

**EPITHERMAL GOLD MINERALISATION**

Short course notes discussing the important  
geological, geochemical and geophysical aspects of mineralisation  
in the epithermal environment.

**Compiled by :**

**Jeffrey W. Hedenquist**

**Patrick R.L. Browne**

**Rick G. Allis**

**Organised by :**

**Applied Geology Associates**

**Wairakei, New Zealand**

**19-21 February 1988**

- 1.0 INTRODUCTION
  - 1.1 Economic Significance
  - 1.2 Classification
  - 1.3 Distinction Between Low and High Sulphidation Epithermal Environments: Preview and Summary of Geochemical Framework
    - 1.3.1 Low sulphidation systems
    - 1.3.2 High sulphidation systems
- 2.0 TECTONIC AND GEOLOGIC SETTINGS OF EPITHERMAL SYSTEMS  
(Frank Reid and Bruce Houghton)
  - 2.1 Volcanism at Destructive Plate Margins
  - 2.2 Production of Andesitic and Rhyolitic Lavas
  - 2.3 Physical Volcanology
  - 2.4 Effects of Rock Composition on Epithermal systems
  - 2.5 Active Epithermal Systems
- 3.0 THE ORIGIN AND REGIONAL FLOW PATHS OF HYDROTHERMAL FLUIDS RELATED TO EPITHERMAL SYSTEMS
  - 3.1 Origin
  - 3.2 Isotopic Patterns and Regional Fluid Flow in Caldera Settings
  - 3.3 Structural Control to Fluid Flow and Mineralisation in Caldera Settings
  - 3.4 Distribution of Epithermal Systems in Andesitic Terrane
- 4.0 COMPOSITION OF EPITHERMAL FLUIDS, PROCESSES AND THE GEOCHEMICAL STRUCTURE OF EPITHERMAL SYSTEMS
  - 4.1 Composition of Low Sulphidation Fluids in the Epithermal Environment
  - 4.2 Hybrid Fluid Types and their Origin
  - 4.3 Physical Processes; Boiling and Mixing
  - 4.4 Sources of Low Sulphidation Fluids and their Constituents
  - 4.5 Fluid Chemistry of High Sulphidation Epithermal Systems
    - 4.5.1 Chemistry of volcanic discharges
  - 4.6 The Geochemical Structure of Epithermal Systems

## 5.0 FLUID FLOW IN INDIVIDUAL EPITHERMAL SYSTEMS

- 5.1 Silicic-hosted Systems
- 5.2 Andesitic-hosted Systems
- 5.3 Fluid Flow in a Seafloor System
- 5.4 Fluid Flow Focussed into Zones of Brecciation

## 6.0 ASPECTS OF ALTERATION IN EPITHERMAL SYSTEMS

- 6.1 Introduction
- 6.2 Mineral-Fluid Equilibria in the Epithermal Environment
  - 6.2.1 Alteration reactions associated with near neutral pH fluids
  - 6.2.2 Alteration reactions associated with relatively acid fluids
- 6.3 Classification of Hydrothermal Alteration
- 6.4 Thermal Stabilities of Minerals
  - 6.4.1 Clay mineralogy
  - 6.4.2 Silica
  - 6.4.3 Sulphides
  - 6.4.4 Zonation of mineral assemblages in active and fossil systems
  - 6.4.5 The problem of metamorphic equivalence
- 6.5 Some Problems Associated with the Interpretation of Hydrothermal Alteration

## 7.0 METAL TRANSPORT AND DEPOSITION

- 7.1 Gold Deposition in the Low Sulphidation Environment
- 7.2 Gold in the High Sulphidation Environment
- 7.3 Silver and Base Metals
- 7.4 Supergene Redistribution of Precious Metals
- 7.5 Controls on Gold/Silver Ratio Variations Between Deposits

## 8.0 CASE STUDIES

- 8.1 Golden Cross, New Zealand
- 8.2 Ohakuri Fossil Epithermal Systems, New Zealand
- 8.3 Kushikino, Japan
- 8.4 Hishikari Gold Discovery, Kyushu, Japan
- 8.5 Nansatsu Area, Kyushu, Japan
- 8.6 Creede, Colorado

## 9.0 EPITHERMAL MINERALISATION MODELS: A CRITICAL COMPARISON

- 9.1 Introduction
- 9.2 Geochemical Associations
  - 9.2.1 Zonation of metals
- 9.3 Recent Models
- 9.4 Conclusions: Implications for Exploration

# Эпитермальная золотая минерализация

Джеффри Хеденквист

Геотермальный исследовательский центр (департамент научных и промышленных исследований) Веллингтон, Новая Зеландия.

Целью этого краткого курса является представление концептуальной основы использования эпитермальных систем для их дальнейшей разведки. Планируется рассмотреть и обсудить факторы, относящиеся к гидротермальному потоку и процессам, обуславливающим отложения благородных металлов. Наша цель— способствовать реконструированию по геологическим данным, моделям метаморфизма, флюидным включениям и т. д. ископаемых (палео) систем. В последующем будут рассмотрены их современные аналоги и активные гидротермальные системы.

Материал, представленный в этом курсе, в основном мой личный опыт, который включает изучение эпитермальных золотых месторождений, а также активных геотермальных систем в Новой Зеландии, Филиппин, Японии, Австралии, Индонезии, Чили и западных штатов США. Будет представлена обобщённая информация концептуального подхода в понимании эпитермальных условий (сред).

Различные версии этого курса были представлены Фрэнке Рейду, Дикс Хенли, Брук Хоунгтонсу и Пэтс Брауну и ими была оказана большая помощь. Особенно хочу поблагодарить Фрэнка, который подготовил вторую главу полностью. Просмотренные заметки были улучшены конструктивными замечаниями коллег в департаменте промышленности и исследований. Также необходимо подтвердить, что Дик Хенли постоянно занимался разработкой эпитермальных и геотермальных исследований; большинство идей, представленных в этих заметках, обязаны своим происхождением в дискуссиях с ним.

## Эпитермальное золото.

### 1.0 Введение.

Термин “эпитермальный” определяется очень кратко (табл. 1). Речь идёт о субповерхностной гидротермальной деятельности, в основном, связанной с субаэральным щелочно-земельным вулканизмом и часто (но не всегда) с продуктами вулканизма. Эта около поверхностная зона, в которой находится фокус эпитермального рудоотложения благородных металлов, является главным объектом нашего исследования. В этой среде (обычно <1 км глубиной) в гидротермальной системе происходит большинство физических и химических изменений, которые способствуют минералообразованию, в особенности благородных металлов. Однако эпитермальная среда является лишь небольшой частью всей гидротермальной системы, которая привлечена в привнос, перенос и отложение металлов. Чтобы получить более широкую оценку и понимание факторов, которые обуславливают образование месторождения эпитермального золота, мы попытаемся в этом кратком курсе обсудить всю систему и процессы, вытекающие из нашей концепции. Мы полагаем, что этот подход и понимание будут многообещающие и помогут геологам достигнуть в региональном, окружном масштабе целей разведки.

Мы не предполагаем, что имеются какие-либо “типовые” месторождения; все месторождения являются некоторыми вариациями на эту тему. Следовательно, необходимо владение концептуальным пониманием их образования. Это понимание поможет в интерпретации различий между месторождениями, а так же определения индивидуального плана разведочных работ.

Мы будем воздерживаться от фокусирования курса на специфике существующих рудных месторождений, но краткий обзор вариаций характерных черт эпитермального золотого рудообразования гарантируется. В этом курсе будут представлены характерные примеры и использованы данные о некоторых месторождениях для иллюстрации общих концепций. За вводным обзором будет проведена дискуссия по вопросам тектоники, геологических и структурных факторов, благоприятных для деятельности гидротермальных систем, которые распространяются в эпитермальную среду и приводят к образованию золотого и других рудных отложений.

Важным аспектом разведки рудных эпитермальных систем является интерпретация геологии вмещающих их пород, имеющих в основном вулканическую природу. В конце этого мы детально обсудим вулканическую среду, её продукты и интерпретацию проведения полной разведки в большинстве эпитермальных сред.

Таблица 1.1

Характеристики, определяющие часть гидротермальной системы в качестве эпитептермальной и наличие её в рудном месторождении (видоизменено из Линдгрена, 1933 и Бергера и Эймона, 1982).

Глубина	От поверхности до 1000 м
Температура формирования	50-300 (в основном 170-250 <sup>0</sup> С)
Происхождение гидротерм	Метеорное и некоторые компоненты магматические
Форма месторождений	Тонкие до мощных жилы, штокверки, рассеянные руды, замещённые руды
Текстура руд	Заполнение открытых пространств, крустификация, колломорфная полосчатость, гребенчатая структура, брекчирование.
Рудные элементы	Au, Ag, (As, Sb), Hg, [Tl, Ta, Ba, U], (Pb, Zn, Cu).
Метаморфизм	Окремнение, поверхностная аргиллизация, монтмориллонит/иллит, адуляр, пропилизация.
Общие признаки	Тонкозернистый халцедоновый кварц, псевдоморфоза кварца по кальциту, гидравлическая трещиноватость (брекчирование)

В квадратных скобках показаны элементы, редко представленные в полупромышленном содержании, а в круглых - элементы, часто присутствующие в промышленных концентрациях, но обычно менее ценные, чем связанные с благородными металлами.

Далее мы обсудим факторы, связанные с потоком гидротерм в системе, в особенности вблизи поверхности эпитептермальной среды. Здесь, как и в других местах, мы рассмотрим примеры из некоторых хорошо изученных геотермальных систем. Это позволяет использовать непосредственные (прямые) наблюдения в активных системах применить к пониманию процессов, происходивших в ископаемых системах. Мы твёрдо уверены, что современные эпитептермальные системы, хотя и не все предшественники рудных месторождений, являются ключом к объяснению ископаемых систем. Изучение активных и ископаемых систем неразделимы (White, 1955, 1981; Ellis, 1983; Berger, Bethke, 1985; Henley, Hedenquist, 1986; Hedenquist, 1987), если они следуют закону единообразия.

Мы полагаем, что количественное понимание многих аспектов геохимии, является необходимым в оценке процессов, которые приводят к рудообразованию, и интерпретации “следов”, которые они оставляют на породах. Сюда включаются состав рудообразующих и связанных с ними гидротерм, плюс физические и химические процессы, которые происходят в эпитептермальных системах.

Одним из главных “следов”, оставленных гидротермами, являются серии комплексов изменений. Эти и другие индикаторы гидротермального потока и процессы, такие как кипение и смешивание, а также влияние этих процессов на перенос металлов и их отложение, будут обсуждаться ниже. На всём протяжении курса будут использованы практические примеры. Сюда включается обзор методов петрографии, х-лучей, флюидных включений и т. д. Мы будем подробно обсуждать модели эпитептермальных систем, представленные в литературе. Основываясь на генетическом понимании, которое мы разрабатываем для эпитептермальных месторождений, будут практически оценены эти модели.

## 1.1 Экономическое значение.

Vach (1987) подготовил модернизированную (до 1985) компиляцию по вопросам добычи золота и запасов его месторождений. Он предложил классификационную систему на основе структурной обусловленности рудообразования, их минералогических комплексов и природы вмещающих пород. В группы, которые попали в пределы наших эпитептермальных структур, добыча золота составила 6400 тонн при обще мировой добычи в 90000 тонн с 1492 по 1977 годы. Без Витсвотеранда, эпитептермальное золото составляет (до 1977) 17,5% мировой добычи. Однако, с 1977 до настоящего времени (1985), основные открытия эпитептермальных руд, как в карбонатных, так и в вулканических породах значительно увеличивает эту процентную долю.

Главные эпитептермальные золотые месторождения в районе Тихоокеанского кольца в начале 1980-х годов почти 20 странах давали около 30 млн. грамм в год; за исключением приискового и побочного золота. Доминиканская

республика, США и Филиппины добывают 70% этого производства (Никарагуа, Колумбия, Япония и Мексика составляет всё остальное; Giles, Nelson, 1982). Добыча золота на новых месторождениях, таких как McLaughlin в Калифорнии (100 млн. г), El Indio в Чили (более 60 млн. г), на некоторых месторождениях в карбонатных породах в Неваде и Хишикаре, Японии (более 120 млн. г), значительно увеличили его ежегодную добычу в странах Тихоокеанского кольца до 60 млн. г. Месторождения на о. Лихир (360 млн. г) и Поргера в Папуа Новая Гвинея, Пахинго, Квисленд и во многих других местах Тихоокеанского кольца находятся сейчас в начальной стадии разработки. Добыча серебра из некоторых этих эпиптермальных месторождений также значительна. Так, например, на месторождении Au-Ag Пахука в Мексике добывается 6% общемирового серебра. Так как цена на золото резко увеличивается, то многие полученные промышленные месторождения стали очень привлекательны. Это включает класс эпиптермальных месторождений, которые имеют большие запасы рассеянных золотых руд с низкими содержаниями (т.н. гора Round, в Неваде). Они часто находятся вблизи поверхности, способствуя низкой стоимости методов добычи.

В таблице 1.2 приводятся тоннаж и количество золота и серебра в некоторых представительных месторождениях каждого класса эпиптермальных Au-Ag месторождений.

С усовершенствованием генетического анализа эпиптермальных систем и разработки новых месторождений, этот тип месторождений благородных металлов, как в жильных с высокими содержаниями, так и в рассеянных с низкими содержаниями, являются экономически целесообразны для разведки фактически во всех странах Тихоокеанского кольца.

## 1.2 Классификация.

Существует много классификаций для эпиптермальных месторождений благородных и неблагородных металлов (Nolan, 1933; Berger, Eimon, 1982; Graybeal, 1981; Giles, Nelson, 1982; Heald et al., 1987; Hedenquist, 1987). Большие различия между эпиптермальными системами создают очень сложную их классификацию. Мы попытаемся разделить эпиптермальные системы по нескольким структурным и химическим категориям, которые отражают генетические контролирующие факторы (табл. 1.3). Концепция этой схемы обсуждается в следующем разделе, после обсуждения физических и химических характеристик эпиптермальных систем.

