98	31.19	163.32	29.83	73.96	10.04	65.63	8.18	711.9	2233.97	0.13	1.05	
13BS032h-13	110.2	537.29	100.1	499.18	152.24	6.88	122.32	19.89	120.8	25.27	78.55	13.25	97.96	12.85	666	1896.77	0.15	1.16	
13BS032h-14	119.8	616.2	132.63	739.76	250.98	9.66	189.1	27.33	142.45	25.89	69.85	10.77	73.27	9.15	626.3	2416.83	0.13	1.06	
13BS033h-1	137	562.24	102.76	496.14	162.83	11.41	138.19	24.02	145.99	30.39	91.59	15.14	112.35	14.47	648.9	2044.47	0.23	1.11	
13BS033h-2	159.3	540.17	84.78	401.13	136.35	5.43	119.47	20.56	126.21	27.61	90.07	16.38	134.85	18.71	539.9	1880.98	0.13	1.13	
13BS033h-3	74.41	170.57	20.6	78.18	23.41	6.35	22.3	5.41	48.26	13.91	60.73	14.56	151.88	25.29	315.2	715.86	0.84	1.05	
13BS033h-4	132.4	553.89	118.54	541.9	146.15	13.59	122.29	23.5	151.93	31.58	91.83	14.18	95.2	11.68	752.9	2048.67	0.30	1.00	
13BS033h-5	102.1	506.36	91.81	437.72	126.15	9.58	110.62	20.53	131.45	27.47	80.5	12.54	85.38	10.75	758.6	1752.91	0.24	1.18	
13BS033h-6	105.5	204.05	21	72.33	18.01	4.94	17.79	4.95	45.61	13.33	57.84	14.27	150.99	24.95	333.8	755.58	0.83	1.00	
13BS033h-7	175.9	410.07	44.18	149.85	36.48	10.38	30.79	7.07	58.77	15.97	66.86	15.89	162.88	24.47	462.5	1209.60	0.92	1.11	
13BS033h-8	107.7	227.39	26.49	105.5	29.55	3.77	27.16	6.07	50.28	14.02	60.37	14.59	155.63	25.77	358.9	854.30	0.40	1.01	
13BS033h-9	241.2	932.07	183.65	880.51	268.54	20.58	282.33	57.78	388.42	81.25	236.41	39	296.99	39.23	1691	3947.95	0.23	1.03	
13BS033h-10	102.4	542.42	110.24	601.48	199.39	10.94	193.04	33.05	199.79	39.51	102.96	13.88	90.56	11.28	856.7	2250.97	0.17	1.11	
13BS033h-11	144	569.22	94.26	465.83	139.2	8.23	133.77	24.49	167.17	38.86	118.7	18.78	136.58	18.13	777.6	2077.17	0.18	1.16	
13BS033h-12	116.3	549.96	107.41	596.83	198.84	8.36	173.8	27.19	155.13	30.71	88.4	14.27	107.14	14.14	709.3	2188.49	0.13	1.11	
13BS033h-13	102.9	505.17	101.35	395.34	214.87	10.84	191.52	28.84	161.01	31.75	89.82	14.1	101.97	13.26	681.2	2162.69	0.16	1.10	
13BS033h-14	105.1	515.33	101.07	592.18	209.06	10.64	184.15	28.69	161.36	31.67	90.28	14.15	102.29	13.29	681.4	2159.26	0.16	1.12	
13BS033h-15	134.1	562.72	96.39	506.78	160.14	8.17	146.17	25.37	162.57	36.41	107.96	16.66	123.91	16.3	822.7	2103.60	0.16	1.16	
13BS033h-16	63.33	377.67	91.71	647.31	371.14	11.76	423.79	66.77	322.53	49.56	101.12	10.88	57.72	6.32	912.2	2601.61	0.09	1.00	
13BS033h-17	88.43	539.5	130.73	846.89	380.38	8.82	380.98	60.8	315.31	51.65	108.37	11.82	63.26	6.78	947.9	2993.72	0.07	1.01	
