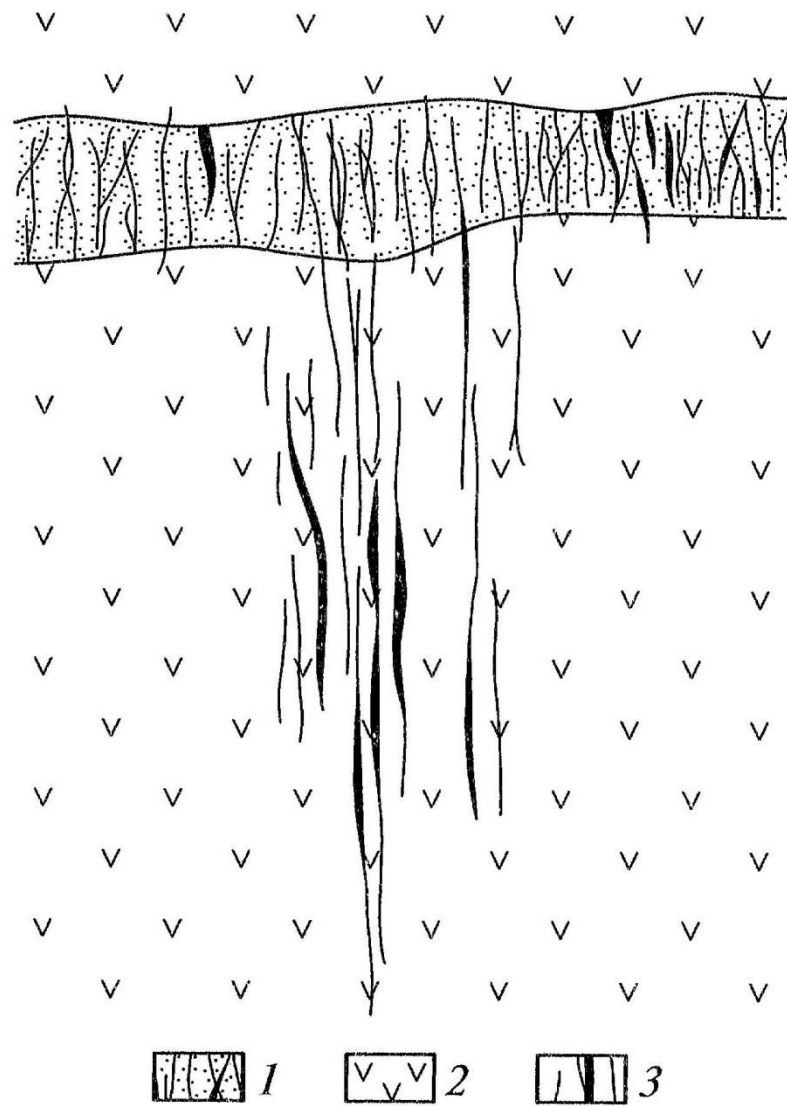


**ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ месторождений, включая
плутоногенные, вулканогенные и амагматические**

Au, Ag, U, W, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Bi, Hg, Sb, Sr, TR, Fe, флюорит, барит, асбест, исландский шпат, магнезит, термальные воды др.

- Связь с водопроницаемыми разломами, зонами трещиноватости и пористыми породами.
- Пространственная, парагенетическая и генетическая связь с одновозрастными магматическими образованиями, обогащенными флюидами..
- Сопровождение оруденения геохимическими ореолами и ореолами метасоматитов.
- Сходство с современными геотермальными системами.
- Участие в их генезисе разнообразных генетических типов подземных вод, что устанавливается по изотопному составу O, C, H, S, Sr.
- Сложные гидродинамические условия образования
- Наличие экранов и признаков напорных термальных подземных вод.
- Разнообразные с преобладанием комплексных формы переноса полезных компонентов и геохимические барьерные условия их осаждения.

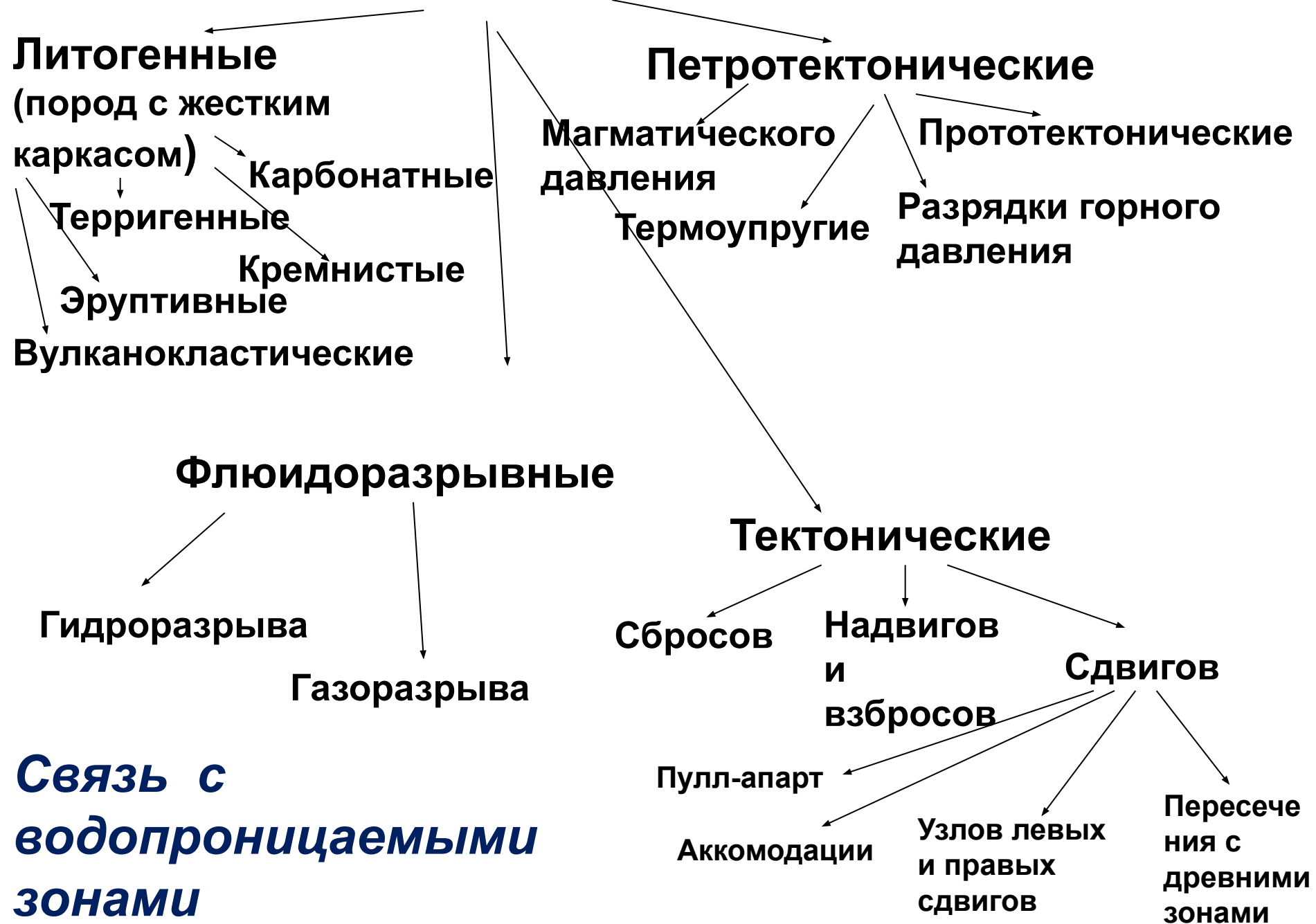


**Связь с
водопроницаемыми
разломами, зонами
трещиноватости и
пористыми породами**

Рис. 6.59. Фрагмент Березовского месторождения (по М. Б. и Н. И. Бородаевским, 1947):

1 — березитизированная дайка гранит-порфира с лестничными жилами; 2 — зеленокаменные породы; 3 — «красичные» жилы

Типы пористых образований

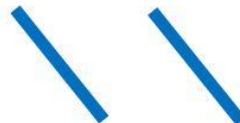


Связь с водопроницаемыми зонами

Региональная позиция изученных штокверковых месторождений



Сдвиговые зоны



Месторождения



Au



Au-Ag



CuMoAu



Sn

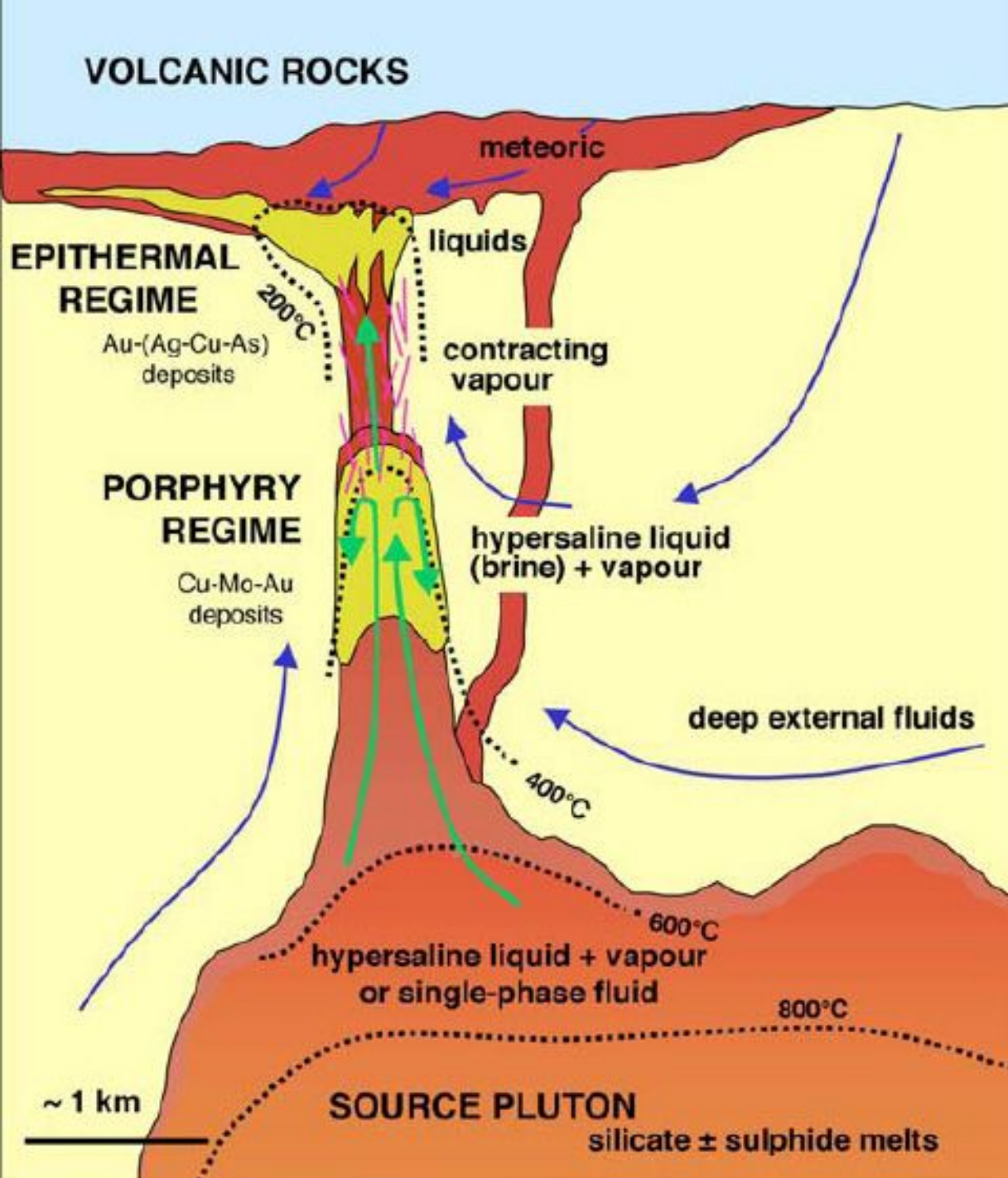
- Структурное положение крупнотоннажных штокверковых месторождений Колымско-Чукотского региона контролируется глубинными сдвигами, которые пересекают различные геологические террейны

- Изученные **типы штокверковых** месторождений:

“**orogenic type**” золото-кварцевые (Дегдекан, Дразный)

“**porphyry type**”: медно-порфировые (Песчанка, Находкинское рудное поле), олово-порфировые (Пыркакайские штокверки)

“**epithermal type**” золото-серебряные (Весенний)



Пространственная, парагенетическая и генетическая связь с одновозрастными магматическими образованиями.