Мы должны отметить, что наше определение “эпиптермальный” категорически исключает из этого обсуждения орогенные (размещённые в метаморфитах) золото-кварцевые жилы. Это многие эпигенетические месторождения в архейских зеленокаменных блоках Пилбара и Юилгар Западная Австралия, Родезийского кретона и провинции Супериор и Слэйв Канады, плюс Pz вулканический пояс Урала и Mz поле Сьерра Невады, Калифорния и район Отаго на южном острове Н. Зеландии. Эти месторождения, очевидно, образовались из метаморфических гидротерм (с обильным выделением CO<sub>2</sub>), обычно при температуре выше 300<sup>0</sup>C и давлений более 1 килобара.

Мы также исключаем из обсуждения сингенетичные месторождения, образованные на океаническом дне, размещённые в архейских химических осадках (т.н. Хоумстейк в Южной Дакоте; Джардине в Монтане; Морро Велхо в Бразилии; Озеро Контвойто в Канаде и возможно некоторые из Западно Австралийских месторождений) или месторождения массивных сульфидов типа Куроко (которые иногда имели значительную минерализацию благородных металлов; т.н. Ohmoto, Skinner, 1983). Хотя минерализация Куроко и входит в обсуждаемые эпиптермальные условия, но обычно высокие гидростатические давления препятствуют кипению и, таким образом, значительно отличаются от субаэральных эпиптермальных систем.

Огромное месторождение Хемло в Западном Онтарио (70 млн. т руды, содержащей 430 млн. г золота в соответствующих зонах вулканических и детритовых осадках) рассматривается некоторыми исследователями в качестве архейского метаморфизованного эквивалента эпиптермальных месторождений рассеянных руд третичного возраста. Однако недавние исследования (Burk et al. 1986; Kuhus et al., 1986; Walforel et al., 1986; Hugon, 1986) показали, что оно связано с минерализацией вдоль надвиговой зоны. Предельный возраст таких месторождений и последующих структурных и метаморфических наложений заставляет нас ограничивать большинство наших рассуждений хорошо изученными эпиптермальными системами третичного и более молодого возраста. Из этого не следует, что нет более древних месторождений; они существуют, но многие из них эродированы или метаморфизованы до неузнаваемости. Минерализация, связанная с рифтами в девонских вулканах прибрежной Виктории имеет много эпиптермальных признаков, и, недавно открытые месторождения в Новом Южном Уэльсе и Квинслэнде (Темора и Панжинго, соответственно), несомненно, эпиптермального происхождения. Генетический подход, изложенный в этом курсе, поможет при исследовании дотретичных регионов, в которых происходили эпиптермальные процессы.

Какие типы месторождений мы выделяем в таблице 1.3? Некоторые детальные характеристики многих месторождений даны Sallitoe, 1977; Buchanan, 1981; Graybeal, 1981; Bergerm, Eimon, 1982. Эпиптермальные месторождения часто называются жильными (иногда “бонанзе” или с очень высокими содержаниями), замещёнными, рассеянными, штокверками, брекчиями или “хот-спринг” в зависимости от характерных признаков (глубина, природа проницаемости и т. д.) индивидуального месторождения. Эти категории часто заключены одна в другой и, фактически, может применяться к различным частям одной и той же гидротермальной системы в эпиптермальных условиях. Таким образом, часто наблюдаются не только различные условия сред, но и видны различные уровни в одной и той же системе. Распределение руд и метаморфизма является функцией первичной и вторичной проницаемости вмещающих пород и их состава.

Таблица 1.2

Размеры некоторых представительных эпитермальных месторождений  
благородных металлов

Месторождения	Руды (запасы и /или добыча)			Замечания
	Тонны x 10 <sup>6</sup>	Au x 10 <sup>6</sup> г	Ag x 10 <sup>6</sup> г	
<b>Невада, Колорадо и Калифорния, США</b>				
Раунд Монтейн	0.9	10.7	11.2	Добыто
Раунд Монтейн	195	260	487	Запасы на 1982
Голдфилд	5.3	130	45	Добыто
Вирджиния Сити	19.3	254	5940	Добыто
Тонопах	8.8	58	5400	Добыто
Джеррит Каньон	13	120	12	Запасы
Карлин	10	94	10	Добыто до 1980
Карлин	5	45	5	Приблиз. запасы
Крид дистрикт	3.2	5	2380	Добыто до 1979
Саннисайд	7	22	564	Добыто плюс запасы
Крипл Крик	?(бонанза)	575	65	Добыто
Маклавлин	20	83	290	Запасы
<b>Чили</b>				
Ель Индио	3.1	70	671	Запасы плюс 3-5% Cu
Ель Индио	0.2	40	20	Добыча плюс запасы
<b>Доминиканская республика</b>				
Пуэбло Виехо	41	173	886	Добыто окислов плюс ресурсы
	101	370	2050	Запасы сульфидов
<b>Мексика</b>				
Гуанохуато	70	110	25265	Добыто
Пачука	100	192	46500	Добыто
<b>Япония</b>				
Кушикино	8	5	490	Добыто до 1980
Хишикари	1.8(5.0?)	120(330?)	50	Запасы
Касуга, Ивата, Акаши	3.8	14	30	Добыто до 1980
<b>Филиппины</b>				
Багуио Дистрикт	?	300	300	Добыто
<b>Папуа Новая Гвинея</b>				
Вау	-	18	60	Произведённое из рудного
Лихир Аилэнд	120	380	-	окисла плюс сульфид
Поргера	75	335	1040	
<b>Индонезия</b>				
Лебонг Донок	-	42	230	
Келиан	6?	15?	?	?
<b>Фиджи</b>				
Емперор	11.4	120	40	1.8 тонн Au в год
<b>Новая Зеландия</b>				
Вайхи	2.0	220	900	Добыто
Вайхи	10	32	210	Приблиз. запасы
Тэймс	?(бонанза)	40	20	Добыто
Голден Кросс	5.6	20	-	

Таблица 1.3

## Категории и примеры типичных эпitherмальных месторождений благородных металлов

### Золото-серебряные месторождения

Жилы, штокверки и рассеянные в андезитовых до кислых вулканических породах

#### Низкая сернистость

Голден Кросс и Марта Хила, Новая Зеландия  
Маклавлан в Калифорнии, США  
Оатмэн в Аризоне, США  
Раунд Маунтэйн и Комшток, Невада  
Багуио Дистрик, Филиппины  
Голден плато и Паджинго, Австралия  
Кушикино, Хишикари и Сейгоши, Япония  
Бабелтуеп, Лалау  
Келиан, Мазапа Риа и Индо Моро, Индонезия  
Вау, Папуа Новая Гвинея  
Вануа Леву, Фиджи

#### Высокая сернистость

Голдфилд, Невада  
Саммитвил, Колорадо  
Чинкуаших, Тайвань  
Лепанто, Филиппины  
Г. Кази, Фуджи  
Фриета Ривер, Папуа Новая Гвинея  
Хархуаразо, Перу

#### Вспомогательные характеристики и/или метаморфизм

Нантсатсу – тип (Ивато, Аюши, Касута). Япония  
Ель Индио, Чили  
Пуэбло Виехо, Доминиканская Республика  
Темора, Австралия  
Лихир и Поргера, Папуа Новая Гвинея

Жилы, штокверки или замещение в обломочных и карбонатных породах

#### Обломочные

Манхаттен, Невада  
Кинола, Британская Колумбия, Канада

#### Карбонатные

Карлин, Кортез, Гетчел  
Джеррит Каньон, Невада

### Серебряно - золотые месторождения

Жилы, штокверки и рассеянные руды в андезитовых до кислых вулканических породах

#### Низкая сернистость

Вирджиния Сити\*, Рочестер\*  
Тонорах\*, Невада  
Деламар\*, Айдехо  
Крид, Саннисайд, Колорадо  
Бодие, Калифорния  
Пахука, Гуанохуато, Тайолтита, Мексика  
Колквиу, Кастровирейна, Арката  
Оркапампа, Сукуйтамбо, Кайлона, Перу

#### Высокая сернистость

Ред Монтейн, Колорадо  
Юлкани, Черро де Паско, Морокохо, Юрикоха,  
Хуарои, Колкьюхирка, Хуалгайок, Перу  
Лаурани, Боливия  
Пилзум, Эквадор

Жилы, штокверки и рассеянные руды или замещённые в обломочных и карбонатно осадочных породах

Тайлор\* Невада  
Хардшелл, Аризона

\* Отмеченные звёздочкой серебряно-золотые месторождения имеют низкие содержания Mn и/или неблагородных металлов; другие имеют относительно высокие содержания этих металлов (несколько вес. %).

Мы также покажем, как уровень и тип минерализации и метаморфизма в системе является в основном функцией физических и химических процессов, которые действовали в данной системе. Однако, некоторые различия между системами (т.н. Au-Ag в зависимости от Ag-Au, и отношения высокого и низкого сернистого состояния) может наиболее относиться к внутренним различиям между породами (т.е. как они влияют на химию гидротерм), а так же близостью магматического тела и их характеристик.

Один из главных разделительных признаков используемых в нашей работе является Ag/Au отношения, которое произвольно устанавливается в пределах  $< 10$  (Au – Ag месторождения) и  $> 10$  (Ag- Au месторождения), и должно быть около 50 в месторождениях преимущественно промышленно выгодных. Это разделение является одним из удобств, хотя как будет показано позже, отражает главное отличие в концентрации металлов и/или химизме (минерализации и содержании газов) гидротерм (или возможного различия в механизме отложения). Оно является различием первого порядка, по которому мы желаем распознавать месторождения. Это разделение показано на Рис. 1.1а и 1.1б для северных Центральных Американских месторождений жильного и рассеянного типов соответственно (Graybeal, 1981).

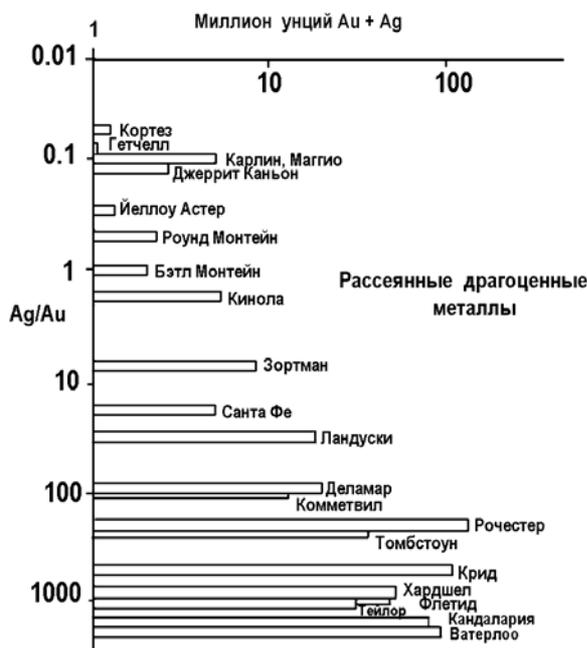


Рис. 1.1 а



Рис. 1.1б

Рис. 1.1,а Распределение месторождений рассеянных благородных металлов по Ag/Au, показывающее общую производительность и/или запасы Ag+Au в унциях. В границах месторождений, имеющих, по меньшей мере, 1 миллион унций Ag+Au. Обзор литературы показывает аналогичную картину для месторождений с запасом менее 1 млн. унций Ag+Au при возможном увеличении ряда месторождений с соотношением Ag/Au=0.1 вследствие учёта множества небольших месторождений золота типа Карлин.

Рис. 1.1б Распределение жильных месторождений благородных металлов с отношением Ag/Au, показывающее общую производительность Ag+Au и/или запасы в унциях. В границах округов, имеющих, по меньшей мере, 1 млн. унций Ag+Au. Обзор литературы показывает аналогичную картину для месторождений с запасами менее 1 млн. унций Ag + Au. (Graybeal, 1981).

Второй критерий разделения месторождений может быть сделан по типу вмещающих пород или андезитово-кислым вулканам, или обломочным и карбонатным осадкам. Отмечается, что руды могут находиться в жилах, в штокверках или в рассеянном виде, в зависимости от первичной и вторичной проницаемости вмещающих пород. Месторождение может классифицироваться в качестве замещённого, если породы взаимодействовали с достаточно большой долей гидротерм, т.е. кремнезём замещает карбонатные слои (тип Карлин), или большая часть вулканических пород выщелачивается гидротермами (тип Нансатсу). Однако, необходимо подчеркнуть, что вмещающая порода является важным элементом только в плане её первичной или вторичной проницаемости и тип вмещающих пород не является показательным критерием для выделения эпитермальных месторождений.

Многие эпитермальные месторождения, хотя они часто содержат в большом количестве сульфиды неблагородных металлов (в основном Ag-Au месторождения) имеют низкое содержание серы. Однако, важная группа месторождений имеет высокое содержание серы (табл. 1.3), обогащённых медью и характеризуются присутствием

энаргита и лузонита, а так же алунита, пиррофиллита, барита, каолинита и иногда диаспора. Этот минеральный комплекс широко распространён в месторождении и отличается от эпитеpмальной поверхностной аргиллизации (алунит, каолинит), иногда связанной с низко серными системами, или поздней стадией супергенного окисления или кислотного метаморфизма. Это отличие также отражает основные различия химизма рудных гидротерм и будет описано в последующем разделе.

Многие месторождения, особенно Ag-Au группы, имеют сложную рудную минерализацию, включающую сульфосоли, селениды и сульфиды As и Sb, тогда как в некоторых Au-Ag в месторождениях важны теллуриды (т.н. Крипл Крик в Колорадо, шахта Империтор на Фиджи, румынские месторождения; Boyle, 1979). Однако эта минералогия отражает местные химические условия и не является полезной в классификации. Большинство эпитеpмальных месторождений металлов имеют до нескольких %% свинца, цинка (меди). С неблагородными металлами очень часто располагаются благородные металлы; они почти всегда менее ценны, по сравнению с благородными. Итак, наличие и распределение этих металлов, в основном, зависит от локальных процессов отложений, хотя гидротермы могут также иметь более высокую минерализацию (см. ниже).

### **1.3 Различие между низко и высокосерными эпитеpмальными средами: предварительная и обобщённая геохимическая структура.**

Этот раздел предполагает структуру, которая надёжно приводит к лучшему пониманию гидротермальной золотой минерализации, находящейся в вулканических породах и тесно связанной с вулканизмом. Этот подход необходимо базировать на точной характеристике химии гидротермальных рудных флюидов.