13BS033h-18	198.7	639.2	90.17	366.78	78.98	6.47	52.28	8.92	58.29	13.12	48.73	10.74	100.05	14.07	372.8	1686.52	0.29	1.17	
13BS033h-19	199.1	627.63	117.19	559.69	134.81	8.41	92.04	14.32	87.97	19.35	63.92	11.74	94.23	12.2	392.6	2042.62	0.22	0.99	
13BS034h-1	70.8	427.79	105.54	742.18	394.75	9.17	374.66	52.24	240.15	35.81	72.71	8.01	42.93	4.68	766.3	2581.42	0.07	0.99	
13BS034h-2	82.7	456.55	102.29	622.96	241.56	8	200.65	29.12	149.31	25.56	61.75	8.33	53.16	6.56	716.5	2048.50	0.11	1.05	
13BS034h-3	71.77	395.18	86.45	529.04	221.06	6.59	177.99	23.56	106.68	16.81	41.43	6.11	42.66	5.29	353.1	1730.62	0.10	1.06	
13BS034h-4	101	546.9	124.62	726.28	255.85	10.24	202.81	30.22	161.13	29.58	77.76	11.11	74.19	9.05	724.4	2360.75	0.13	1.03	
13BS034h-5	74.74	400.25	84.17	489.16	184.06	5.29	147.96	20.61	103.5	18.27	49.3	7.6	54.35	7.05	413.1	1646.31	0.09	1.09	
13BS036h-1	49.04	174.54	29.12	157.03	58.2	7.91	60.04	10.37	63.76	13.64	44.5	8.55	71.5	10.15	390.5	758.35	0.41	1.11	
13BS036h-2	75.66	240.53	34.51	157.91	44.99	13.6	44.75	9.25	71.73	17.71	65	13.21	116.2	16.76	563.6	921.81	0.92	1.15	
13BS036h-3	73.05	203.95	27.01	109.59	34.89	22.11	37.8	8.32	63.8	15.32	57.49	11.98	109.05	15.56	496	789.92	1.85	1.12	
13BS036h-4	78.79	449.6	98.41	601.16	233.67	7.3	228.63	37.11	203.45	35.09	82.35	10.24	61.41	7.28	884.3	2134.49	0.10	1.07	
13BS036h-5	90.82	554.05	131.69	861.14	342.18	17.96	310.79	47.43	247.92	41.43	91.2	10.62	60.85	6.81	888.9	2814.89	0.17	1.02	
13BS036h-6	315.6	881.85	136.93	500.45	103.42	7.54	87.82	18.91	137.76	31.08	99.09	16.96	126.77	16.32	872.3	2480.45	0.24	1.04	
13BS036h-7	166.3	668.04	135.45	632.22	171.8	6.09	148.55	26.63	160.06	30.07	79.28	11.36	73.29	8.9	868.5	2318.05	0.11	1.03	
13BS036h-8	95.2	509.07	103.88	578.5	199.2	6.93	191.51	32.76	187.76	33.68	81.82	10.67	66.7	7.88	884.3	2105.56	0.11	1.11	
monzonitic granite																			
13BS037h	26.8	60.9	7.66	30.4	7.72	0.45	6.73	1.08	6.41	1.3	3.69	0.57	3.62	0.53	31.7	157.86	0.19	1.03	
13BS038h	40.5	81.9	10.1	41.8	10.9	0.81	9.92	1.6	10.1	2.11	5.88	0.91	5.77	0.82	55	223.12	0.23	0.97	
13BS039h	36.1	71.9	8.75	35.2	9.25	0.76	8.88	1.48	9.42	1.96	5.54	0.86	5.37	0.76	52.4	196.23	0.25	0.96	
13BS040h	41.7	88.1	10.8	43.6	12.3	0.65	11.7	1.92	11.5	2.28	6.16	0.91	5.55	0.78	59.6	237.95	0.16	0.99	
13BS041h	23	49.5	6.32	27.5	7.66	0.42	7.61	1.32	8.11	1.6	4.58	0.67	4.16	0.6	40.4	143.05	0.17	0.99	