Соотношение различных рудообразующих систем по С. А. Heinrich Mineralium Deposita (2005) 39: 864–889.

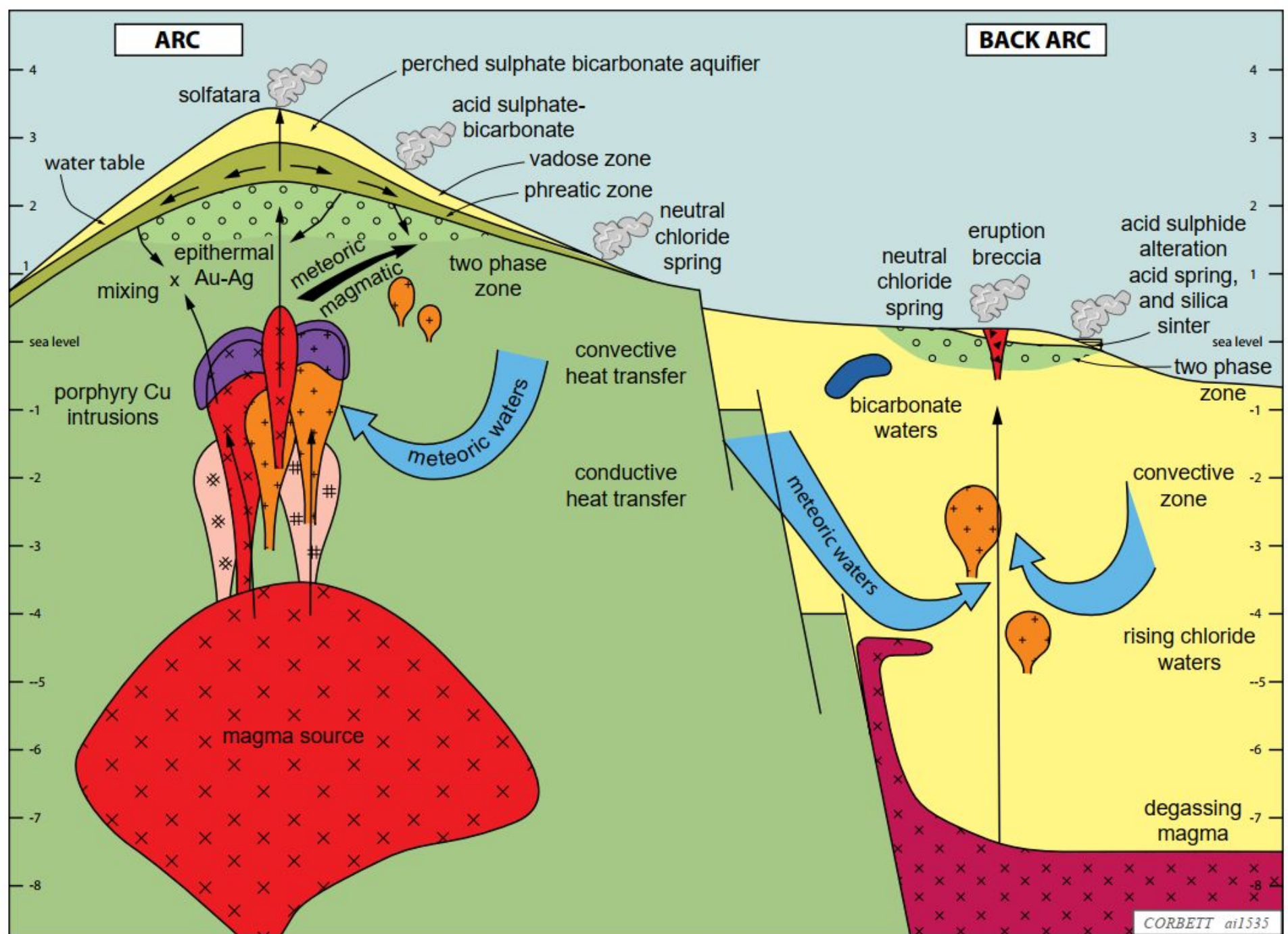
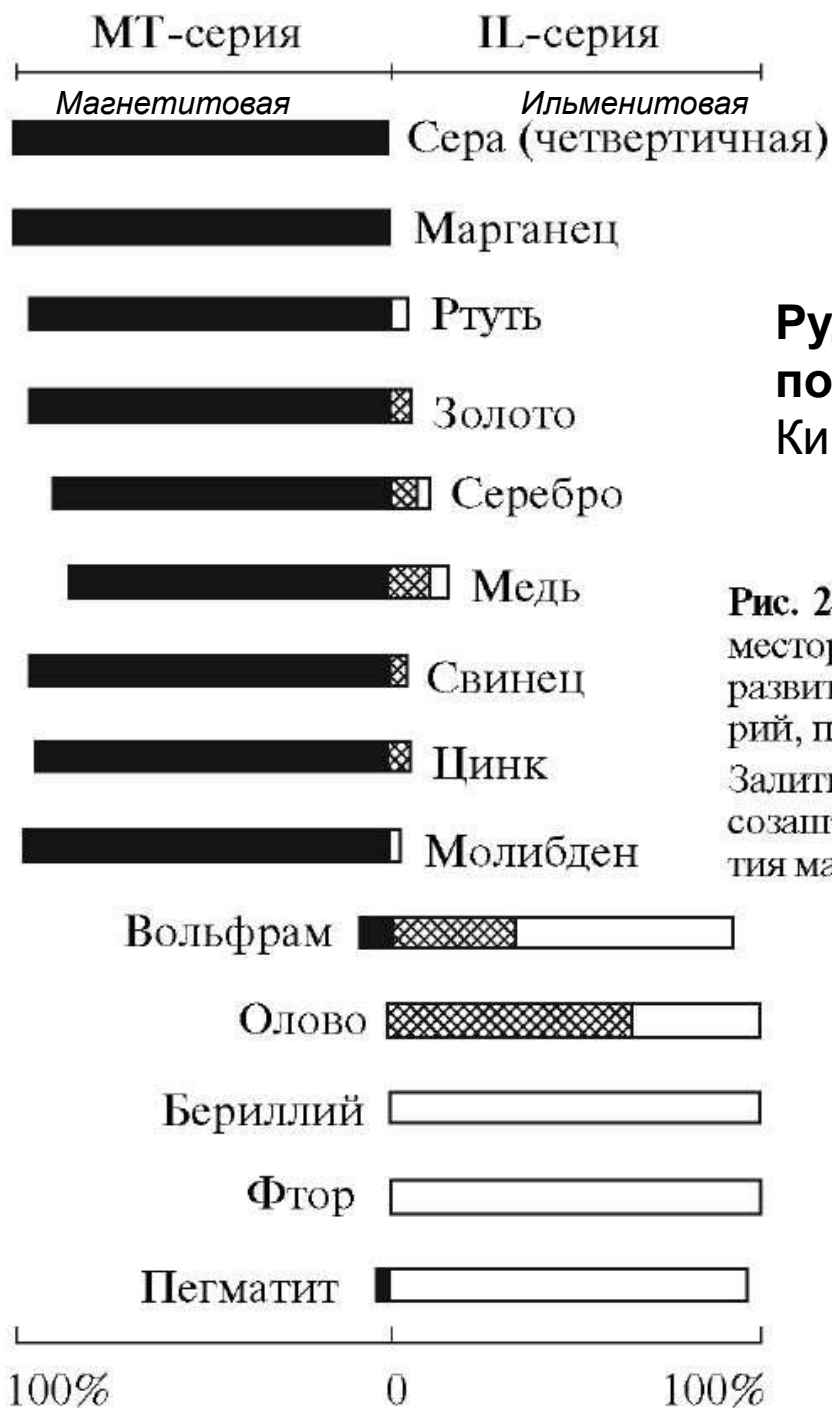


Figure 1.5 Comparison of subduction-related magmatic arc and back arc geothermal systems, drawn at the same scale, from data

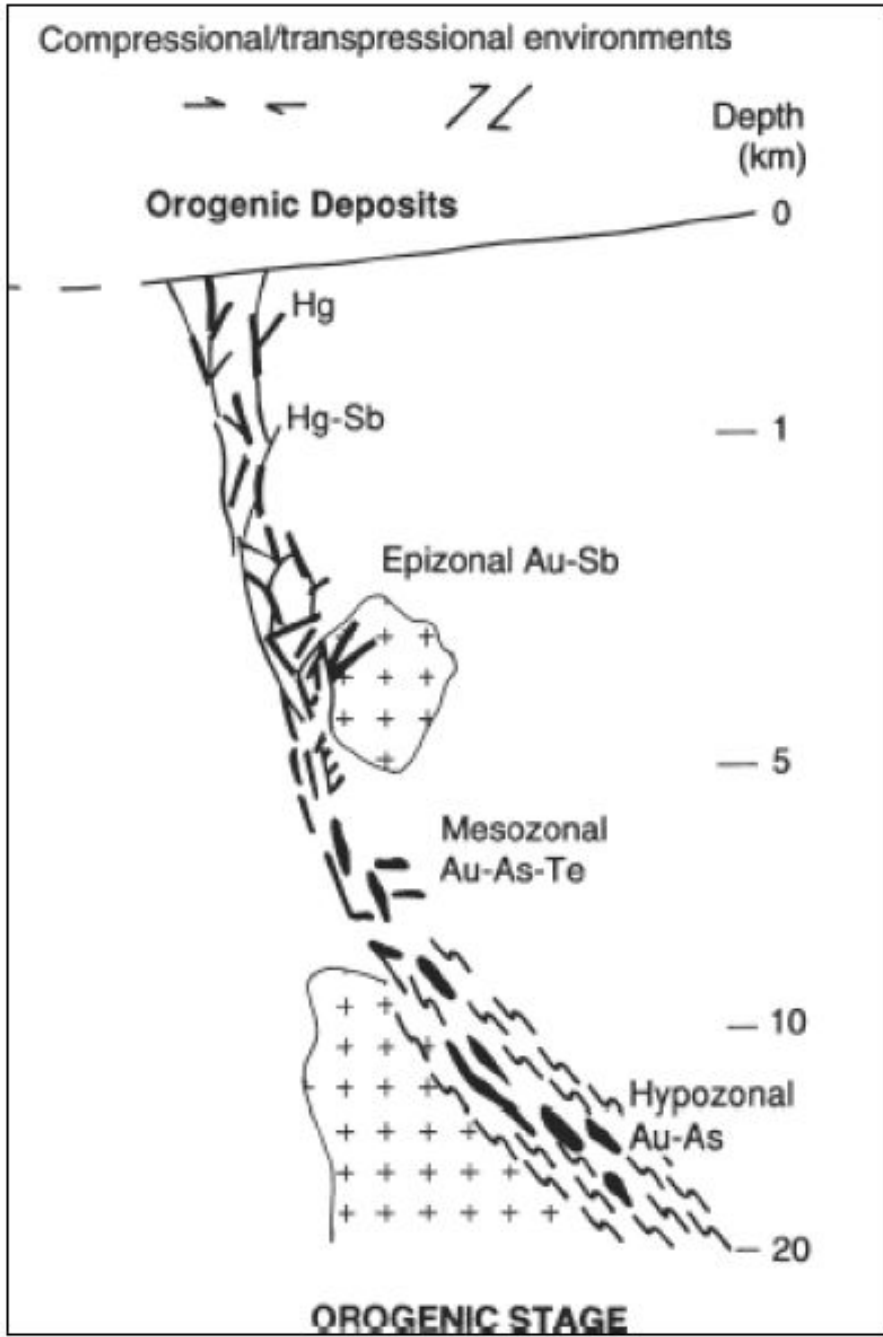


**Генетическая связь с
одновозрастными
магматическими
образованиями.**

**Рудоносность разных типов гранитов
по редокс-потенциалу /Исихара, 1981,
Кигаи,2010/**

Рис. 2. Распределение полезных компонентов в рудных месторождениях Японских островов между районами развития гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий, по данным С. Исихары (Ishihara, 1981).