Одна из групп месторождений, рассматриваемых здесь, имеет химический состав палеогидротерм, аналогичный гидротермальным системам, и он хорошо понятен. Сера, присутствующая в палеогидротермах, находится в уменьшенном количестве. Они относятся к низко серным системам. Сульфиды здесь являются главным носителем в переносе золота.

Другая группа является более загадочной. Имеются доказательства, что она теснее связана с вулканическими флюидами, а не с геотермальными. Сера относительно окислена, гидротермы иногда кислые. Эти месторождения определяются как высоко серные системы; в этих условиях, хлор может быть также важным переносчиком в транспортировании золота.

Обсуждение в этом разделе характеристик низко и высоко серных эпитеpмальных систем предназначено для предварительного рассмотрения важных вопросов в последующих главах. Эти вопросы более детально рассматриваются позже.

Большинство детальных характеристик эпитеpмальных месторождений обобщено в нескольких обзорах (Sillitoe, 1977, 1981; Buchanan, 1981; Berger, Eimon, 1983; Giles, Nelson, 1984; Hedenquist, Reid, 1985; Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987). Аспекты, связанные с эпитеpмальной минерализацией, недавно опубликованы в сборнике статей под редакцией Berger, Bethke (1985). Существуют большие различия физических характеристик месторождений; это в основном относится к ряду критериев физического контроля потоков гидротерм вблизи поверхности земли (т.н. топография, проницаемость пород, трещиноватость и т.д.).

Исследования геотермальных систем приводит к выводу об эквивалентности низко серных эпитеpмальных сред и эпитеpмальных сред, которые можно непосредственно наблюдать в активных системах (White, 1955, 1981; Henley, Elleis, 1983). Применение этой аналогии даёт качественное понимание процессов, связанных с переносом золота и отложением его в эпитеpмальных системах (Hedenquist, Henley, 1985a; Henley, 1985). Таким образом, совершенствуются возможности исследований таких месторождений. Следовательно, нить, которой мы располагаем, связывает вместе кажущееся разнообразие низко серных месторождений, основанное на идентификации химического состава рудных гидротерм через исследование состава гидротермальных минералов и флюидных включений. Химический состав флюидов контролирует тип и состав металлов, который переносится, определяет процессы, вызывающие минералообразование и также в значительной степени контролирует размещение рудообразования. Эти аспекты будут обсуждаться детально в следующих главах.

Наоборот, гидротермальная минералогия других групп золотых (и медных) месторождений, размещённых в вулканиках, сформированных в эпитеpмальной среде, показывает, что гидротермы, ответственные за рудообразование, могут быть тесно связаны с вулканизмом. Они могли быть сильно кислыми, изменчиво минерализованными и со значительным присутствием серы в виде сульфатов.

Там, где вмещающие вулканики и рудообразование датированы, они имеют возраст в пределах точности методов. В качестве наиболее используемого типичного примера (Behnke, 1984) представляется Голдфилд (Невада); другие аналоги – Самметвилл (Колорадо), Чайканши (Тайвань), Лепанто (Филиппины), реже - Фрайда (Папуа Новая Гвинея) и г. Кази (Фиджи). Они, вероятно, связаны с медно-порфировой минерализацией (в особенности с высоким содержанием золота) и сопровождаются одновременным гидротермальным метаморфизмом (Sillitoe, 1983; Sillitoe, Garpe, 1984). Эль Индио (Walthier et al., 1984; Siddeley, Araneda, 1986) и Лихир (Williamson, 1982; Davies, Ballantyne, 1987), упомянутые ранее, имеют некоторые минералогические характеристики этих групп, хотя имеются данные, что они были переработаны гидротермами, в основном ответственные за золотую минерализацию.

Месторождения типа Нансату на Кюсю в Японии (т.н. Акаши, Ивато, Касуга), Пуэбло Виехо (Доминиканская республика), а также Темора (Австралия) имеют те же характеристики этих групп.

Как уже упоминалось, эти различия групп вулканогенных месторождений (а также активные системы), определяемые как “низкосерные” и “высокосерные” (также называемые адуляр - серицитовые и кисло-сульфатные соответственно; Nauba et al., 1985, Heald et al., 1987), определяются низким и высоким содержанием относительно окисленного состояния серы в рудообразующих гидротермах. Количество общей серы в гидротермах не является необходимым условием в этих определениях, хотя высоко сернистые системы обычно имеют большие содержания сульфидов и сульфатов (Sillitoe (1983) использует термин “массивные сульфиды”). Наоборот, низко серные системы обычно имеют ограниченное количество отложенных сульфидов в рудной зоне (Buchanan, 1987). Таким образом, низкосерные системы имеют гидротермы с серой, окисленной до состояния  $-2$  (т.е. в виде  $H_2S$ ), тогда как сера в высокосерных системах присутствует в повышенном эпитептермальном состоянии (до  $+4$ , т.е. по существу S присутствует в виде  $SO_2$ ).

Химия гидротерм и, в особенности химия серы, является неотъемлемой частью формирования эпитептермальных месторождений, т.к. она используется в диагностике месторождений. Золото-серебряное отношение, сильно варьирующее в эпитептермальных месторождениях, также отражает химизм гидротерм, в частности хлоридно-сульфатное отношение (Henley, 1985) и используется в классификации (табл. 1.3). Вмещающие породы и морфология месторождения (т.н. жилы, штокверки, рассеянные руды) могут сильно варьировать, но являются относительно не существенными, за исключением частных случаев и в качестве второстепенных факторов в определении образования месторождения. Они не рассматриваются в классификационной схеме. Исключением из этого правила могут быть карбонатные породы, для месторождений замещения (Tooker, 1985). Они остаются загадочными вследствие относительно малой точности проведенных геохимических исследований, и в дальнейшем не рассматриваются.

### 1.3.1 Низкосерные системы (лоу сульфидейшн).

Большая часть открытых эпитептермальных месторождений, а также большинство геотермальных систем, относится к низко серному типу;  $H_2S$  является преобладающим серосодержащим соединением эпитептермальной части конвективной гидротермальной системы. Минералообразование происходило при температурах  $170-270^{\circ}C$  на глубинах от 50-1000 м.

Главным типом гидротерм в этих хорошо изученных системах, ответственными за перенос и отложение металлов, являются разбавленные хлоридные гидротермы; хлор является преобладающим анионом и сопровождается  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{++}$  и кремнезёмом, газом, с переменными концентрациями, в основном  $CO_2$ , количественно которого преобладает над хлором и  $H_2S$ , плюс второстепенные концентрации других элементов, включая металлы. Вода, в основном метеорная (Craig, 1963; O'Neil, Silberman, 1974), циркулирует до глубин 5-10 км, нагревается от магматических тел и поднимается к поверхности в результате свободной конвекции (Рис. 1.2). Поскольку она циркулирует по вмещающим породам, то она приобретает при взаимодействии гидротерм с этими породами большинство растворённых химических элементов, фиксируя их в виде пропилитизации. Любое участие магматических газов в гидротермальной системе нейтрализуется ниже уровня эпитептермальной среды (Giggenbach, 1981); однако, некоторые компоненты, такие как  $CO_2$ , гелий и сера могут проследиваться по их изотопам вплоть до их магматического источника (обзор Hedenquist, 1986). Источник металлов остаётся под вопросом, хотя эта проблема не влияет на изучение факторов, контролирующих минерализацию, т.к. химизм гидротерм, а не вмещающие породы, в конце концов, определяют потенциал минералообразования гидротерм.

Комплекс гидротермальных минералов, образующихся из хлоридных гидротерм, часто включает кварц, адуляр, К-слюда, хлорит, кальцит, эпидот, пирит, альбит, цеолиты и сульфиды благородных металлов наряду с благородными металлами.

Два наиболее важных физических процесса, влияющих на химизм гидротерм в гидротермальных системах и их аналоги, имевших место в низкосерных эпитептермальных месторождениях, как кипение и разбавление, происходят по мере приближения жидких гидротерм к поверхности Земли. Как только жидкие гидротермы поднимутся в эпитептермальную среду, они по существу пересекают кривую кипения. Для чистой воды это происходит на глубине 1000м при  $T=300^{\circ}C$ . Присутствие 4% вес.  $CO_2$  в растворе (максимальное значение, наблюдаемое в этих системах; Hedenquist, Henley, 1985б), способствует началу кипения на глубине 2200 м.

По мере того как гидротермы кипят, происходит сильное газоотделение в паровую фазу; это вызывает резкие изменения в остаточных жидких гидротермах. Потеря  $CO_2$  вызывает увеличение pH, сдвигая стабильность минерал-гидротермы в направлении адуляра (минерал, обычно отмечаемый в ассоциации с золотом в жилах); увеличение pH также может быть причиной отложения кальцита. Потеря  $H_2S$  и уменьшение pH приводит также к резкому уменьшению растворимости бисульфиды золота, сопровождаемое отложением золота (Hedenquist, Henley, 1985, б). В восстановительных гидротермальных условиях с низкой минерализацией и нейтральном pH хлориды золота комплексируют незначительно. Кроме влияния на минералообразование, кипение также будет способствовать независимой миграции пара к поверхности. Если пар встречает грунтовые воды, то он конденсируется и  $H_2S$  окисляется; формируются нагретые паром кислые сульфатные воды при  $t 100-150^{\circ}C$  (Рис. 1.2). Эти кислые сульфатные гидротермы производят близ поверхности аргиллизацию с комплексом таких минералов как алунит, каолинит, самородная сера и кристобалит. В активной системе относительно холодные кислые гидротермы располагаются по границам восходящего потока нейтральных жидких гидротерм. Если кислые воды просачиваются в

глубь этой системы, то маловероятно, что они достигнут температуры выше  $200^{\circ}\text{C}$  вследствие того, что окисление  $\text{H}_2\text{S}$  может происходить только в близ поверхностной vadovozovoy зоне, из-за очень малого содержания атмосферного кислорода ниже этого уровня.

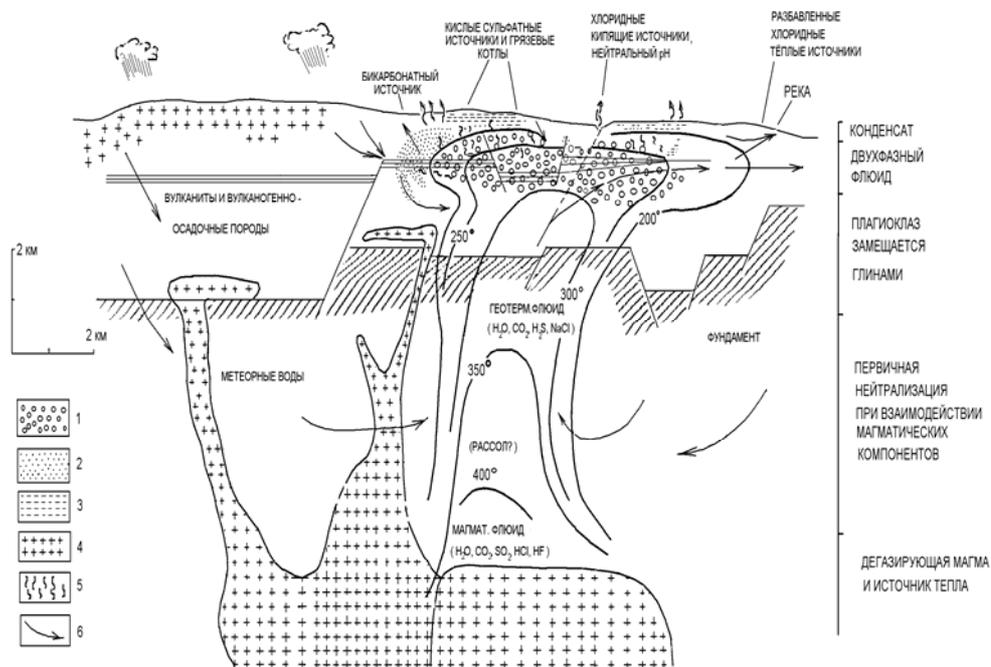


Рис.1.2 Схематический разрез преимущественно метеорной гидротермальной системы; тип, связанный с образованием низко серного эпитеермального месторождения. Отмечены различные гидротермальные образования вблизи поверхности. Золотое месторождение, если образовалось, то будет занимать лишь небольшую часть этой системы около одной из освоенных дрен, контролирующей восходящий поток хлоридных гидротерм. Видоизменено из Henley, Ellis (1983), Giggenbach(1981) и Hedenquist (1986). 1 – две фазы жидкость+пар; 2 –  $\text{CO}_2$ - воды, нагретые паром; 3 – кислые, сульфатные, нагретые паром воды; 4 – риолитовые интрузии/экструзии; 5 – пар; 6 – жидкие потоки.

Если пар конденсируется в грунтовых водах ниже зоны окисления, то  $\text{H}_2\text{S}$  не будет заметно окисляться, в этом случае  $\text{CO}_2$  адсорбируется и образуются пограничные нагретые паром углекислые термы (Рис. 1.2) с pH несколько меньшим, чем pH глубинных гидротерм. Эти гидротермы наблюдались в активных системах (Hedenquist, Stewart, 1985) и их присутствие отмечено во флюидных включениях. В эпитеермальных месторождениях имеются соответствующие минералы (Науба, 1984). Они бывают с нулевой минерализацией, с температурами  $140\text{--}180^{\circ}\text{C}$  и будут равновесными со среднетемпературными глинами (смешаннослойных иллит-монтмориллонит), которые формируют “ореол” вокруг восходящего потока глубинных гидротерм. Это относительно холодные гидротермы, наряду с холодными грунтовыми водами, часто служат в качестве разбавителя глубинных гидротерм. Если минерализация гидротерм относительно высокая, такая как в месторождениях серебро-неблагородных металлов (Henley, 1985, 1987), то это разбавление может приводить к рудоотложению.

Различие между месторождениями может относиться к отличиям в потоках гидротерм с “фокусирующими” механизмами, такими как каналы гидротермальных извержений или разломы, играющих важную роль в рудообразовании в качестве специфических дрен, в которых наблюдаются большие перепады давлений, провоцирующие кипение и газоотделение. Это является фактором, который вызывает отложение рудного золота на ограниченном участке, составляющем 1/100 или 1/1000 части площади всей системы, которая часто измеряется многими км<sup>2</sup> (Рис.1.2). Обширный латеральный поток может в результате большого гидравлического градиента, обусловленного контрастным рельефом (Henley, Ellis, 1983), привести к рассеянию рудообразования в водовмещающем комплексе.