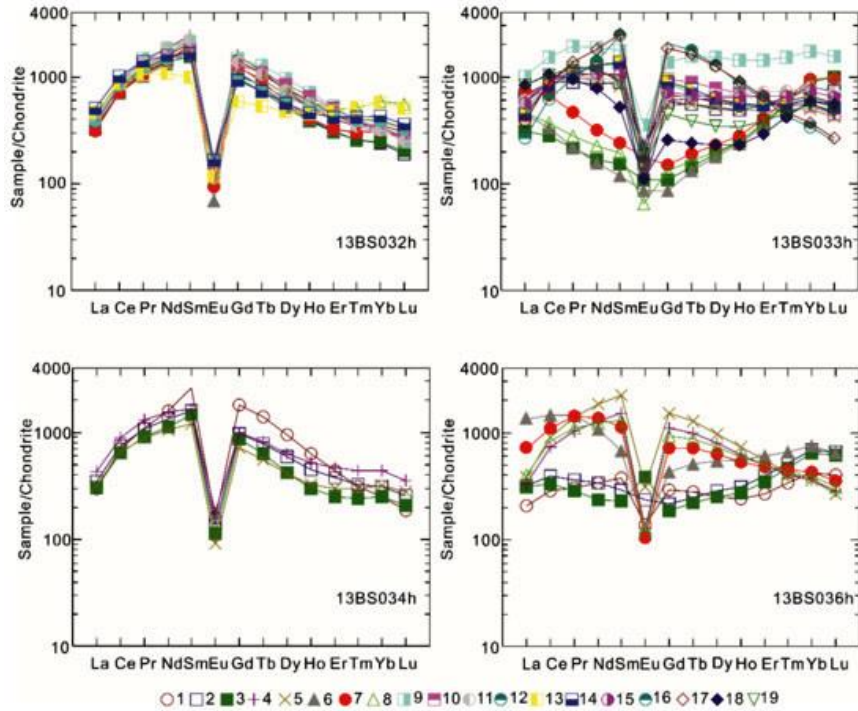


Рис. 4. Нормированное на хондрит распределения РЗЭ в зернах шеелита.

Распределение РЗЭ в шеелите из Инцзуйхуншань неоднородно и может резко меняться между разными зернами шеелита из одного и того же образца или даже в разных зонах одного и того же зерна шеелита.

Обсуждение.

Рудообразующие исходные флюиды. Ионный радиус Eu^{2+} аналогичен ионному радиусу Ca^{2+} шеелита и больше, чем ионный радиус Eu^{3+} . Шеелит обладает большой способностью вмещать Eu^{2+} , и как Eu^{2+} , так и Eu^{3+} могут присутствовать в кристаллической структуре шеелита.

Аномалии церия зерен шеелита не очень очевидны ($\delta\text{Ce} = 0,94\text{--}1,18$), тогда как $\delta\text{Eu} = 1,85$) показывают сильные отрицательные Eu-аномалии ($\delta\text{Eu} = 0,05\text{--}0,92$). Зерна шеелита не имеют церий-аномалии ($\delta\text{Ce} = 0,94\text{--}1,18$), что согласуется с церий-аномалией ($\delta\text{Ce} = 0,96\text{--}1,03$) рудоносного монцонитового гранита. Характеристика Ce-аномалии также подразумевает, что монцонитовый гранит в определенной степени является основным источником минерализации. Геохимическая характеристика РЗЭ как монцонитового гранита, так и шеелита в сочетании с тесной пространственной взаимосвязью между монцонитовым гранитом (вмещающей породой) и месторождениями вольфрама позволяет предположить, что они имеют генетическое родство (рис. 5). Характеристики микроэлементов шеелита указывают на раннее происхождение минерала. Источник Ca^{2+} также важен для образования шеелита. Перечисленные данные показывают, что рудообразующие флюиды происходят из корового источника.

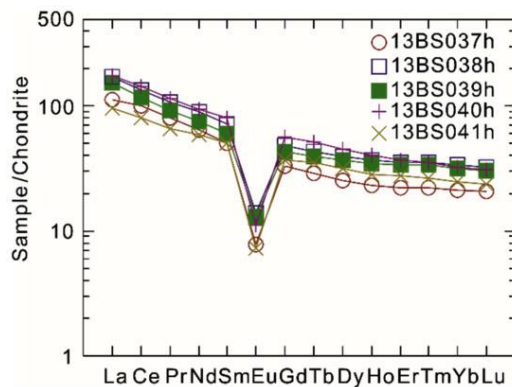


Рис. 5. Нормированное на хондрит распределение РЗЭ в монцонитовых гранитах.