Залитые части соответствуют магнетитовой серии, ко-созаптрихованные – слабомагнитным районам разви-тия магнетитовой серии, белые – ильменитовой серии.



Подавляющее большинство гидротермальных руд формируется в гидродинамически замкнутых, непроточных условиях. Многометалльное оруденение образуется в ходе многостадийного процесса, обусловленного перерывами в отделении флюидов из магматического очага; место отложения руд каждой стадии определяется в первую очередь структурными условиями (участками наибольшего разрыхления структур), а не температурой вмещающих пород или растворов /Кигаи, 2019/.

Figure 7-1 Types old deposits (after Groves et al, 1998)

Типы метасоматитов и их рудоносность

(по В.С.Попову, Н.Ю.Бардиной)

Метасоматит	Т°С	pH	Сопутствующее оруденение
Равновесные к кислым растворам			
Серицитолиты (березиты)	400-200	5-4	Mo; Cu; Zn; Pb; Bi; Au; Ag; U
листвениты	400-200	5-4	—
аргиллизиты	300-50	5-2	Au; U; As; Sb; Hg
Вторичные Q-ты	500-300	4-1	—
Равновесные к щелочным растворам			
микроклиниты	600-400	8,5-7	Nb; Zr; Be; TR
альбититы	500-300	8-7	Nb; Ta; Rb
эйциты	300-150	7-6	U; Mo; P; Zr; Th; TR
Равновесные к нейтральным растворам			
Турмалиниты	500-250	6,5-3,5	Sn; W; Cu
Проилиты	300-150	6-4,5	Cu; Zn; Pb; Au; Ag
гидрослюдиты	150-50	6,5-4	Au; U; As; Sb; Hg

Рудоносные метасоматиты

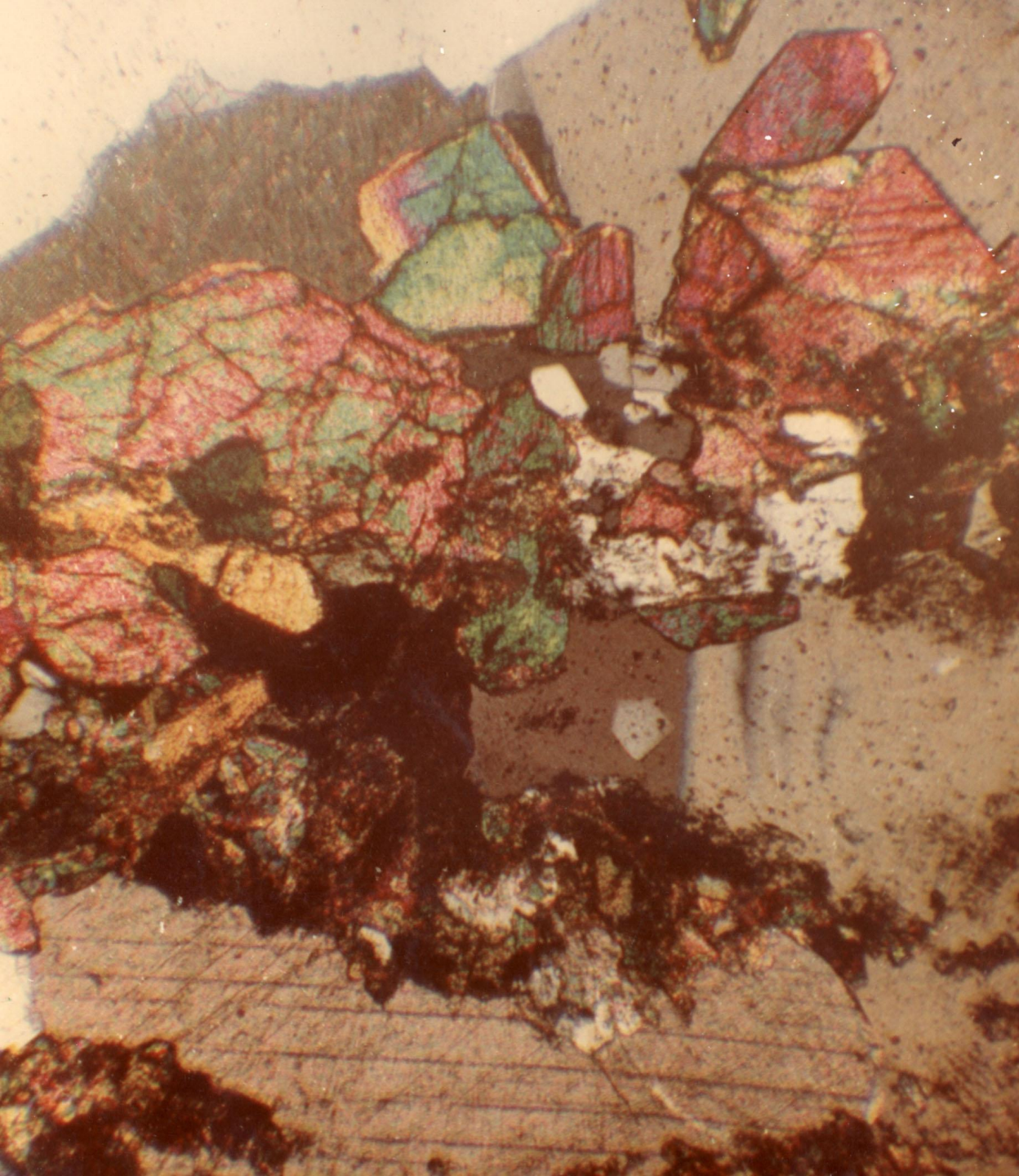
Эволюция магматогенного гидротермального минералообразования в пределах одного цикла металлогенеза, связанного с послескладчатым известково-щелочным магматизмом [3, 23]

Вектор времени направлен снизу вверх

Кига́й, 2010

Тип магма-пизма	Главные компоненты флюидов	Смена рудно-метасоматических комплексов (РМК) снизу вверх			
		Начальный рН флюидов		Метасоматиты	Оруденение (главные элементы, минералы)
Дайки базитов	Рудоносные трещины достигают поверхности	Кислотные сверху → и щелочные внизу → синхронно	9	Аргиллизиты, алуниты	Au, Ag/Hg/Флюорит
			9	Адуляризация хлоритизация, карбонатизация	Au, Ag Pb-Zn, Sn
		Кислотные	8	Березиты, серицитолиты, листовениты	Au/W/U/Pb-Zn, Cu/As, Sb, Hg
Гранитоиды и их дайки	H ₂ O > CO ₂ , MeCl _n , H ₃ BO ₃ , H ₂ S, SO ₂	Щелочные	7	Турмалиниты	Sn ± W/Au
			6	Грейзены	W ± Sn, Be, Li
			5	Альбититы	Be/U
			4	Калишпатиты	Mo/U, Au/Sn
	H ₂ O > CO ₂ , MeCl _n	Ближнейтральные — слабощелочные	3	Известковые скарны	Fe, B/W, Cu/Sn/Pb-Zn
			2	Скаполитовые метасоматиты	Fe
CO ₂ ≥ H ₂ O, ± MeCl _n		1	Магнезиальные скарны	Fe, B	

При первоначальных гидротермальных изменениях обычно пористость пород увеличивается, способствуя разрастанию зон метасоматоза. при рудоотложении и окварцевании – снижается (Кига́й, Николаев, 1965), что приводит к закупорке подводивших флюиды каналов и к прекращению стадии минералообразования.



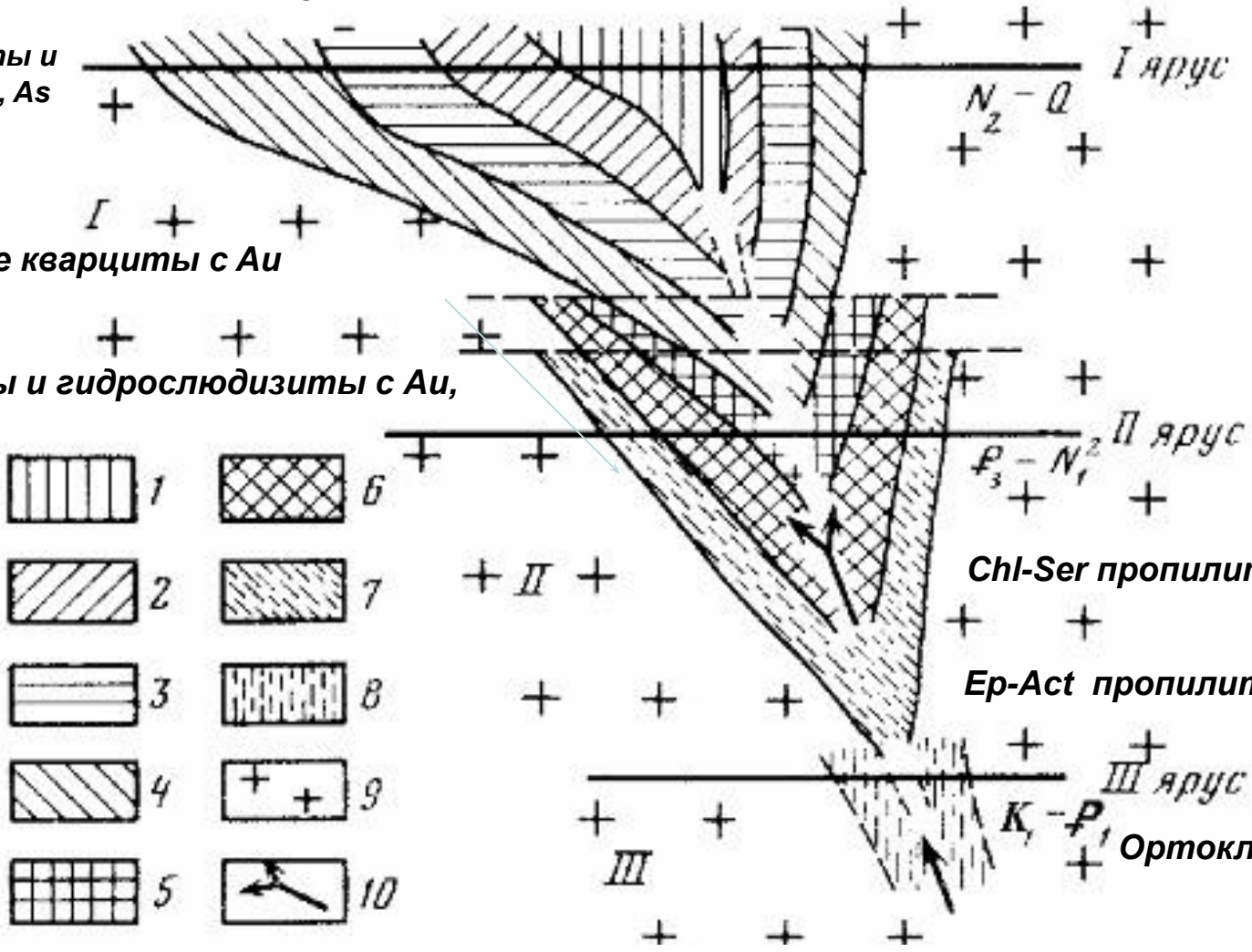
Пропилиты.
Северный Казахстан.
Пр. шлиф
N +. Ув. 60.