Множество вариантов эпитеермальных сред исключает разработку какой-нибудь единой модели, или даже серии моделей, которые можно было бы использовать успешно в разведке в случае медно-порфириковых месторождений. Скорее всего, разведка должна базироваться на здравом концептуальном понимании всех факторов. Это позволило бы в каждом конкретном случае разведку оценивать по её собственным успехам, а не по степени пригодности общепринятой модели. Специфические аспекты, которые необходимо учитывать при разведке этих месторождений (обсуждавшиеся Hedenquist, Henley, 1985 a), включают детальные исследования гидротермальной минералогии и флюидных включений в идентификацию картины палео потоков и зон кипения. Что способствует золотому рудоотложению.

### 1.3.2. Высокосерные месторождения (хай сульфидейшн).

Золотая минерализация в высокотемпературных рудных месторождениях обычно связана с энаргитом (или его низко температурной разновидностью - лузонитом), иногда пиритом, теннантит-тетраэдритом, ковеллитом и/или алунитом и часто ноздреватым кремнеземом, который является продуктом сильного гидролитического выщелачивания (Meyer, Henley, 1967). Рудные зоны, которые часто строго локализованы структурными элементами (Sillitoe, 1983) и связаны с гидротермальной брекчией, имеют повсеместное распространение в узком ореоле (часто менее первых десятков метров). Они постепенно сменяются от выщелоченного остаточного кремнезёма (если он присутствует) с переходом в кварц-алунит, кварц-каолинит, глины (слоистый иллит-монтмориллонит) в ограниченную по масштабу зону пропилитизации (Ransom, 1909; Huang, 1955; Steven, Ratte, 1960; Harvey, Vitaliano, 1964; Urashina et al., 1981; Sillitoe, 1983; Stoffregen, 1985). Местами важной составной частью руды во вмещающих породах является каолинит, диксит, пиррофилит, диаспор, к-слюда, самородная сера, барит и ангидрит.

Минералогический состав позволяет сделать вывод о химизме и температуре гидротерм, ответственных за формирование типа месторождения. Однако, за исключением детальных исследований Stoffregena (1985 в печати) на месторождении Саммитвилл, нет данных о точной пространственной и временной связи между золотым рудообразованием и составом непрозрачных минералов в высокотемпературных месторождениях этого типа. Это означает, что невозможен полный и уверенно достоверный химизм рудных гидротерм в большинстве месторождений, их источник и процессы, обусловившие их рудообразование.

Однако, основываясь на необходимости низких рН для выщелачивания всех составных частей, кроме кремнезёма (менее чем 2), некоторых данных по изотопии (рассматриваемых позднее), данных о присутствии рассолов (Bruha, Noble, 1983), относительно окислительной среды, на которую указывает состав гидротермальных минералов, и высокие гипсометрические отметки вулканических структур, в которых находятся месторождения, наша рабочая гипотеза предполагает, что магматические (вулканические) гидротермы вовлекались в образование такого типа руд в эпитермальной среде. Таким образом, предполагается, что аналогичные современные структуры располагаются в верхней части андезитовых стратовулканов, удалённых от главных вулканических колонн (Рис.1.3).

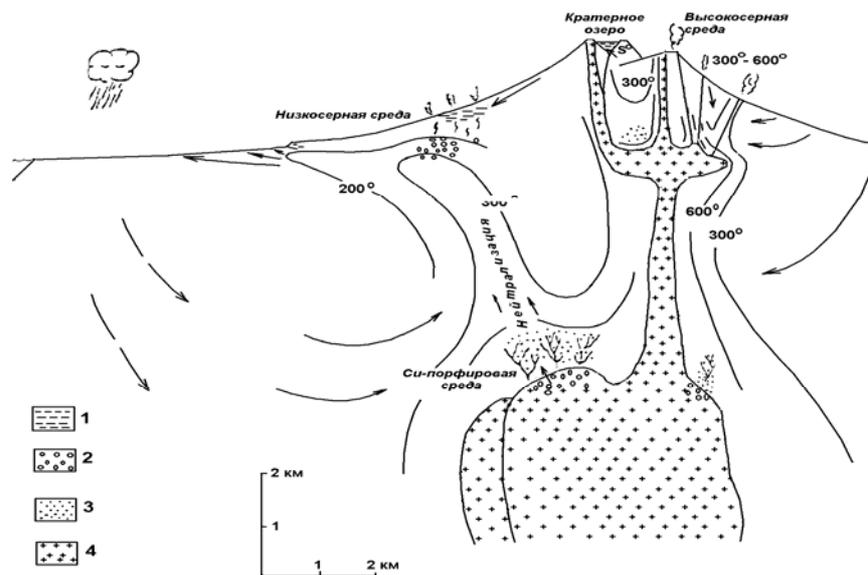


Рис. 1.3 Схематическое представление миграции потоков гидротерм и процессов происходящих в высокосерной системе, связанной с активными андезит - дацитовым вулканизмом. Район потенциальной золотой минерализации, связанной с этой системой, располагается на относительно больших отметках, где разгружается 300°С гидротермы. Показана среда Си-порфировой минерализации. Район низкосерной гидротермальной активности перекрывает район, где магматические флюиды нейтрализуются при взаимодействии с вмещающими породами, и значительно разбавлены метеорными водами (Рис. 1.2). Возможно возникновение латеральных потоков на больших гипсометрических отметках, сопровождающихся образованием нейтральных хлоридных гидротерм на значительном удалении от восходящего потока и района первичного кипения. Потенциальный район для низкосерной золотой минерализации располагается ближе к ~ 100°С в зоне поверхностной аргиллизации, а не в районе окремнения, в зоне восходящего потока. (Составлено по материалам Sillitoe, 1975; Henley, Ellis, 1983; Hedenquist, 1987). 1 – кислый сульфидный ± хлоридный флюид; 2 – двухфазный флюид; 3 – магматический рассол; 4 – магма и субвулканические интрузии.

Стоффреген (1985) установил, что изменение ноздреватого кремнезёма в Саммитвилле уменьшается и выклинивается с глубиной. Далее, при детальном изучении текстуры и степени изменчивости, Стоффреген показал, что золотая минерализация не ограничивается зоной ноздреватого кремнезёма и маловероятно, что она связана с этими изменениями; скорее всего, золото наиболее тесно связано с высоким содержанием ковеллита, энаргита и лузонита. Этот высокосерный комплекс сульфидов, требующий относительно низких рН в местах, где присутствует самородная сера, перекрывает и может проявляться несколько позже, чем комплекс сульфидов с меньшим содержанием серы, халькопирита и теннатита, в котором золото отсутствует. Стоффреген полагал, что в Саммитвилле в результате улучшенной проницаемости раннее кислотное выщелачивание способствовало сосредоточению здесь последующих порций потоков гидротерм (Brimhall, Ghiorso, 1983). Однако это не объясняет отсутствие в Саммитвилле кремнистого остатка в брекчиевых зонах или в других аналогичных месторождениях (Sillitoe, 1983; Stoffregen, 1985)

Данные Стоффрегена (1985) о детальном изучении Саммитвилда, наряду с неоднозначной информацией по аналогичным месторождениям, предполагают, несмотря на отсутствие в системе кислых гидротерм, что перенос золота происходит относительно окисляющими и кислыми гидротермами. Стоффреген (1985) пришёл к выводу, что золото переносится в виде бисульфидного комплекса; однако при повышенной минерализации и возможно низком рН, что наблюдается в других месторождениях, хлоридное комплексообразование будет конкурировать с бисульфидным, таким образом, ограничивая любое обсуждение механизмов осаждения. Перенос паровой фазой золота и других металлов в высокотемпературной (300<sup>0</sup>С) части этих систем не предполагалось. Стоффреген (1985, в печати) оценил возможность отложения золота при взаимодействии с вмещающими породами и увеличении рН. Он указал также на отсутствие этого взаимодействия с породами в зальбандах в некоторых рудных столбах с высоким содержанием золота. Причинами отложения могут быть падение температуры и/или давления, пароотделения или смешивания с другими гидротермами. Однако, до тех пор, пока не будут завершены более детальные исследования, нельзя уверенно оценить химизм гидротерм или процессы, связанные с эволюцией системы и минерализации. Современные аналоги высокосерных сред располагаются вблизи магматических колонн стратовулканов (Рис.1.3).

## **2.0 Тектонические и геологические позиции эпитермальных систем (Frank Reid и Bruce Houghton).**

Ассоциация некоторых месторождений со специфической геологической и литологической средами чётко указывает на связь между месторождениями и окружающей из средой. С середины 60-х годов XX столетия плитовая тектоника дала возможность объединить повторяющиеся во времени и в пространстве различные геологические события. Эпитермальные системы, как активные, так и ископаемые, особенно обычны в деструктивных плитовых границах, хотя они, несомненно, существуют в определённых рифтовых структурах. Следовательно, мы изначально предполагаем связь вулканических процессов и деструктивных плитовых границ.

Теория плитовой тектоники приводит ко многим условиям, которые часто не использовались для этих целей. Терминология, связанная с деструктивными плитовыми границами, использованная в этом тексте, показана на рис. 2.1 развитие деструктивных плитовых границ в мире показано на рис. 2.2. Имеется детальная картина деструктивных плитовых границ, но для наших целей нет необходимости её использовать.

### **2.1 Вулканизм в деструктивных плитовых границах.**

Различают два типа вулканизма в деструктивных плитовых границах, в зависимости от субдукции океанической коры под континентальную или океаническую кору. При столкновениях, вовлекающих только океаническую кору, петрохимический состав стремится быть одномодальным с породами андезитового состава (или андезиты или их плутонические эквиваленты). Однако, когда океаническая кора субдуцируется под континентальную кору, часто образуются крайние бимодальные вулканические продукты; с андезитами часто одновременно извергаются объёмные риолитовые образования, но есть различие в составе риолитов и андезитов. Хотя косвенно, по-видимому, имеется прямая связь между типом эпитермальной минерализации и химическим составом вмещающих вулканитов. Типовые андезитовые составы приводятся в таблице 2.1 и средние риолитовые составы в таблице 2.2.

### **2.2 Образование андезитовых и риолитовых лав.**

**1. Андезиты:** Гиллом (Gill, 1981) рассмотрено большинство теорий, объясняющих образование андезитовой магмы. Среди них две пользуются наибольшим распространением:

- (i) Частичное плавление мантийного клина.
- (ii) Частичное плавление субдуцируемой океанической литосферы.

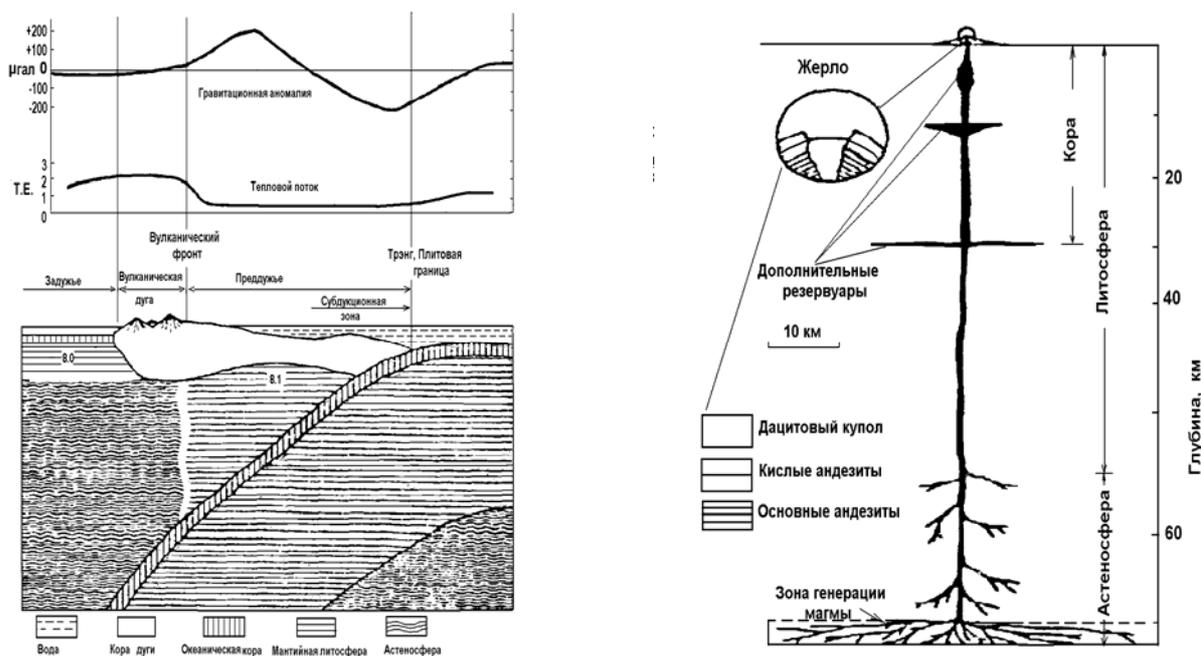


Рис. 2.1 Схематический поперечный разрез и номенклатура конвективной плитовой границы. Цифры в верхней части мантии-типичные скорости Р волн. Рисунок справа показывает места скоплений магмы как в коре, так и ниже.

Таблица 2.1

Оценки среднего состав андезитов  
(вес. % за исключением 5 колонки, которая в молях; Gill, 1981)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	60,3	58,2	57,9	57,6	61,4
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,82	0,87	0,77	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,5	17,2	17,0	17,3	10,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,4	3,1	3,3	3,1	1,2
FeO	3,2	4,0	4,0	4,3	3,8
MnO	0,18	0,15	0,14	0,15	0,13
MgO	2,8	3,2	3,3	3,6	5,7
CaO	5,9	6,8	6,8	7,2	8,2
Na <sub>2</sub> O	3,6	3,3	3,5	3,2	3,3
K <sub>2</sub> O	2,1	1,7	1,6	1,5	1,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,23	0,21	0,21	0,10
H <sub>2</sub> O	-	1,3	1,2	1,0	3,6
N	87	2177	2600	2500	-

Таблица 2.2

Сравнение составов типовых риолита, игнимбрита и пемзы.  
(1-средний риолит из 44 проб; 2-средний игнимбриит из 27 проб; 3-единственный анализ пемзы)

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	73,73	73,21	74,7
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,24	N.D.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	13,50	12,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	1,07	0,4
FeO	0,92	0,85	0,8
MnO	0,06	0,06	N.D.
MgO	0,36	0,38	0,8
CaO	1,67	1,77	1,25
Na <sub>2</sub> O	4,28	3,89	4,3
K <sub>2</sub> O	3,17	3,35	2,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,07	0,10

В настоящее время не ясно существует ли первичные андезитовые расплавы, или они образуются в результате дифференциации родоначальных базальтов. Все модели, однако, содержат некоторые особенности:

А. Погружающаяся океаническая кора нагревается или в результате трения или при погружении в литосферу.