На содержание Mo в шеелите влияют окислительно-восстановительные условия рудообразующих флюидов когда летучесть кислорода высока, Mo встречается как Mo^{6+} , чтобы заменить W^{6+} в шеелите, в то время как высокое содержание Mo в шеелите обычно отражает окислительную среду. Шеелит месторождения имеет высокую концентрацию Mo, что, возможно, указывает на окислительную среду. Таким образом, образовавшиеся гранитные магмы в окислительной среде считаются основным источником рудообразующего флюида.

Неоднородное распределение РЗЭ в шеелите. Зональность зерен шеелита тесно связана с содержанием РЗЭ и закономерностями их распределения. Анализ LA-ICP-MS показывает, что темно-серые зоны на изображениях CL имеют более высокое содержание REE, чем светло-серые зоны (рис. 3). Некоторые зерна шеелита характеризуются тонкой зональностью с шириной зоны менее 25 мкм, что также связано с более высоким содержанием REE. Глубина затемнения изображений КЛ в основном определяется значениями REE, но не коррелирует с распределением РЗЭ в том же зерне, что свидетельствует о неоднородном распределении РЗЭ в шеелите.

Секторная зональность, сформированная во время динамических процессов кристаллизации, является основной особенностью, вызывающей неоднородное распределение микроэлементов, а вторичные процессы часто связаны с флюидами.

Рудогенез месторождения. Элементы Nb, Ta, РЗЭ и Мо обычно обогащаются на высокотемпературной стадии дифференциации магматической кристаллизации, в то время как в вольфрамовых месторождениях жильного типа рудообразующие вещества и флюиды имеют относительно единую магматическую природу. На магматическую природу месторождения Инцзуйхонгшань указывают следующие данные: шеелит имеет высокое содержание Мо, Nb и Та; Eu-аномалии шеелита сходны с рудоносными монцонитовыми гранитами; значение δCe шеелита в основном соответствует значению δCe рудоносного монцонитового гранита; монцонитовый гранит является коровым продуктом и относится к граниту S-типа. Кроме того, основной продуктивной рудной формой являются шеелит-кварцевые жилы.

Выводы:

(1) Высокие содержания Nb, Ta и Мо в шеелите из вольфрамового месторождения Инцзуйхонгшань позволяют предположить, что рудообразующие материалы в основном поступают из коры, в то время как рудообразующий флюид является пневмогидротермальным в окислительной среде и происходит из гранитной магмы.

(2) Шеелит из месторождения вольфрама Инцзуйхуншань имеет гораздо более высокие содержания РЗЭ и значения $\sum\text{REE}$ по сравнению с шеелитом из других месторождений полезных ископаемых в мире. Большинство из них имеют хорошо развитую внутреннюю зональность, которая тесно связана с высоким содержанием РЗЭ. Неоднородное распределение РЗЭ существует в разных зернах шеелита или даже в разных частях одного и того же зерна. Нормированные к хондриту картины распределения РЗЭ в шеелите из вольфрамового месторождения Инцзуйхонгшань можно разделить на тип, обогащенный МРЗЭ, плоский тип и обедненный РЗЭ, что, вероятно, свидетельствует о полном

динамическом процессе эволюции с очень динамическими условиями, которые отражают образование этого шеелита.

(3) Месторождение вольфрама Инцзуйхуншань относится к кварцевому жильному типу, связанному с монцонитовым гранитом.

ИСТОЧНИКИ:

1. *<https://sedar.com/FindCompanyDocuments>. 2020-21.*
2. *K.G. McQueen. CRC LEME, Australian National University, Canberra 2010.*
3. *Boyle R.W. Geochemical methods for the discovery of blind mineral deposits. Journal of Geochemical Exploration, 20 (1984).*
4. *Claire E. Wade, Stacey O. McAvaney, Georgina A. Gordon and John L. Keeling Geological Survey of South Australia, Mineral and Energy Resources Group. December 2014.*
5. *Yuichi Morishita and Yoshiro Nishio. Minerals 2021, 11.*
6. *Guoqiang Wang, Xiangmin Li, Dongliang Zhang, Jiyuan Yu and Yujie Liu. Minerals 2021.*