Схема вертикальной зональности метасоматитов Срединного хр. Камчатки. По Власову, Василевскому [Ильин, 1983]

Серные кварциты и
алуниты с Hg, Sb, As

Серицитовые кварциты с Au

Серицитолиты и гидрослюдизиты с Au,
As



Chl-Ser пропилиты с Pb, Zn

Ep-Act пропилиты с Cu, Mo

Ортоклазиты с Cu

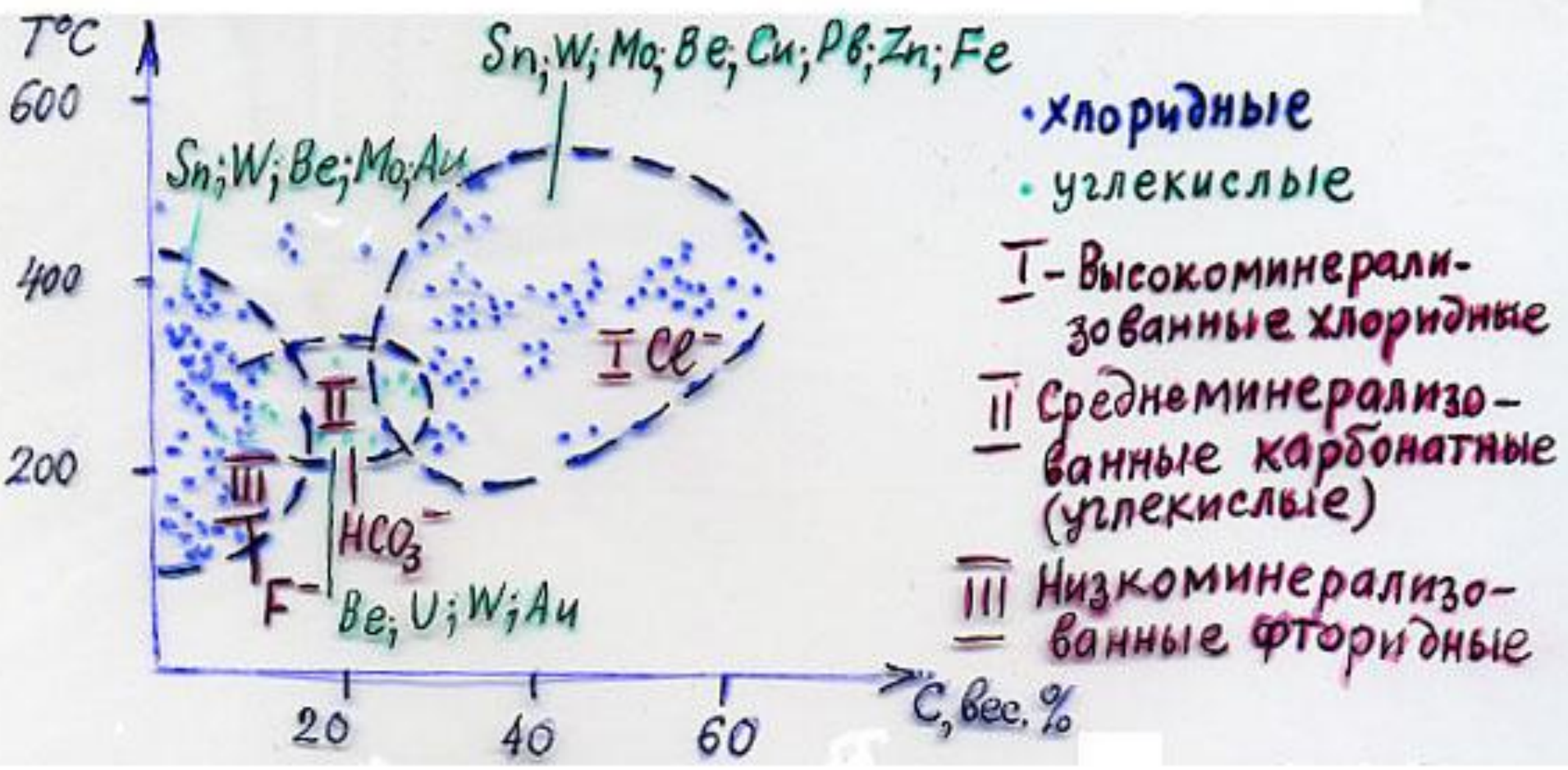
1 – серные кварциты и алуниты; 2 – то же с Hg, Sb, As; 3 – каолинитовые кварциты с Hg, Sb, As; 4 – серицитовые кварциты с Au; 5 – серицитолиты и гидрослюдистые породы с Au, As; 6 – хлорито-серицитовые пропилиты с полиметаллами; 7 – эпидот-актинолитовые пропилиты с Mo, Cu; 8 – ортоклазовые метасоматиты с Cu; 9 – неизмененные породы; 10 – направления движения растворов, формировавших разновозрастные ореолды: I – кварциты (низкотемпературные месторождения), II – пропилиты (средне температурные месторождения), III – ортоклазовые метасоматиты (высокотемпературные месторождения).

Жильные минералы	Зоны и рудные минералы	Класс	Металлы
<p>Кварц</p> <p>Полевой шпат, слюда</p> <p>Турмалин</p> <p>Хлорит</p> <p>Флюорит</p> <p>Халцедон</p> <p>Доломит</p> <p>Барит</p> <p>Кальцит</p>	7. Безрудная (пирит)		—
	6. Гематит, гётит, джемсонит, антимонит, пираргирит, бурнонит, тетраэдрит, сидерит, пирит, марказит	МЕЗО-ЭПИТЕРМАЛЬНЫЙ Жилы и залежи обычно перпендикулярны к контактам гранитов	Fe Sb Ag
	5. Аргентит, урановая смолка, галенит, никелин, сфалерит, кобальтин, шмальтин (висмут, висмутин)		Pb, Ag Zn U Co, Ni Bi
	4. Халькопирит (сфалерит), вольфрамит, арсенопирит, пирит	ГИПОТЕРМАЛЬНЫЙ Жилы и залежи обычно параллельны контактам гранитов	Cu
	3. Халькопирит (станнин, молибденит), вольфрамит, арсенопирит, касситерит, деревянистое олово		W As
	2. Вольфрамит, арсенопирит, касситерит		Sn
	1. Касситерит, спекулярит (самый ранний минерал)		Fe

Пример.
В Джидинском районе Прибайкалья кварцево-молибденитовые штокверковые руды, сопряженные с калишпатизацией, отчетливо сменяются более поздними грейзеново-вольфрамитовыми рудами Инкурского штокверка и кварцево-вольфрамитовыми жилами месторождения Холтосон /Кига́й, 2019/.

Сопровождающее оруденение геохимическими ореолами

Состав гидротермальных растворов в зависимости от температуры (по В.Б.Наумову, 1984)



Типы современных гидротерм /Лебедев, 1975, Шмариович, 1985/

**I - Кислые рассолы $SnHm - Na - Ca - Cl$
с $Li, Rb, Cs, Sr, Cu, Pb, Zn, Cd, Ag$ (Мирный);**

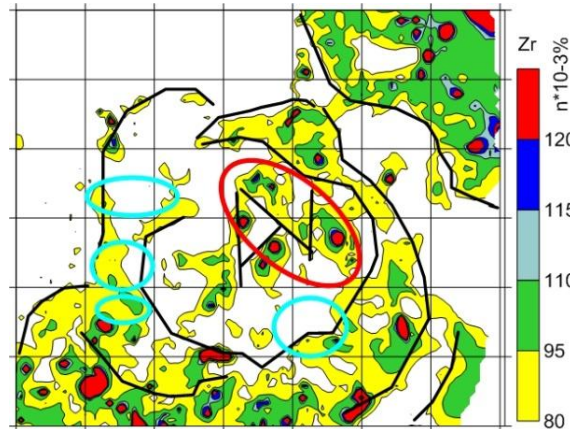
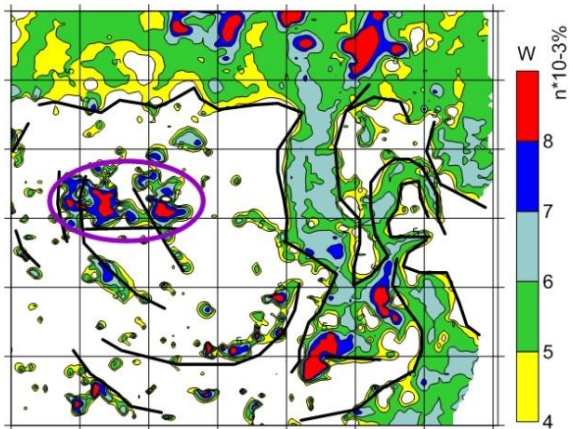
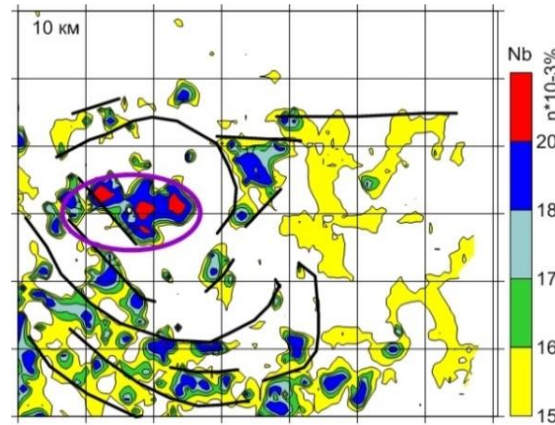
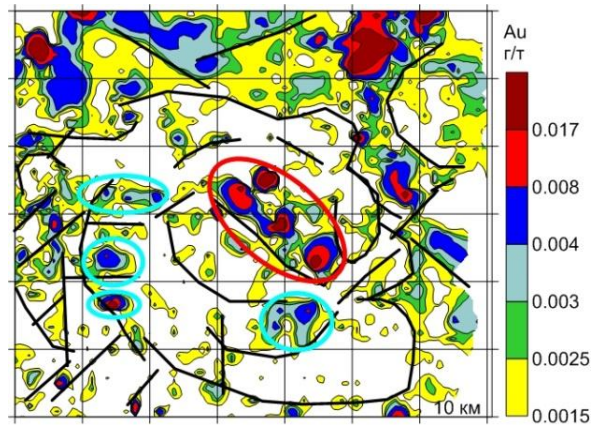
**II – Солёные щелочные $Ca - Na - Cl - (NO_3)-$
 $(HS)-$ с Fe, Pb, Zn (Челекен);**

**III – Ультракислые минерализованные $H_2S -$
 $(SO_4)-- - Cl$ с Zn, Pb, Cu, As, Mo, W (активный
вулканизм);**

**IV – Слабоминерализованные $Na - (HCO_3)- - H_2S -$
 $Cl - (SO_4) —$ с U, TR, Mo (нарзаны)**

Изменение эксгаляций по мере остывания вулканических
очагов: $Cl - SO_2 - CO_2 - H_2O$ (пар)

Геохимическая структура Детринского рудного узла /Григоров С.А.,2018/.