В. Дегидратация плиты происходит в результате разрушения низкотемпературных гидратных минералов.

С. Высвобождение флюида даёт начало плавлению плиты или мантии.

Д. Магма образовалась когда-то в достаточном количестве, чтобы сегрегироваться и подняться в результате эффекта вскипания.

**2. Риолиты.** Риолиты, развитые в орогенных поясах, в большинстве случаев имеют различное происхождение в отличие от андезитов и, во многих случаях, их образование и риолитов полностью не совпадает. Следует отметить, что незначительное количество кислых пород может образоваться за счёт более основной магмы. Типичный случай образования риолита в вулканической зоне Таупа в Новой Зеландии показан на рис. 2.3.

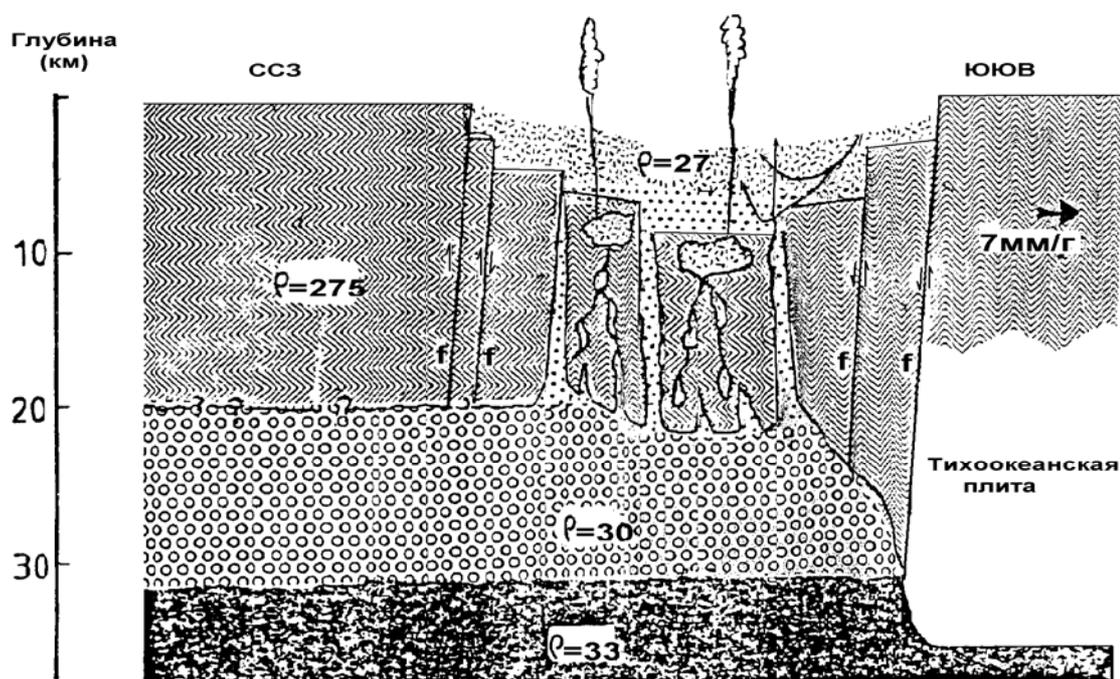


Рис. 2.3 Схематическая иллюстрация образования кислой магмы в зоне Таупо. Блоки фундамента отклонились от ЮЮВ края Тихоокеанской плиты и опустились в пластичную аномальную мантию ( $\rho=3.0$ ).

#### Риолитовая формация западной Америки.

Аналогичные тектонические условия существуют на западной окраине Северной, Центральной и Южной Америки. Субдукция под континентальную литосферу в этом районе привела к образованию как андезитовых лав, так и обширного риолитового вулканизма. Последний не является характерной чертой островных дуг. Поскольку субдукция Западной Америки происходила с третичного периода, то отмечается несколько полных циклов вулканизма. В некоторых районах эрозия позволяет непосредственно наблюдать корневые зоны этих систем.

В настоящее время предполагается три главных процесса, приведших к образованию и дифференциации риолитового материала в этом регионе; кристаллизационное фракционирование, частичное плавление континентальной коры и термогравитационная диффузия, при которой химическое фракционирование достигалось при полном расплавлении. Некоторые данные, подтверждающие наличие этих 3-х процессов, детально рассмотрены ниже.

Кристаллизационное фракционирование базальтовой магмы рассматривалось в качестве источника плейстоценовых риолитов Сиера Мадре Оксидентел в Мексике Камероном и др. (Cameron et al., 1980), Ланфере и др. (Lanphere et al., 1981) и Багби и др. (Bagby et al., 1981). Берман (Berman, 1981) также предполагал аналогичное происхождение для комплекса Конквихалла в Британской Колумбии. Эти авторы говорили о кристаллизационном фракционировании, имея низкие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,705), хотя Молл (Moll, 1981), работавший в дальневосточной мексиканской провинции, получил значения до 0,7065. Эти оценки аналогичны оценкам в вулканической зоне Таупо (Ewart, Stipp, 1968).

В дополнение к этому отмечаются непрерывные химические тренды от базальтов до риолитов в кажущихся вариационных диаграммах, хотя имеется значительный недостаток проб в промежутке от 63 до 67 % SiO<sub>2</sub>. Модель трековых элементов, в особенности, распределение несовместимых элементных пар и данных по редкоземельным элементам также использовались для подтверждения этой концепции.

Молл (Moll, 1981) предполагала, что риолиты в провинции Сьерра Мадре Онсидентале произошли в результате частичной кристаллизации родоначального дацита в результате кристаллизационного фракционирования или частичного плавления сиалического материала. Фракционирование дацитов очевидно контролировалось осаждением анортклаза, которое производило калиевые риолиты региона. Общее увеличение K<sub>2</sub>O с запада на восток в Мексиканской провинции подтверждает гипотезу кристаллизационного фракционирования, поскольку это совпадает с направлением субдукции под эту дугу.

Данные о частичном плавлении сиалического материала в качестве первичного источника риолитовой магмы были получены как по результатам геохимических исследований, так и полевых наблюдений. Моделирование по трековым элементам в Южной Америке, проведённые Бруном и др. (Bruha et al., 1978), подтверждают частичное плавление. Де Вит и Штерн (de Wit, Stern, 1981) показали, что в районах, где эрозия достигала глубоких коровых уровней, внедрение базальтовой магмы сопровождалось обширным поглощением осадочных образований. Бэкон и др. (Vason et al., 1981) наблюдал на береговых хребтах Калифорнии также сходное внедрение базальтовых пород, сопровождавшееся частичным плавлением сиалического материала и образованием риолитов. Эти риолиты бедны фенокристаллами (0-2 %) и в последней стадии извержения обогащены несовместимыми элементами. Не отмечено резкого уменьшения совместимых элементов. Это соответствует термодиффузии в жидком состоянии и процессу, описанному Хилдретом (Hildreth, 1981) для объяснения характера распределения трековых элементов туфов Бишоп. Хилл, Бэкон и др. (Vasjn et al., 1981) также отметил, что в извержениях этого района отмечалась периодичность и, что система производила риолиты в течение длительного времени. Они предполагали, что повторные внедрения базальтовой магмы создавали физические условия, необходимые для такого режима. Внедрения базальтовой магмы могли провоцировать плавление коровых пород. В результате риолитовая магма накапливалась до тех пор, пока внешние условия (декомпрессия или землетрясение) не спровоцируют извержение.

Извержение происходило после периода покоя, вслед за последующим внедрением базальтов. Описываемый регион подвергается коровому растяжению и, следовательно, пригоден для такого механизма. Segersoft et al., (1981), изучавшие район Твин Пикс в провинции бассейна и Хребтов в штате Ютс, отмечали бимодальное распределение базальтов и риолитов, в ситуации аналогичной в вулканической зоне Таупо. Они предположили, что инъекция базальта требовалась для поддержания производства риолитов в течение 300000 лет. Термодиффузия была ведущим процессом фракционирования, наблюдавшимся между ранней и поздней стадиями извержения.

Определение источника пород для образования риолитов в СЗ Америке осложняется наличием надвиговых событий. Францисканские граувакки или аналогичные породы, встречающиеся в береговых хребтах западной Америки, вероятно, не являются источником риолитов, поскольку их изотопные характеристики не согласуются с изотопными характеристиками, наблюдаемыми в риолитах. Изотопы кислорода в риолитах имеют содержание 6-8%, в то время как  $\delta^{18}\text{O}$  францисканских пород колеблется в интервале +11 – 14 ‰. Де Паоло (De Paolo, 1981) также привёл более высокие значения изотопов Sr для метосадочных пород западной Америки, чем для риолитов.

Де Паоло обсуждает модель смешения образования риолитов. Он считает на основании данных по Na и Sr, что источником западных риолитов были островодужные осадки. Его модель предполагает, что эти породы были контаминированы, судя по изотопам (до 50%), базальтовыми расплавами. Предполагаемый источник может объяснить низкие отношения  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  в западных риолитах и он похож на источник, который предполагается в западном фундаменте. Модель Паоло также хорошо согласуется с предположениями Кистлера, Петермана (Kistler, Peterman, 1973, 1978), и Армстронга (Armstrong et al., 1977).

Любая гипотеза, призванная объяснить генезис риолитов в плитовых границах, также должна объяснить отсутствие риолитов (исключая незначительные дериваты фракционирования) в районах, которые подвергались субдукции в исключительно океанических условиях. Произошли ли риолиты в результате плавления чешуй и подвига океанических осадков, образованных из континентальных масс, или в результате непосредственного плавления сиалической коры? Очевидно, что должен был действовать какой-то процесс, но не чистое кристаллизационное фракционирование.

В настоящее время популярная модель термодиффузии в жидкой среде, предложенная Хилдретом (Hildreth, 1981), способна объяснить различие интерпретаций образования риолитов в различных районах. Она даёт механизм обогащения совместимых сидерофильных элементов (таких как Y, Sc и Mn) и несовместимых элементов, характерной особенностью которых должно быть несовместимость с любой преимущественно кристалл-жидкостной системой. Она так же даёт механизм фракционирования тяжёлых редкоземельных элементов относительно лёгких без привлечения фракционирования циркона или апатита. Обогащение или истощение благородных металлов в такой модели и их режим во время извержения (или во время кристаллизации) сомнительны.

Эти факторы свидетельствуют против любой модели модификации риолитовой магмы, основанной исключительно на распределении кристалл / расплав. Термодиффузную модель трудно применить к вулканической зоне Таупо, т.к. система является активной и развивающейся, но модель может оказаться полезной для объяснения различий в деталях между эруптивными событиями разделёнными временем в одном и том же вулканическом центре.

Модель образования риолитов вулканической зоны Таупо основана на спрединговых скоростях, рассчитанных от Гавайских островов. Самесима (Sameshima, 1975) рассчитал, что сляба, образующая зону Беньофа

под вулканической зоной Таупо (рис. 2.3), начала опускаться  $\pm 20$  млн. лет назад. Вэлкотт (Walcott, 1978) же, базируясь на сходимости в одной точке индийской и тихоокеанских плит, показал, что опускание началось 12-15 млн. лет назад. В конечном счете, эта субдукция привела к образованию серии главных ССВ разломов растяжения, связанных со спредингом за дугой. В результате этого образовались главные проседания фундамента в районе зоны Таупо с серией сбросов 2-4 км, а также произошло открытие рифта со скоростью  $\pm 7$  мм в год (Sissons, 1979).

Штерн (Stern, 1982) отмечает, что имеется различие между скоростью андезитового фронта миграции и кажущейся скоростью растяжения фундамента вулканической зоны Таупо. Хотя эти расчёты очень зависят от граничных данных, можно предполагать, что субсиалический материал должен подниматься или в виде диапиров, или в жидком состоянии, заполняя пространство, образованное дифференциальными движениями. Гравитационные исследования Штерна показывают, что это возможно, т.к. кора в ССЗ части зоны Таупо значительно тоньше (15-20 км), чем кора “аномальной мантии” с плотностью ( $\rho$ ) = 3.2 на глубине 15-20 км. Робинсон и др. (Robinson et al., 1980) показал, что, несмотря на значительное сейсмическое затухание, этот слой подвергается короткому воздействию сейсмичных S-волн, которые позволяют предполагать, что этот слой в основном твёрдый, хотя некоторое количество жидкой фазы в нём присутствует.

Предполагается, что блоки фундамента с  $\rho \cong 2.76$  могут “откатываться” от волочащегося ССВ края Тихоокеанской плиты и войти в контакт с мантийным материалом при температуре выше солидуса материала блока. Поскольку отдельные блоки могут быть относительно небольшими, порядка нескольких км<sup>3</sup>, то они могут подвергаться частичному плавлению в результате локального внедрения базальтовой магмы. Теплопередача реализуется кондуктивно – процесс, который благоприятен, т.к. конвекция флюида, которая могла бы привести к подъёму больших объёмов с малым количеством расплава, кажется, маловероятна в непроницаемом граувакковом материале.

Расплав, сформированный таким образом, может подняться всплыванием к верхнекоровым магматическим очагам, увеличиваясь в объёме и уравниваясь с Р-Т условиями окружающей среды перед извержением. Извержение может быть спровоцировано избыточным флюидным давлением, возникающим вследствие активных разрывных подвижек.

Штерн предлагает тепловой баланс для этого процесса в следующем виде:

$$\int_0^t (E_R + E_a) dt = \int_0^t E_A dt,$$

где  $E_R$  – энергия, необходимая для плавления граувакков,

$E_a$  – энергия необходимая для поддержания теплового потока района,

$E_A$  – энергия, получаемая в результате охлаждения внедрённых пород во время  $t$ .

Эта энергия может подаваться от слоя андезитовой магмы (или верхних пород) – 11,2 км, охлаждающегося с  $1000^{\circ}$  до  $800^{\circ}$ С. Потребная мощность становится меньше, если начальная температура интродуцированной породы выше.

Хотя Штерн предлагает жидкие андезиты в качестве источника тепла, последнее может обеспечиваться восходящим потоком пластичного или частично расплавленного базальтового материала, генерированного в аномальной мантии, где снятие давления может вызвать геотермальный градиент локально приближающийся к температуре солидус такой мантии. Штерн также считает, что теплопередача к поверхности реализуется через включения флюида. Такой случай вероятен в районах, где локализованное скалывающее сжатие создаёт условия для циркуляции флюида, но пассивно “плавающие” граувакковые блоки могут оставаться непроницаемыми. Это должно удовлетворить требованиям ограниченного, в основном, внутреннего источника воды (распадение гидратных минералов), чтобы создать условия, необходимые для гранулитовых фаций метаморфизма и объяснить данные распределения изотопов кислорода.

Другая возможность представлена инъекцией множества даек, дающих тепло для генерации малого количества риолита, который стекается и собирается до тех пор, пока не начнёт подниматься. Магматический очаг может быть зоной истечения газов; летучие обогащают верхние части, которые выпускают первые порции в виде игнимбритов, с последующим спокойным истечением риолитовой магмы.

## 2.3 Физическая вулканология.

В предыдущем разделе, с целью показать, что эпитепральные месторождения представлены в широком диапазоне структурных позиций и различных типов пород, были обобщены некоторые теории происхождения магматических дифференциатов в деструктивных краях плит. Генерация дифференциатов, часто существующих типов пород, химически совместима, что подкрепляет вторую концепцию формирования эпитептральных месторождений, связанных с вулканизмом. Последующий раздел курса подчёркивает важность геотермальных систем в генезисе эпитептральных месторождений. Большинство геотермальных систем имеют пространственную связь с вулканическими структурами. При картировании потенциальных эпитептральных сред важно учитывать связи вулканогенных отложений с их конечными образованиями. Это может помочь в локализации большинства районов развития геотермальной активности в масштабе региона. Настоящий раздел не является исчерпывающим. Делается

попытка показать некоторые базовые положения и характеристики вулканических структур. Полнокровное обсуждение физического вулканизма и его продуктов можно найти в полевых описаниях, подготовленных Брусом Хоугтоном, и в полевых исследованиях фондов земных ресурсов. На рис. 2.4 показана эволюция обрушения кальдеры резургенции и связанных с этим отложений (Smith, Bailey, 1968).

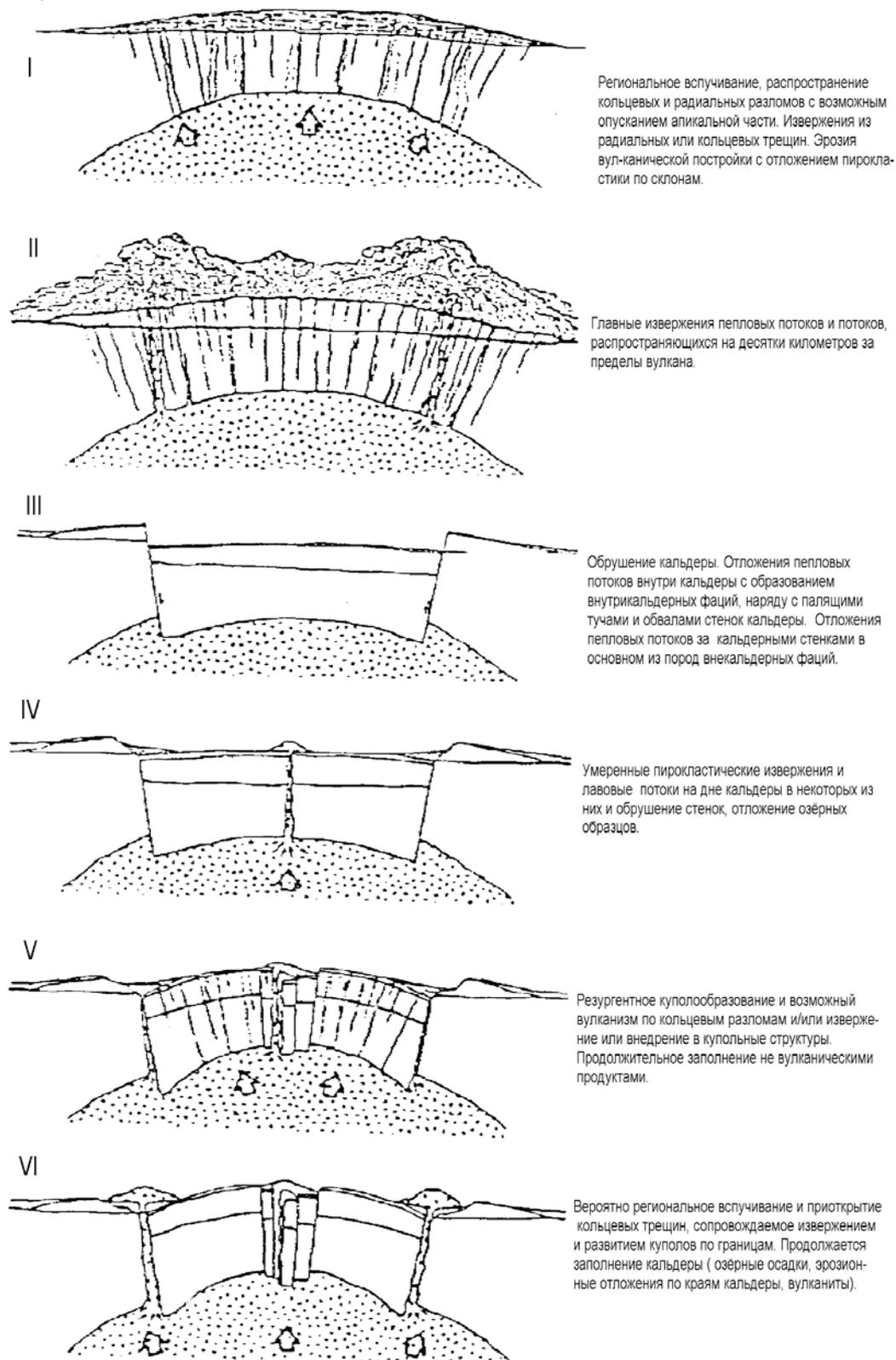


Рис. 2.4 Эволюция обрушения кальдеры, резургенция и осадконаполнение (по Smith, Bailey, 1968).

### Факторы, влияющие на тип извержения.

1. Температура магмы.
  2. Состав магмы.
  3. Условия извержения.
- Эти три фактора тесно взаимосвязаны.

#### 1. Температура магмы.

Рис. 2.5 показывает влияние температуры на вязкость магмы, которая играет важную роль в природе магматических извержений. Магматическая вязкость, как видно из диаграммы, может изменяться при остывании до двух порядков (от температуры извержения до температуры появления первых кристаллов). После кристаллизации первых твёрдых фаз вязкость возрастает по мере уменьшения температуры. Это имеет отношение к типу потока и расстоянию, на которое он удаляется.

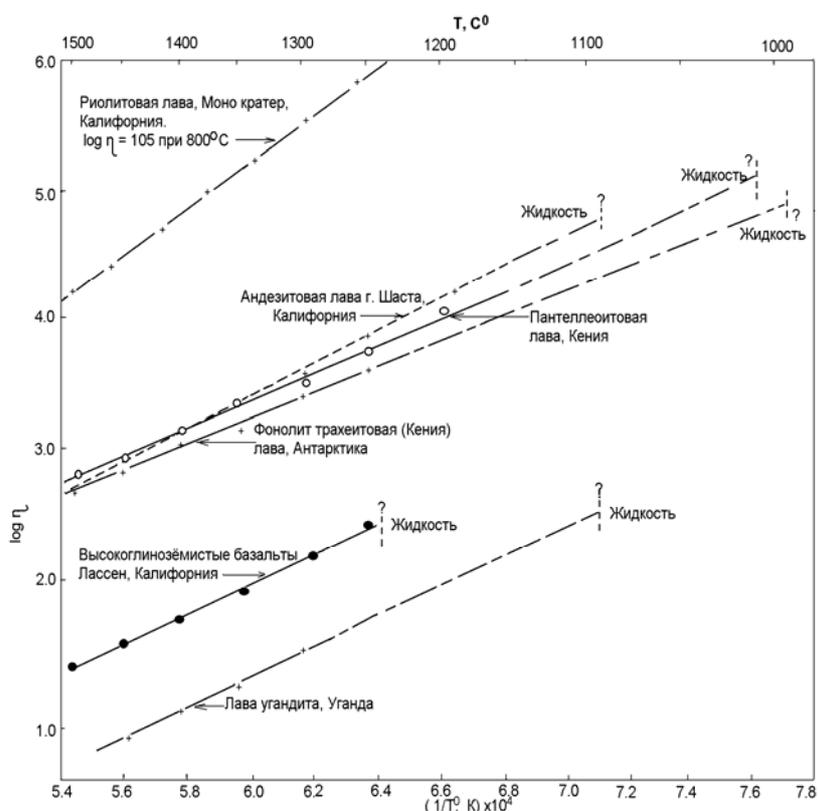


Рис. 2.5 Логарифмы рассчитанных вязкостей различных типов лав относительно  $(1/T) \times 10^4$ . Вероятные температуры ликвидус для каждой лавы (Carmichael et al., 1974).

#### 2. Состав магмы.

Состав магмы; разнообразие составов силикатных расплавов и изменения содержания летучих предполагается обсудить в двух разделах.

##### А. Силикатные расплавы.

В магмах вязкость сухого силикатного расплава определяется в основном содержанием  $\text{SiO}_2$ . В расплавах с низким содержанием  $\text{SiO}_2$  ассоциации кремнекислородных тетраэдров менее крупные. Это является результатом низкой степени полимеризации магмы при низкой вязкости. Когда содержания  $\text{SiO}_2$  высокие, то степень полимеризации в расплаве и вязкость значительно выше. Этот эффект показан на рис. 2.5, где более кремнистые риолитовые магмы имеют большую вязкость, чем базальтовые при аналогичных температурах.

##### Б. Содержание летучих.

Главные летучие компоненты в большинстве магм представлены  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{SO}_2$  или  $\text{H}_2\text{S}$ . С ростом содержания летучих потенциал эксплозивных извержений увеличивается. На глубине летучие растворены в родоначальной магме при высоких давлениях. По мере того, как магма приближается к поверхности, давление летучих может приближаться к пределу насыщения и в результате этого может вызвать огромное извержение магмы.

Растворимость как  $H_2O$ , так и  $CO_2$  находится в строгой зависимости от давления, но  $H_2O$  более растворимо в кислых расплавах, а  $CO_2$ ,  $H_2S$  и  $SO_2$  в базальтовых расплавах. Зависимость растворимости  $H_2O$  от давления показана на рис. 2.6.

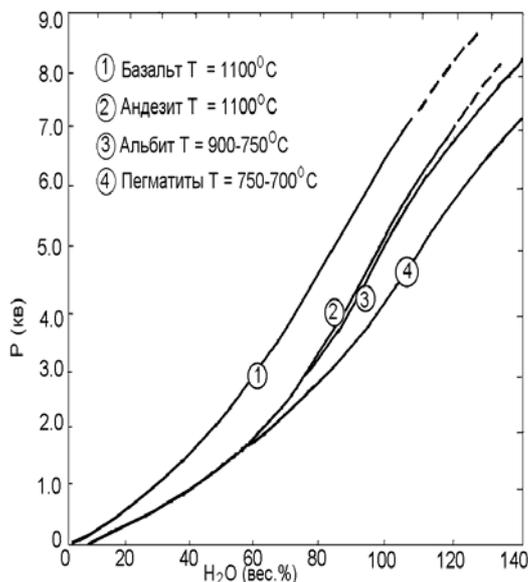


Рис. 2.6 Экспериментально определённые растворимости  $H_2O$  в различных алюмосиликатных расплавах при различной температуре по Burnham, Jahns, 1962.

### 3. Типы извержений.

Извержения для удобства можно разделить на экструзивные и взрывные. Схема показана на рис. 2.3. Оба типа извержений могут проявляться на одном и том же вулкане. Экструзивные извержения характеризуются магмой, малонасыщенной летучими, в которой вязкость ограничена выделением последних, что приводит к выбросу жидких магм на поверхности. Взрывные извержения – это быстро дегазирующая магма сопровождается интенсивным разрушением как магмы, так и вмещающих пород.

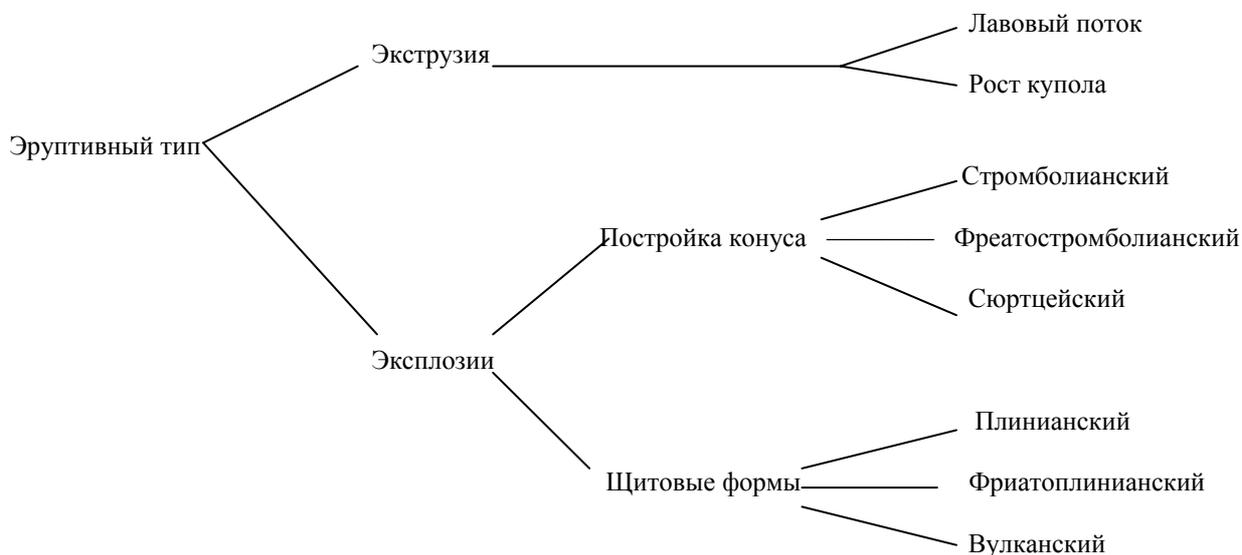


Таблица 2.3 Классификация вулканических извержений.