Концентрическая
синхронно-зональная
структура
ГП
золота+ниобия+воль-
фрама+стронция
отражают
полиформационный
рудный узел, в ядре
которого сформированы
«золотое» и
«редкометальное» ядро.
Изменение элементного
состава таксонов системы
характеризует
латеральную
зональность в составе
Тенькинской Зоны.

В результате структурно-геохимического анализа исходной информации, без привлечения геологических и геофизических данных, обоснованы естественные границы Золотоносной Зоны и локализованы в её составе Рудные Узлы и исчерпывающей оценкой полноты поисковой изученности территории на стадии среднемасштабных поисков.

**Вертикальная зональность гидротермальных систем и
минералообразования
/Петренко, 1998/**

Глубина, м	Зоны газогидротерм	Минерализация и типы образований
0 – 100	Вадозные (метеорные) воды	
Экран	Надэкранная зона конденсации	Образование H_2SO_4, кислотного выщелачивания, аргиллизация
5 – 250	Зона гидротермальных взрывов	Отложение Au и Ag. Образование гидротермальных брекчий, полная дегазация, резкое падение pH
30 – 500	Зона пароводяной смеси «Паровая шапка»	Дегазация 10 – 41% H_2O, CO_2, H_2S, падение pH, распад (HS^-) – комплексов, отложение сульфидов, полиметаллов, серебра
900 - 1000		
>1000	Зона перегретых вод	$Cl-Na-SiO_2$, pH=7,5–9,3 (5,5–6,5), M=1–1,5 г/л

Участие в гидротермальном рудообразовании разных генетических типов подземных вод метеорных, формационных, магматогенных, метаморфогенных, мантийных (ювенильных)

Изотопный состав кислорода и водорода гидротерм



Для метеорных вод - $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ (Крейг, 1964)

Формы переноса полезных компонентов (ПК) в гидротермах

Простые ионные (хлориды)

Комплексные ионы (HCO_3 , ClO , HS , F)

Коллоидные

Газовые (CO_2 , CH_4 , Cl , F , H)

Причины осаждения полезных компонентов из газогидротерм

Резкие снижения давлений и температур

Смешение гидротерм с другими типами подземных вод

Смешение гидротерм с химически активными компонентами пород

Резкие изменения скоростей движения гидротерм (автосмешение гидротерм по А. А. Пэку)

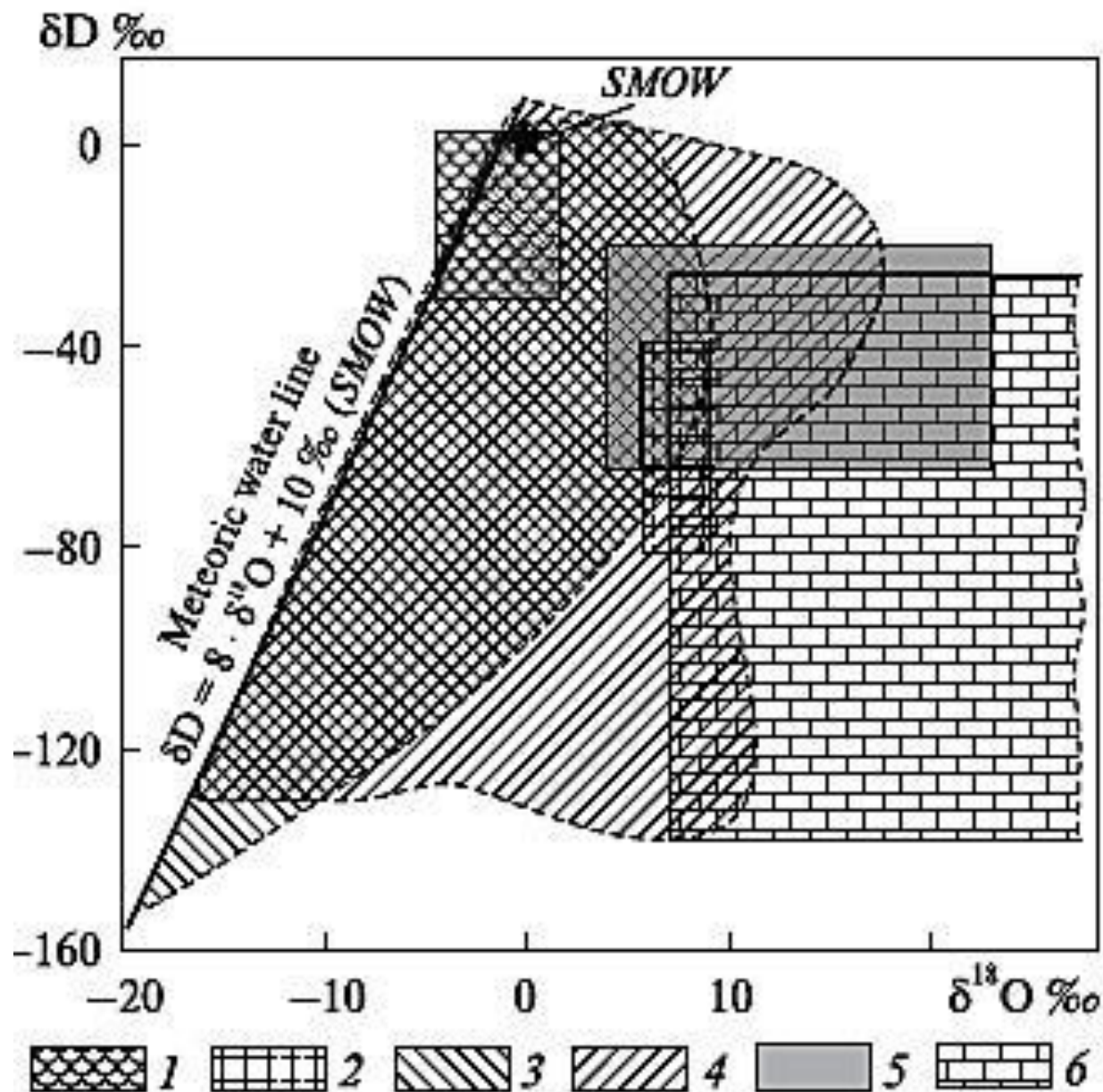
Механизмы выпадения компонентов из растворов: развал комплексов при резких изменениях кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных параметров растворов, которые сопровождают их дегазацию; фильтрационный эффект, сорбция, изменения электрических полей и др.

Главными компонентами гидротермальных флюидов являются вода, NaCl, KCl и CO₂. Меньшую роль играют CaCl₂, MgCl₂, H₂CO₃, H₃BO₃, NH₃, CH₄, N₂, H₂ и соединения рудообразующих металлов.

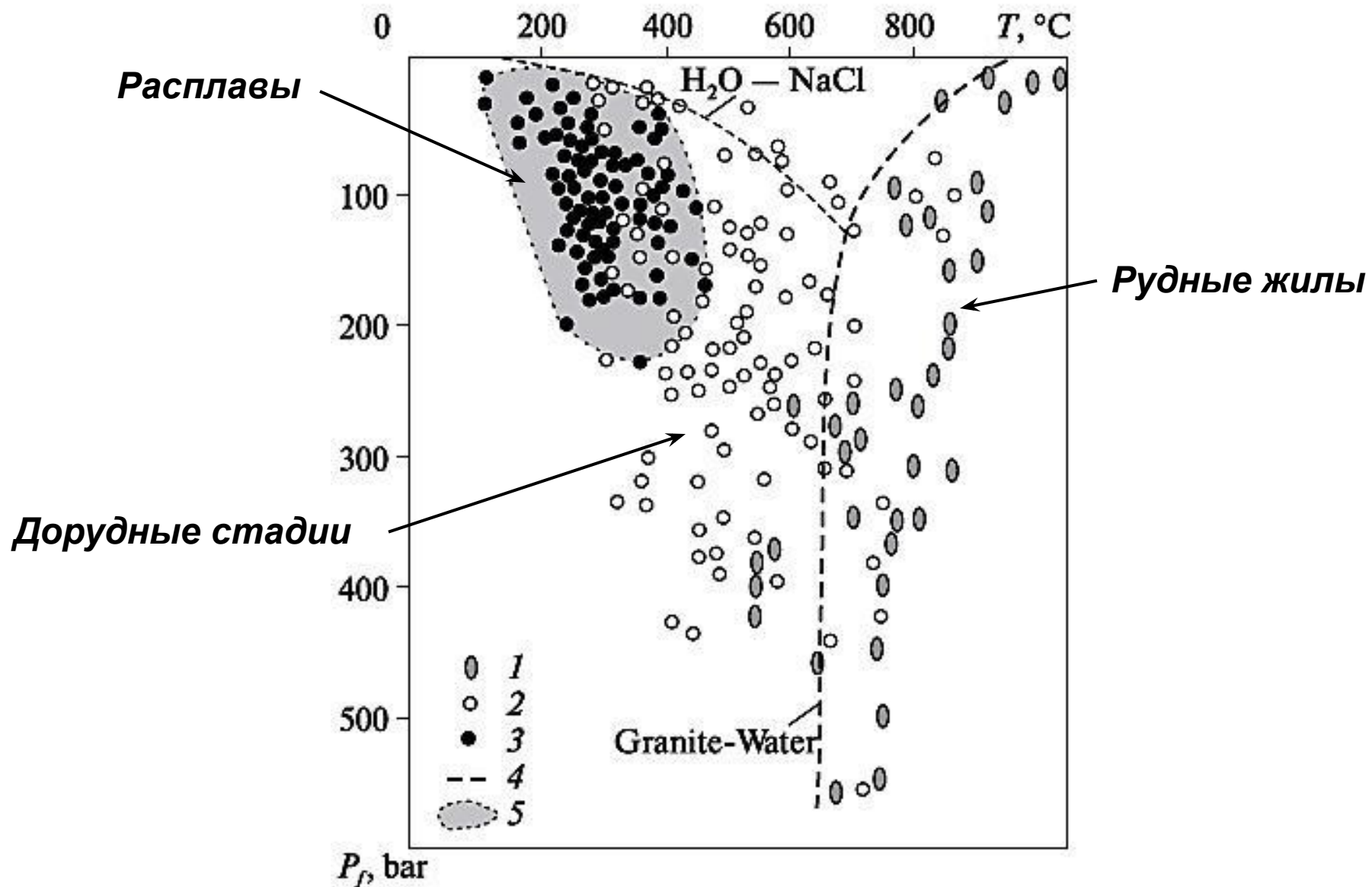
Для гранитных магм можно ожидать порядок расположения компонентов флюидов по снижению прочности их связи с силикатным расплавом может соответствовать расположению тех же компонентов по снижению температур плавления и кипения: NaF - NaCl – H₂O – SO₂ – H₂S - CO₂ и, соответственно, по возрастанию их летучести

Давление воды возрастает по мере увеличения её объёма, и когда оно превысит величину давления, необходимую для гидроразрыва, то водный флюид прорывается сначала в застывшую корку и экзоконтактовую ороговикованную зону плутонов, а затем и выше во вмещающие породы, создавая около гранитоидных плутонов гидротермальные рудные месторождения разных классов от редкометалльных пегматитов и железорудных скарнов до жильных Sn, W, Mo и Be месторождений.