#### Экструзивные извержения.

Типичными продуктами экструзивных извержений в зависимости от вязкости породы могут быть лавовые потоки, локализованные лавовые куполы и иглы. Мало вязкие лавовые потоки текут далеко и обычно имеют более спокойный наклон профилей, чем более вязкие лавы. Это типично для лав Пахохое на базальтовых щитовых вулканах, где лава образует ровную канатного типа поверхность. По мере удаления от источника вязкость лавы возрастает вследствие её остывания и она переходит в потоки Аа, состоящие из массы спекшихся блоков.

Блоковые потоки встречаются в более вязкой, обычно от промежуточных до кислых лавах. Они представляют собой блоки автобрекчированных лав, поверхность которых высоко окислена. Блоки часто спекшиеся.

Когда лава внедряется в подводных условиях, она часто образует пиллоу-лавы, потому что происходит быстрое остывание поверхности потока на контакте с морской водой.

Если вязкость лавы большая, то происходит образование купола. Рост купола может происходить или экзогенно, когда материал вне купола прибавляется постепенно, или эндогенно, когда происходит добавление материала внутрь.

### Эксплозивные извержения.

Эти извержения обычно образуются газонасыщенными дифференцированными магмами, имеющими часто высокую вязкость. Они подразделяются на магматические взрывы, когда летучие выделяются из поднимающейся лавы, или фреатомагматические, когда при взаимодействии магмы с грунтовыми водами образуется большое количество пара. В обоих случаях сила взрыва создаёт значительный эруптивный столб, который может измеряться от нескольких сот метров до 25 км и более. Большая часть характерных черт эруптивного столба показана в таблице 2.4, рис. 2.7.

Таблица 2.4

Характеристика пирокластических отложений.

Отложения	Размеры обломков	Сортировка	Распределение	Удаление	Характеристика отложений	Рисунок
Баллистические	Блоки / бомбы (>20 см)	Хорошая	Почти радиальные вокруг жерла	Обычно < 2 км	Ударные кратеры в подстилающем материале. Часто не образуют непрерывных слоёв.	
Конвективный пеллопад	В основном пепел до лапилли	От хорошей до умеренных обломков	В виде удлинённой лопасти по ветру	10 <sup>0</sup> - 10 <sup>3</sup> км	Покров на рельефе, слоистость отражает изменение условий извержения. Обугленная растительность редка.	
Пирокластический поток	Пепел до блоков	Очень плохая	Контролируется рельефом, заполняет долины и депрессии	10 <sup>0</sup> - 10 <sup>2</sup> км	Подруды в долинах и маломощные хребты или их отсутствие. Массивные неслоистые. Могут содержать газовыделительные трубки и обугленную кору деревьев, зоны спекания, окисления, фумаролы.	
Пирокластическая волна	Пепел до блоков	Хорошая → плохая	Радиально от жерла	Обычно < 10км (редко 30-50 км)	Покров рельефа, но большие мощности в депрессиях. Малый угол наклона прослоев, дунообразные формы, слоистость.	

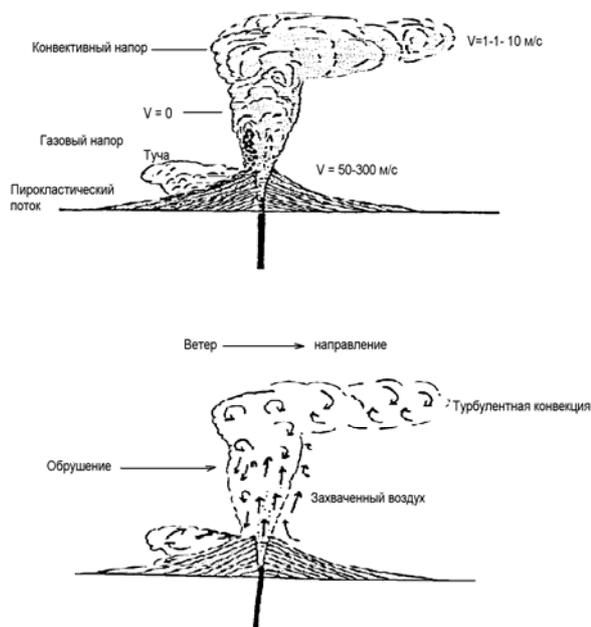


Рис. 2.7 Модель вулканических эруптивных колонн (из Houghton).

### Пепловая пирокластика.

#### 1. Баллистические обломки.

Эти большие обломки, образованные во время эксплозивных извержений, в результате гравитации быстро отделяются из эруптивной тучи. Поскольку они массивны, то их траектории мало подвергаются воздействию локальных атмосферных условий (ветер и т.д.) и они часто распределяются симметрично вокруг жерла. При ударе они могут деформировать подстилающий материал и картирование этих ассиметричных деформаций может указывать направление к жерлу. Поскольку они имеют большой вес, то разбрасываются не далеко от центра эрупции (обычно < 2км) и, следовательно, они являются хорошим индикатором удалённости магматического канала.

#### 2. Конвективный пеплопад.

Более мелкие частицы, которые поддерживаются конвективным потоком, переносятся на большие высоты и оседают более медленно. Следовательно, они распространяются дальше и их распределение относительно жерла контролируется направлениями местных ветров. Обычно они располагаются вдоль оси, параллельной преобладающему направлению ветра во время извержения. Исходя из этого способа распределения, частицы обычно охлаждены и покрывают всю поверхность. Часто они сортируются, отлагаясь на нормальных и обратных склонах.

### Пирокластические потоки.

Они подразделяются по плотности потоков, которые могут двигаться, в основном, в результате ламинарного течения и взвешенных турбулентных волн. Некоторые из характерных черт этих образований представлены в таблице 2.4.

Отложения пирокластических потоков могут быть следствием нескольких процессов. Наиболее важные включают обрушение эруптивной колонны, наклонные эруптивные колонны ударных волн, или пассивное, не взрывные обрушения лавовых потоков или куполов. Маленькие потоки обычно связаны с обрушением куполов или частичным обрушением эруптивных колонн, в то время как большие потоки обычно приводят к крупным извержениям силикатной магмы и в результате чего, насыщенной пемзой (т.е. высоко газонасыщены). Разновидности пирокластических потоков показаны в табл. 2.4

### Пирокластические волны

Они представляют собой ослабленные турбулентные потоки, часто связанные с пирокластическими потоками. Обычно тонкозернистые и имеют хорошую слоистость. Они не удалены от своих источников, т. е. ограничиваются близостью к жерлу. Таким образом, они более информативны по сравнению с игнимбритами при реконструкции распределения магматических каналов.

### Ассоциации литофаций.

(Описание литофаций и выводов использовано из краткого курса В. Houghton, с его согласия)

Сложные вулканы являются крупными стратифицированными конусами, состоящими из разнотипных лав и вулканических слоёв, обычно дацит-андезитового состава. Изучение базальтового и риолитового вулканизма в последнее время проводилось наиболее полно, в то время как исследование механизма андезитового вулканизма отстало. Обычные объёмы сложных вулканов  $300-100\text{км}^3$ ; типичный диаметр основания 20-50 км.

Большинство сложных вулканов сложено экструзивными обелисками и пирокластикой, выброшенной из нескольких главных жерл. Крутые склоны на конусах свидетельствуют о том, что большая часть первичной пирокластики быстро эродируется, оставляя жерла, сложенные преимущественно блоками и автобрекчиями, рваной лавой. Усреднённые магмы ( $1-10\text{ км}^3/1000\text{ лет}$ ) аналогичны другим типам вулканов.

Удобно выделить три комплекса литофаций для сложных вулканов (рис. 2.8). Комплекс от центральных до периферических фаций включает в себя увеличение доли лахаровой и жерловой тефры и уменьшение мощности и/или размера обломков всех других первичных типов пород



Рис. 2.8 Фациальные изменения в вулканиках, связанных с большим вулканом центрального типа. Характерные особенности центральной, около жерловой и периферийной зон обсуждаются в тексте.

Центральные фации. Центральные фации представлены интрузивными пробками неправильной формы, радиальными дайками, лавовыми потоками и грубозернистым пеплом. Слои, которые уже обладают крутыми радиальными первичными стенками, в результате интрузивной активности часто становятся ещё круче. Низкотемпературные гидротермальные изменения распространяются на несколько сот метров от жерла.

Околожерловые фации. Они образуют склоны самого конуса и сложены в основном монотонными слоями и сериями автобрекчированных лавовых потоков с подчинённым количеством прослоев брекчий лавовых туфов, рыхлых склоновых отложений. Стромболианские конусы образуются на склонах жерл. Эти структуры эродируются быстрее, чем растут. И большая часть отложений является временной и быстро переотлагается в периферийных кольцевых равнинах. Почвы редки, сложное напластование слоёв обычно и их детальное картирование и корреляция затруднены.

Периферийные фации. Периферийные фации обычно образуют кольцевые равнины вокруг вулкана. Они сложены (1) брекчией лавовых туфов, переходящих в подпрудные отложения гравия и песка, (2) первичной лапиллиевой и пепловой тефрой, (3) слоями отложений палящих туч и (4) почвами.

**Выводы.** В выводах предполагается точно указать те характерные черты современных вулканов, которые характеризуют специфику структур и особенно районов эруптивных центров, чтобы легко распознавать их в древних отложениях. Имеется много доказательств, которые указывают близость в 4 км и более главных жерл и, по крайней мере, 3 признака, которые могут ввести в заблуждение в этом отношении.

#### **Литофации, указывающие на присутствие эруптивного жерла.**

Эти особенности перечисляются в порядке уменьшения их значений.

1. Брекчия, выпавшая после игнимбритов. накапливается в пределах нескольких сот метров от зоны прямого выброса главной эруптивной колонны. Она, по-видимому, указывает на близость  $\approx 1-2$  км от активного плинианского жерла. Направление источника нельзя точно установить по строению отложений, которые могут быть перемещены по склону за счёт гравитации.
2. Баллистические блоки. Эти блоки показывают удаление не более чем на 4 км и обычно менее чем 2 км от жерла. Некоторые блоки, в особенности из глубинных эксплозий или узких жерл, падают по очень крутой траектории и по ним нельзя судить о направлении к жерлу. Многие блоки производят ассиметричные воронки, которые можно использовать для определения положения жерла. Распределение и количество блоков подтверждают надёжность информации о величине и интенсивности извержения.
3. Спекание и окисление пепловых отложений. Стромболианские пепловые отложения обычно спекаются и окисляются только и ближе к внутренней (обратно наклонённой) стенке конуса. Периферийные отложения на внешней стенке обычно не спекаются. Спекшиеся плинианские и субплинианские образования распространяются только на 1-3 км от жерла.
4. Неправильные интрузивные тела, радиальные дайки и сопряжённые гидротермальные изменения могут быть использованы в качестве индикатора центральных фаций на склоне конуса. Эти фации на Руапеху распространены не более 500 м от кратера.
5. Пирокластические отложения пульсаций часто распространяются по радиусу от кратера и часто на расстоянии не более 2-5 км от жерла. Сложные однонаправленные формы дают ценный материал для определения места расположения жерла. Необходимо уделять внимание различиям между отложениями пульсаций и слоем I и тонкими высокоскоростными покровами отложений игнимбритов, которые могут распространяться значительно дальше.

#### **Характерные особенности, малой значимости, вводящие в заблуждение.**

Параметры, перечисленные ниже, могут обрабатываться таким же образом, как и представленные Артуром Битсоном.

1. Мощность игнимбритов. Мощности игнимбритовых отложений в основном контролируются до игнимбритовым рельефом и часто изменяется нерегулярно по мере удаления от источника. Низковязкие и низкоэнергетические игнимбриты подпруживаются препятствиями, такими как разломные обрывы, борта долин внутри закрытых депрессий, и маломощными внешними препятствиями. Предельные утолщения (5010 раз) это обычное явление. Многие древние кальдеры ошибочно определены на основании подпруд игнимбритов, удалённых от их источников.
2. Месторождения больших пемзовых обломков. Разнообразие размера пемз можно использовать в определении эруптивного центра. Однако однообразие таких слоёв из одного извержения может показать широкий диапазон размеров обломков в любом месте, в особенности в местах с большими обломками игнимбритов. Максимальные размеры пемз должны использоваться очень осторожно в любой палеогеографической реконструкции.
3. Максимальная мощность пепловых отложений. Влияние сильного ветра во время извержения может образовать максимальные мощности на удалении от жерла, а локальные атмосферные условия могут также вызвать вторичное накопление пеплов.

### **Общие фациальные переходы.**

При отсутствии признаков, характеризующих наличие эруптивных центров, перечисленных выше, ценную палеогеографическую реконструкцию можно сделать фациальным анализом. Некоторые общие черты всех периферийных, включая жерловые комплексы, представлены ниже:

#### 1. увеличением доли первичных слоёв по отношению к переотложенным.

Два примера из этой серии.

#### Сложные вулканы.

Массивные лавовые + автобрекчированные → лавы + подчинённые лахаровые → лахары + отложения + подпруд  
 потоки отложения + периферийные пеплы

#### Подводные вулканы

Слои + потоки пиллоу лав → матрица-плохая пиллоу брекчия → матрица - богатая пиллоу брекчия + тонкозернистые  
 гиаллокластиты

2. Огрубление и утолщение пепловых отложений.
3. Увеличение сложности первичных образований.