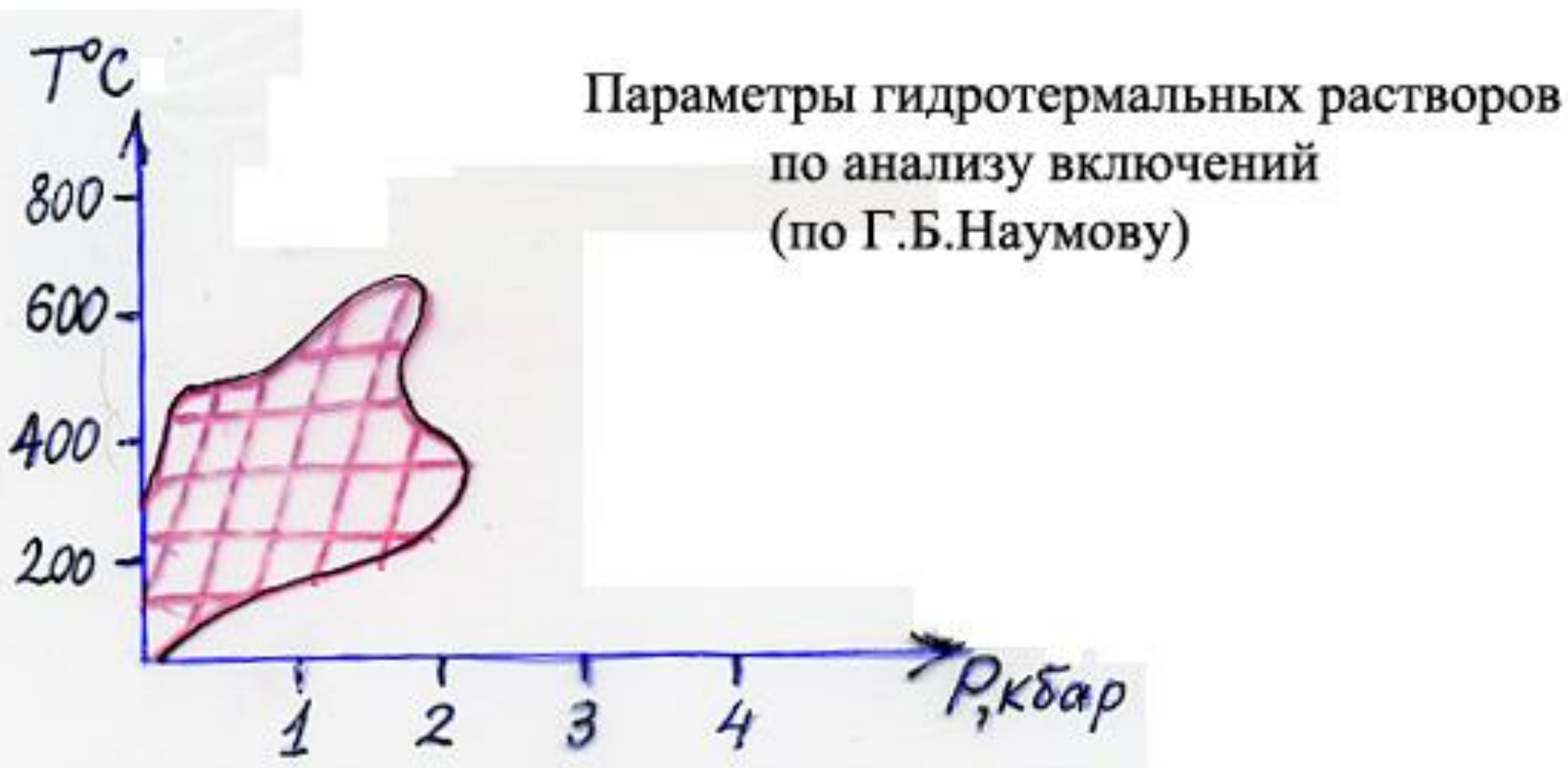
Флюиды, отделяемые базитовыми плутонами, подобным же образом формируют мезо-эпитермальные боросиликатные и полиметаллические скарновые, а также жильные месторождения Au, Ag, Cu (включая медно-порфировые), Zn, Pb и Hg, а после достижения трещинами земной поверхности – эпитермальные Au-Ag месторождения /Кизай, 2019/.



Изотопный состав некоторых природных вод и пород /Наумов и др., 2012/. Воды: 1 — морские, 2 — магматические, 3 — термальных источников, 4 — флюидных включений гидротермальных минералов; породы: 5 — метаморфические, 6 — осадочные

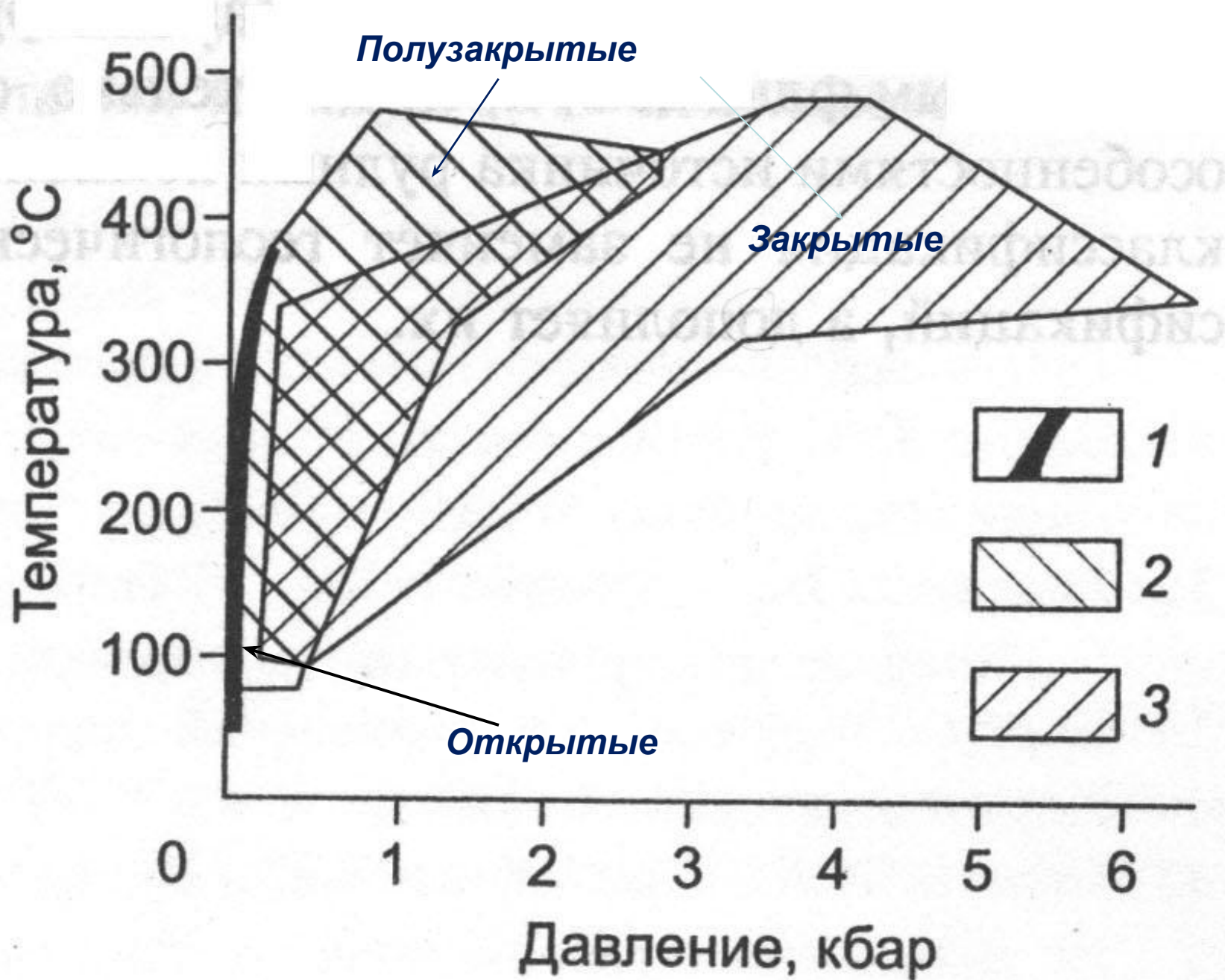


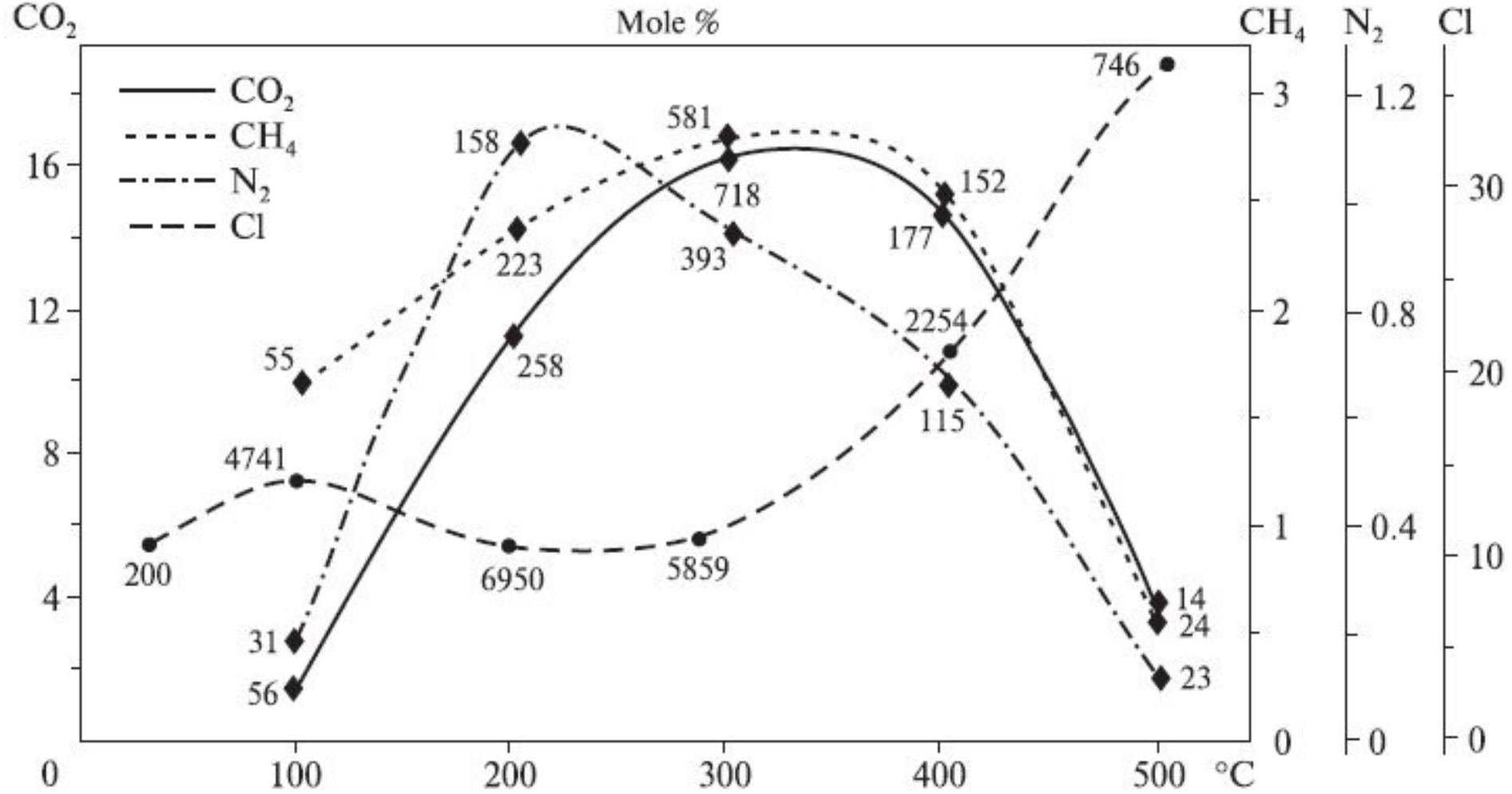
PT-параметры, полученные для объектов месторождений олова, вольфрама и молибдена по включениям: 1 — расплавленным, 2 — флюидным дорудных стадий, 3 — флюидным рудных жил; 4 — линия равновесия гранит — H₂O, 5 — область T-P рудоотложения /Наумов и др., 2012/.



Вертикальная протяженность жил наименьшая у самых приповерхностных эпitherмальных руд (Au-Ag, Sb, Hg, флюорит) и у самых глубинных (пегматитов) – первые сотни метров. Среднюю протяженность на глубину имеют жилы и тела мезотермальных медно-порфировых и полиметаллических, а также гипотермальных руд (Sn, W, Mo)- от 0,5 до 1,0 км. Наибольшая вертикальная протяженность типична для мезотермальных послескладчатых магматогенных золоторудных жил – от 1 до 4 км /Кигаи, 2019/.

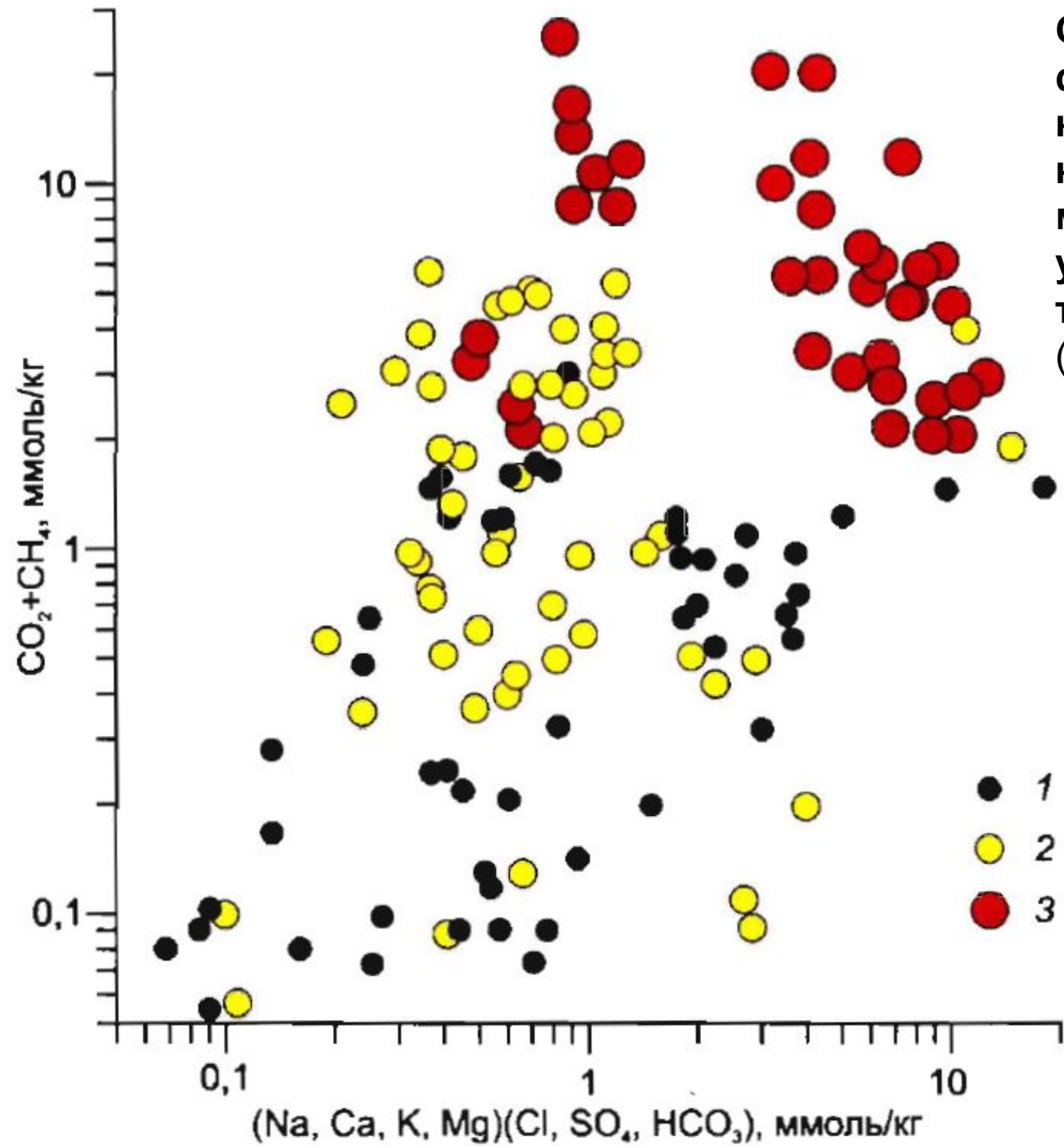
Поля Р-Т разных гидротермальных систем [Прокофьев, 2000]



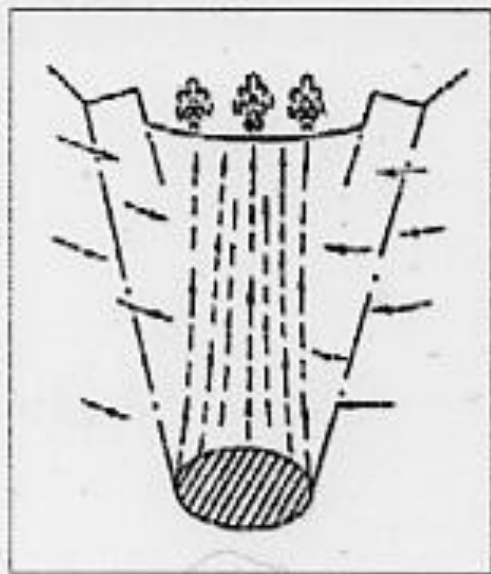


Изменение значений содержания газов и солености во флюидах разной температуры. Цифрами на кривых обозначен объем выборок в интервале ± 50 °С /Наумов и др., 2012/.

Содержание главных
флюидных
компонентов в жильном
кварце золоторудных
месторождений в
углеродисто-
терригенных породах
(по С.Г.Кряжеву, 2016).



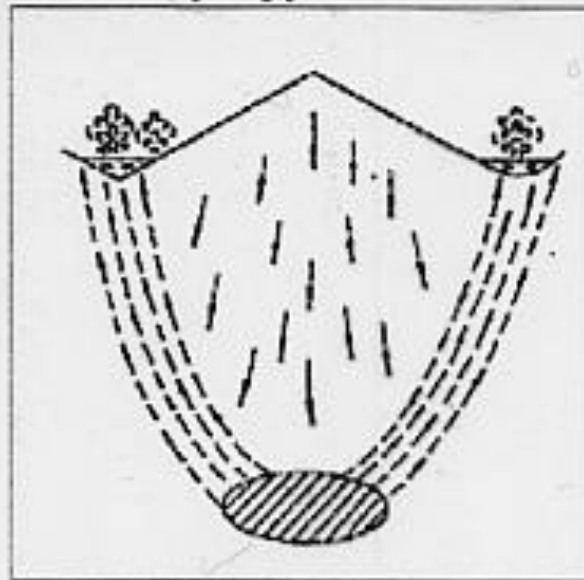
Типы современных высокотемпературных г/т Камчатки /Петренко, 1998/.



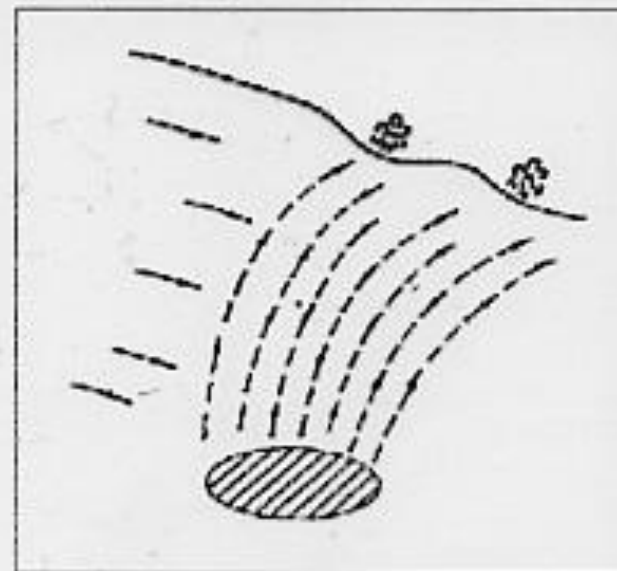
Узонский
единственный (рудный).

Макс. V вод, тепловой поток и
полный набор концентрацион-
ной зональности

Нисходящие воды -инфильтрационные, воды от магматического очага - термальные.



Бан'но наиболее
распространенный.

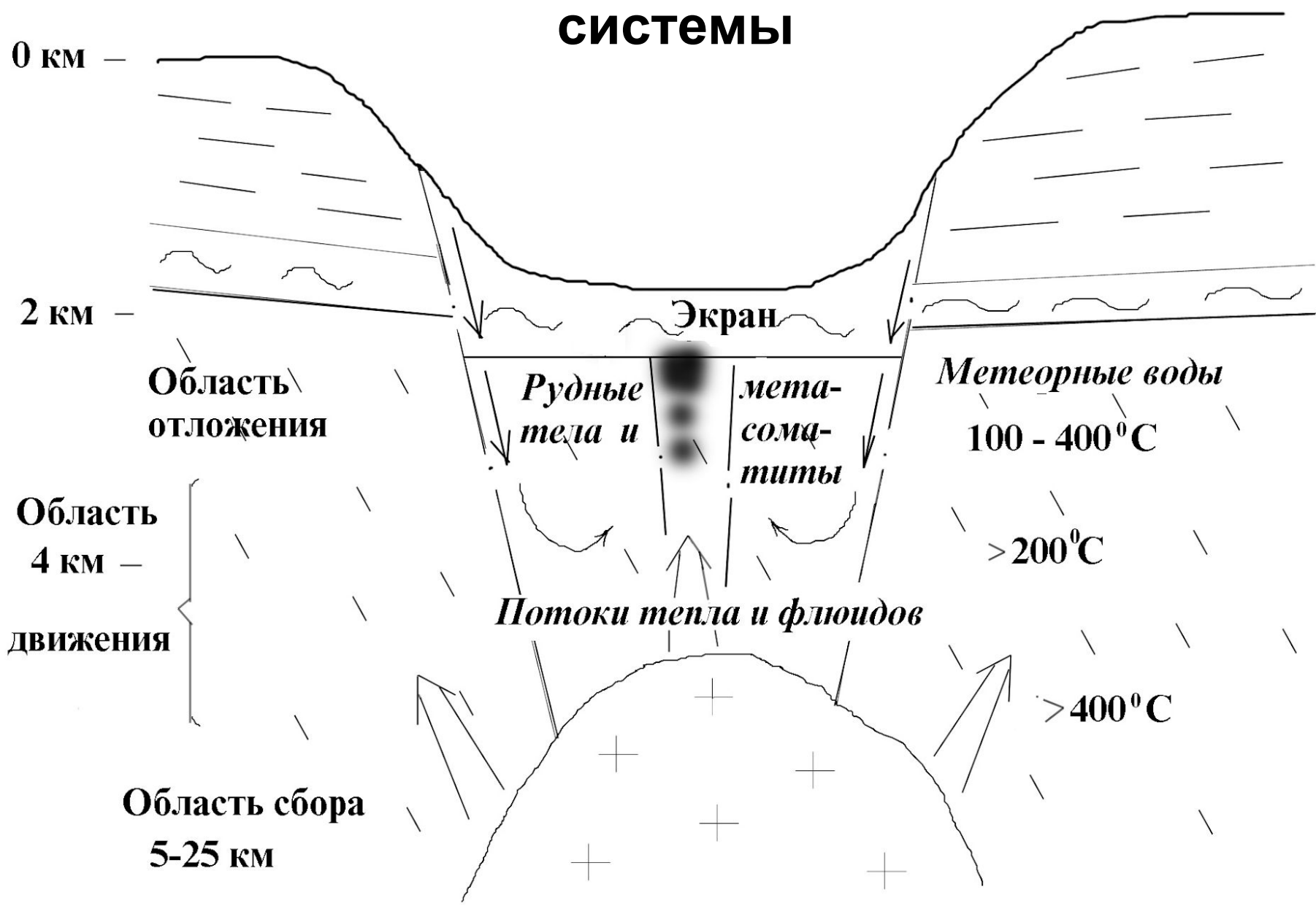


Мутновский менее
распространенный.

«Роль магматического очага ограничивается тепловым воздействием и введением в систему безрудного магматического флюида, доля которого в общем балансе растворов составляет десятые доли процента» [Старостин, 2012].

Все постскладчатые жильные месторождения W , Sn , Be , Li генетически связаны с гранитоидами известково-щелочного ряда, сопряжены с прерудными кислотными метасоматитами и формируются при участии гетерофазных флюидов. Месторождения Au , Ag , Cu , Pb, Zn , As , Sb , Hg генетически связаны с базитами мантийного происхождения /Кигаи, 2019/.

Модель континентальной гидротермальной системы



Зона глубокого катагенеза или остывающий магматический очаг

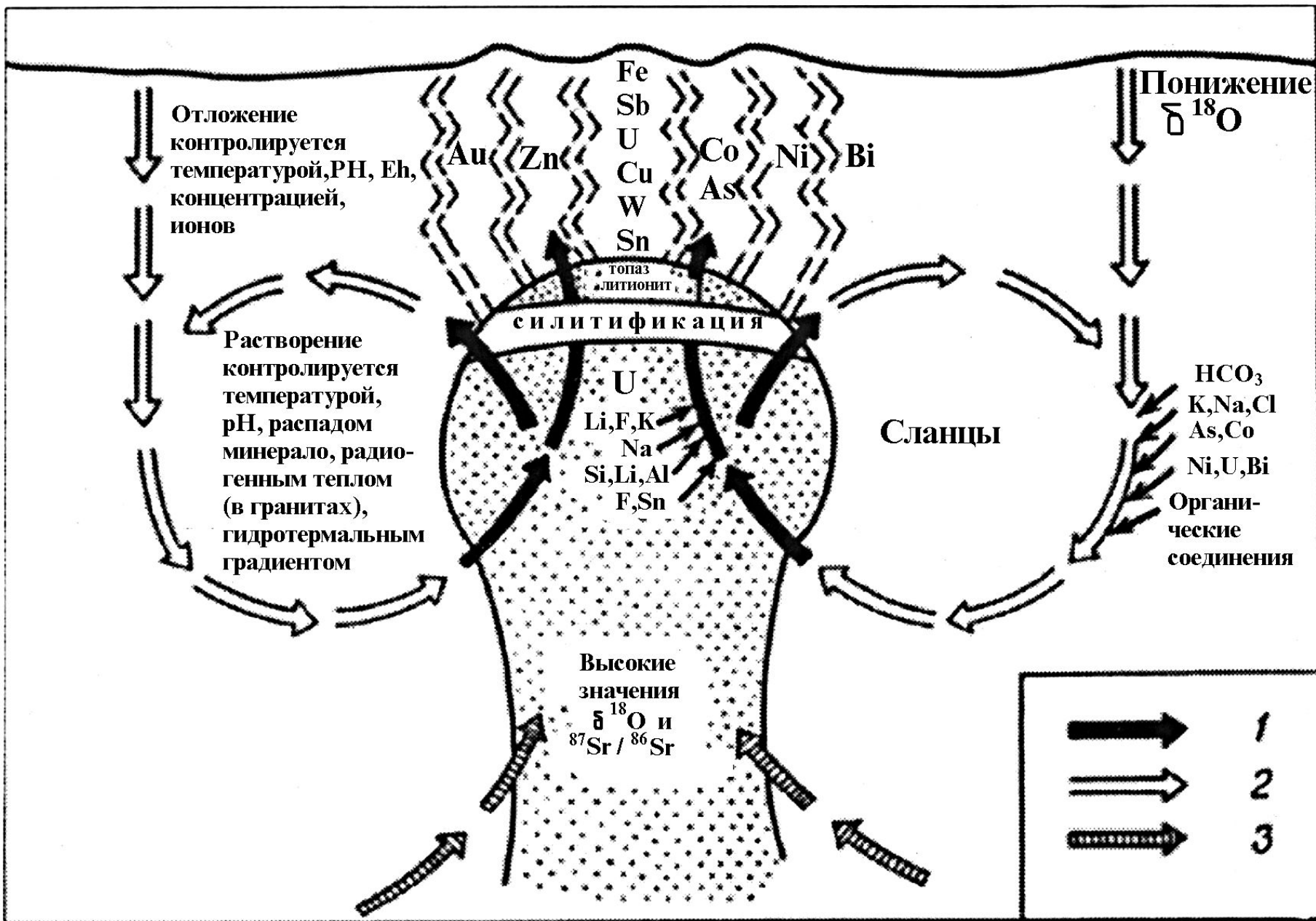
Модель гидротермальной системы



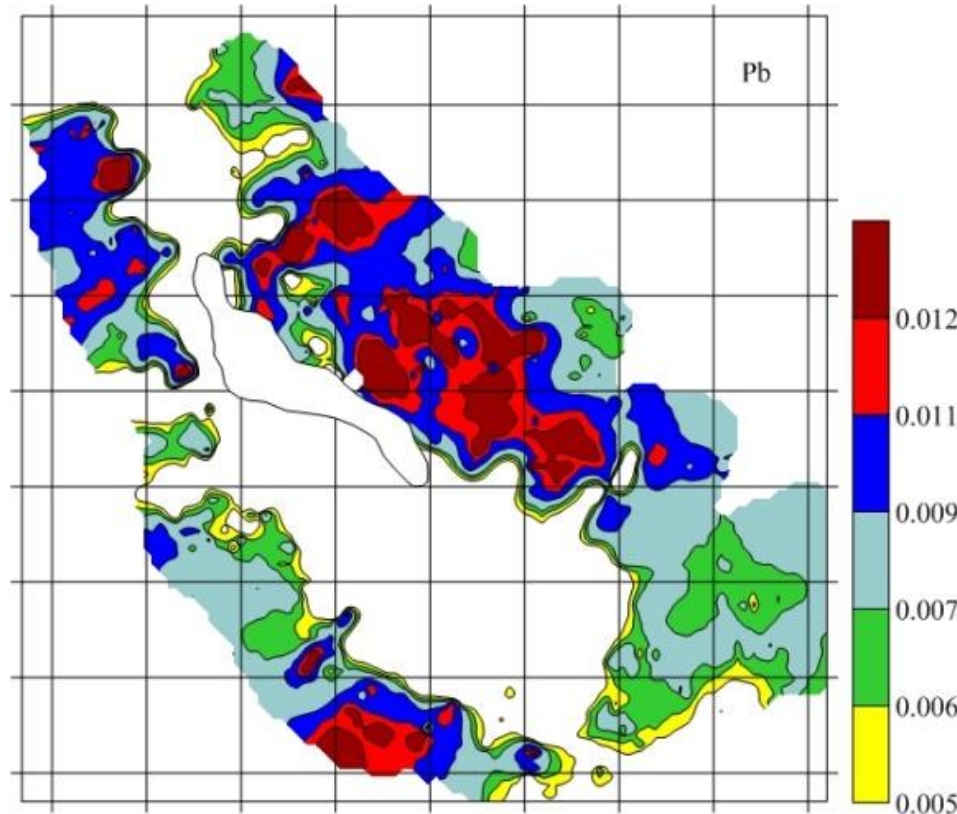
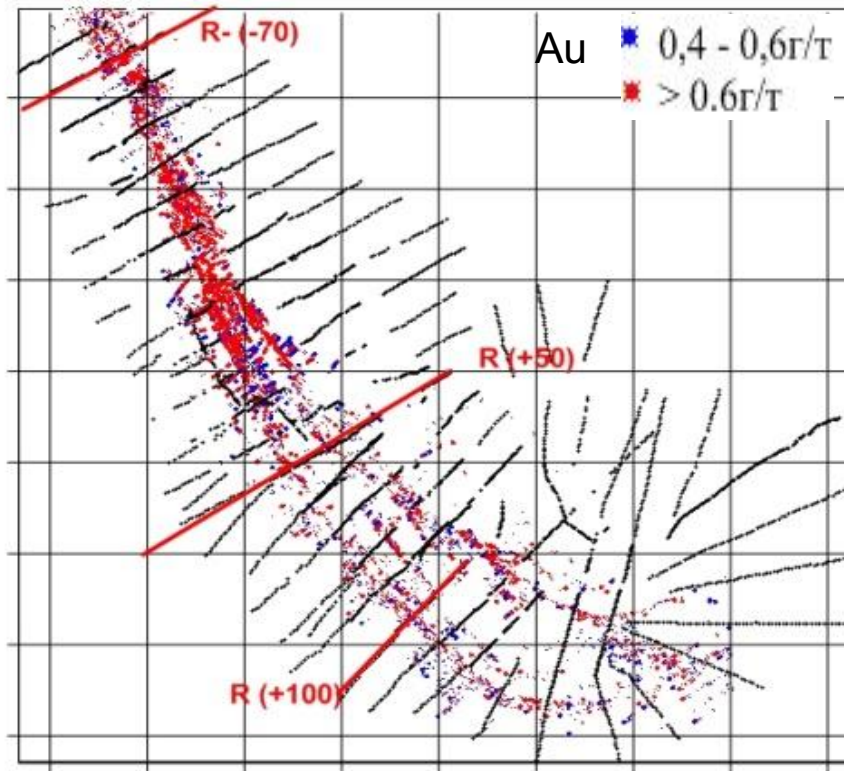
Гидротермальные месторождения вряд ли могут формироваться на глубине более 6-7 км из-за высокого литостатического давления, закрывающего трещины и поры и препятствующего миграции флюидов /Кигаи, 2019/.

Модель рециклинговой гидротермальной системы

/Симпсон, Плант, 1988



Положение Наталкинского мегаштокверка в структуре геохимического поля свинца



На стадии разведки, в первичном ГП на уровне Рудной Залежи, также сохранены синхронно-зональные взаимоотношения Au и Pb. ГП свинца образует замкнутую по периметру структуру, в ядре которой размещён мегаштокверк.

В совокупности, в рамках рассмотренной иерархической системы, самоподобные таксоны образуют фрактальную структуру по типу «собранный матрёшки». Последовательное картирование таксонов **неизбежно** приводит к открытию МЕСТОРОЖДЕНИЯ /Григоров С. А., 2018/