## **2.4 Влияние состава пород на эпипермальные системы.**

Зная возможные механизмы генезиса главных типов щелочноземельных (глинозёмистых) пород, развитых в деструктивных плитовых окраинах, можно предполагать влияние типов дифференцированной магмы на эпипермальные месторождения золота

Рисунок 2.9 показывает, что в эпипермальной среде концентрации золота в обычных первичных породах не отличаются более чем на порядок (обычно 1-10 ppm). Следовательно, степень концентрации золота в исходных породах, необходимая для образования рудных месторождений (приблизительно на три порядка), является контролирующим фактором в образовании экологически значимых месторождений.

Эта точка зрения справедлива только для эпипермальных систем, вовлекающих большие метеорные конвективные ячейки и, может быть, не применима для других месторождений магматического типа.

Косвенное влияние типов пород, однако, может иметь глубокое воздействие на формирование и локализацию эпипермальных месторождений. Эти эффекты включают: 1- различие в абсолютной проницаемости; 2- различие в типе проницаемости; 3- влияние рельефа; 4- пути гидротермальных потоков.

Рисунки 2.10, 2.11 дают некоторые доказательства как вариации типов пород могут косвенно влиять на эпипермальные месторождения.

### **1. Изменения проницаемости**

Определение проницаемости и её интерпретация в значительной степени зависит от принимаемого масштаба. Основные магмы, за исключением относительно редких случаев, редко имеют пористость, превышающую 5%, тогда как молодые туфогенные породы, обычно более кислые разновидности щелочноземельных комплексов могут иметь пористость ближе к 30%. Эти отличия в пористости приводят к двум различным типам резервуаров: (i) преимущественно трещинный, (ii) пористый.

#### Преимущественно трещинные резервуары.

В резервуарах этого типа, хотя гидротермальные растворы пропитывают вмещающие породы, поток стремится канализоваться вдоль относительно узкой отдельной дрены. Поверхность взаимодействия вода-порода ограничена и в результате гидротермальный метаморфизм обычно строго зонален и ограничен непосредственно объёмом около каналов (жил).

Пути миграции потоков, которые действуют длительное время, часто контролируются разломами, т.к. это обеспечивает механизм для повторного открывания дрен изолируемых гидротермальными процессами. Ясно, что этот тип способствует локализации, а не рассеянию рудообразования, хотя в последующей дискуссии моделей месторождений эти выводы будут видоизменяться в некоторой степени.

#### Пористые резервуары.

В этих структурах гидротермы заполняют и текут через вмещающие породы. Однако, пористая среда не имеет механизма удержания открытых путей миграции и в результате отложения гидротермальных минералов в этих системах стремится к образованию относительно непроницаемых водоупорных пород (хотя это представляет только локальную изоляцию). Увеличение давления под водоупором может привести к гидротермальному взрыву с брекчированием. Часто брекчирование многофазное и после первого взрыва и изоляции каналов образуются аналогичные события в резервуарах.

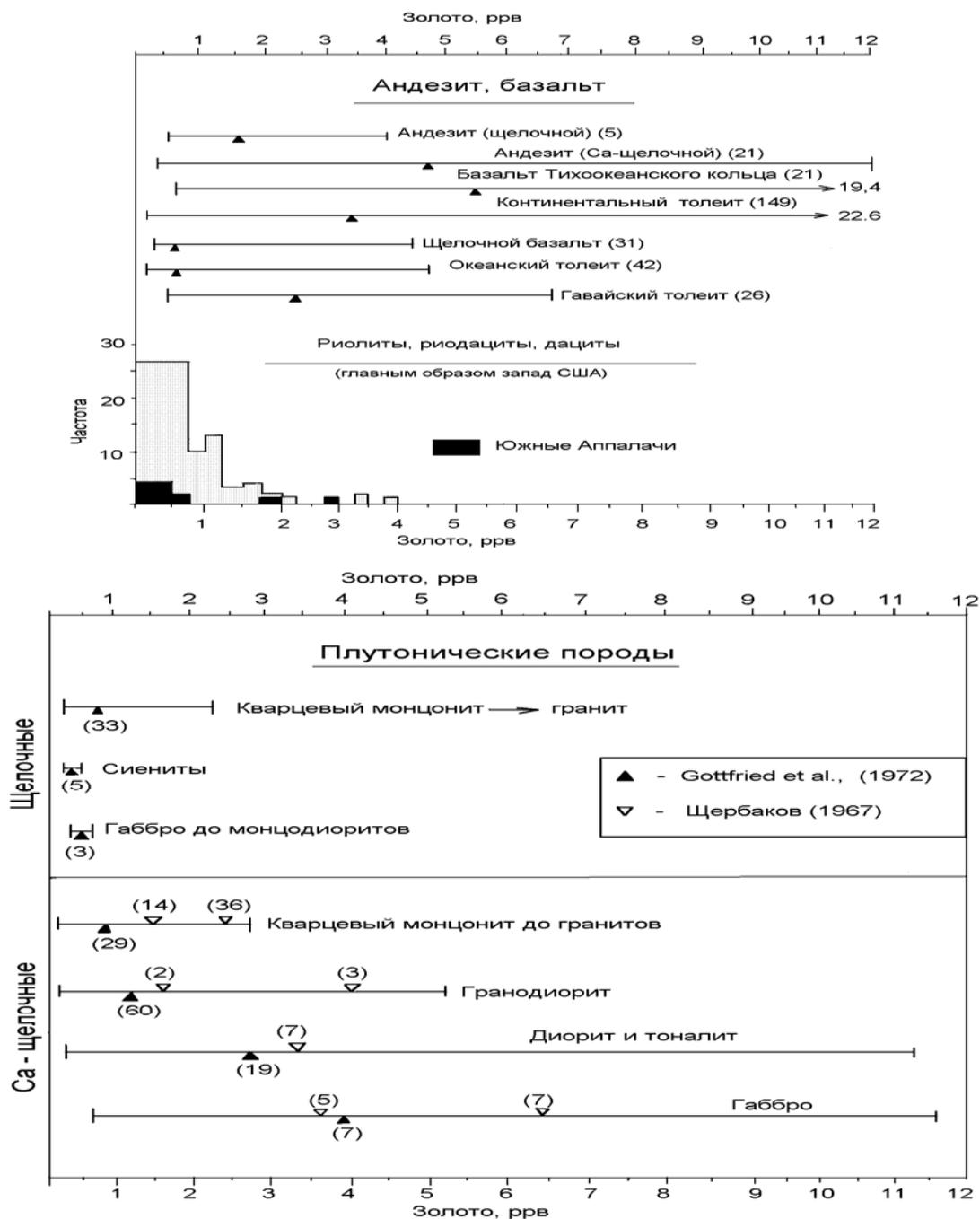


Рис. 2.9 Содержание золота в неизменённых плутонических и вулканических породах (из Tilling et al., 1973)

## 2. Топографические эффекты (Влияние рельефа).

Вязкость магмы увеличивается с ростом содержания  $\text{SiO}_2$  вследствие возрастания развития полимеров  $\text{Si-O}$  в расплаве. Таким образом, в результате более основные магмы стремятся создать вулканические постройки с более развитыми профилями. Например, углы склонов базальтовых и андезитовых стратовулканов. Однако, в случае риолитового вулканизма общая тенденция нарушается, так как этот вулканизм эксплозивный вследствие высокой вязкости и насыщенности магмы летучими (за исключением случаев некоторых риолитовых куполов).

Различие эруптивных типов между центрами среднего и кислого вулканизма означает, что средние вулканы имеют тенденцию к образованию быстро сменяющихся фаций как по латерали, в особенности на периферии, так и околожерловых фаций. Это приводит к трудностям в корреляции взрывов и образованию немых комплексов. Периферийные фации могут также образовывать кажущиеся перевёрнутые комплексы.

Наоборот воздушные пеплы и пирокластические потоки, обычные для районов крупных риолитовых извержений, стремятся образовать мощные протяжённые комплексы, которые покрывают большие площади. В таких местах стратификация и месторасположение отложений относительно упрощается.

Наибольшее влияние рельефа относится к природе циркуляции эпитеpмальных терм, произведённых в различных структурах.

## 2.5 Активные эпитеpмальные системы.

**Общий вывод.** Как показано в предыдущем разделе, геотермальные системы (т.е. активные эпитеpмальные системы) встречаются в различных геологических средах, для которых характерны обычно тектонические и магматические процессы, тепло которых формирует циркулирующие гидротермы. Типичным примером является плитовая конвергенция или дивергенция, где динамические тектонические коровые процессы формируют местные условия аномального теплового потока, дающего начало геотермальной системы. Следовательно островные дуги, вулканические цепи, глубокие осадочные депрессии, тектонические рифты или зоны сжатия и зоны спрединга морского дна являются обычными средами, в которых находятся геотермальные системы.

В этой работе обсуждаются только вулканические процессы, поскольку здесь системы наиболее связаны с эпитеpмальным рудным генезисом.

Геотермальные системы имеют ряд ключевых особенностей. На глубине располагается источник тепла (в этом случае магматическое тело), который, по существу, является движущей силой системы. Над ним располагается резервуар, который представляет тело проницаемых трещиноватых пород, в котором происходит циркуляция гидротерм и на поверхности земли есть район разгрузки, где реализуется выход энергии и гидротермальной системы. В большинстве случаев имеется очень сложный латеральный поток, по мере того как гидротермы приближаются к поверхности, и иногда система “слепая”, в тех местах, где местные условия не допускают реализации поверхностной разгрузки гидротерм.

Различаются два типа систем. Первый, показанный на рис. 2.10, представляет обычную систему в условиях структур кислого вулканизма, таких как в зоне Таупо в Н. Зеландии. Основа их – это динамическая природа системы с подтоком тепла в корневые её части, конвективный восходящий поток, передача тепла к поверхности и его взаимодействие с подземными водами, подток глубинных гидротерм к поверхности Земли или его разбавление и разгрузка на некотором базисном уровне, таком как, например, как река или озеро.

Второй тип показан на рис. 2.11. Этот тип обычно представлен на андезитовых или базальтовых стратовулканах и в этих структурах гидродинамические условия таковы, что гидротермы могут распространяться на большие расстояния под влиянием больших региональных гидравлических градиентов. Поверхностная разгрузка жидких гидротерм может встречаться на удалении до 15 км от их восходящего потока. В осадочных отложениях литологическая проницаемость может играть важную роль. Миграция гидротерм в системе полностью представлена метеорными водами, проникающими в окрестности плутонических тел за счёт различий в плотностях. Нагреваясь, гидротермы становятся легче и за счёт этого они могут подняться в системе и начинают взаимодействовать с вмещающими породами. Опускаясь в зону влияния магматического тела, нагретые метеорные воды захватывают многие магматические компоненты (газы, металлы). Изотопные исследования показали, что в некоторых системах захваченные компоненты составляют значительную долю. Таким образом, происходит смешивание разбавленных гидротерм с первичными металлоносными магматическими флюидами. В результате образуются гидротермы с составом, достаточным для рудоотложения в верхних горизонтах системы, однако, мы полагаем, что источник большинства металлов находится во флюидных включениях вмещающих пород.

### Резервуарные условия.

По мере поднятия горячих гидротерм в результате конвекции в резервуарные породы (водовмещающие комплексы), они взаимодействуют с вмещающими породами, растворяют их частично, как, например, кремнезём или трековые количества хлора, или взаимодействуя с первичными (магматическими) минералами образуют новые гидротермальные минеральные комплексы, состав которых отражает температурные условия. Термы, которые образовались в глубокой системе таким путём, в зависимости от источника, имеют содержание хлора в пределах до 100000 мг/кг. В некоторых аномальных системах (т.н. Солтон Си, Калифорния) хлор может достигать 155000 мг/кг (см. табл. 4.2). В прибрежных районах (т.н. Рейкьянес, Исландия) гидротермы тесно связаны с морской водой. Обычно в верхних 1/2-2 км глубинных систем точка кипения гидротерм связана с глубиной (рис. 4.5). Она означает, что независимая потеря пара происходит из гидротерм, по мере того как он поднимается к поверхности.

Продолжительность жизни эпитеpмальных систем. Многие активные эпитеpмальные системы по современным данным были действующими  $10^5 - 10^6$  лет. Grindley (1965) показал, что гидротермальная деятельность Вайракей в Н. Зеландии существует 500000 лет, а White (1974) считает, что Стимбоатские источники существуют  $10^6$  лет. Однако, Уайт отмечает, что активность Стимбоат была периодичной.

Sillitoe (1976) и Lipman et al., (1976) отмечают, что большинство эпитеpмальных систем имеют продолжительность существования 1-10 мл лет после образования вулканической структуры, Silberman (1983) использовал К-Аг методы датирования эпитеpмальных месторождений в провинции Грит Бэзин в Неваде и пришёл к выводу, что системы, которые сформировали эти месторождения были активны в течение  $1-2 \times 10^6$  лет (рис. 2.12).

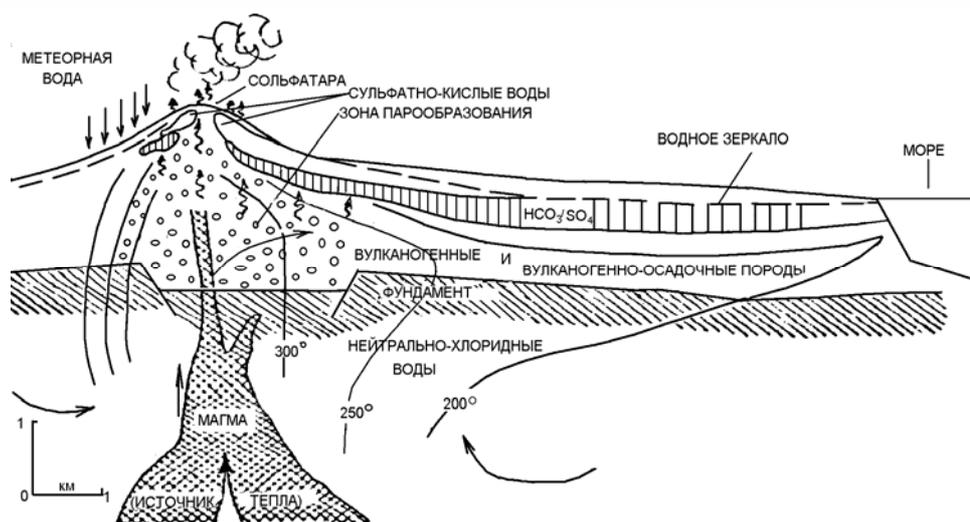
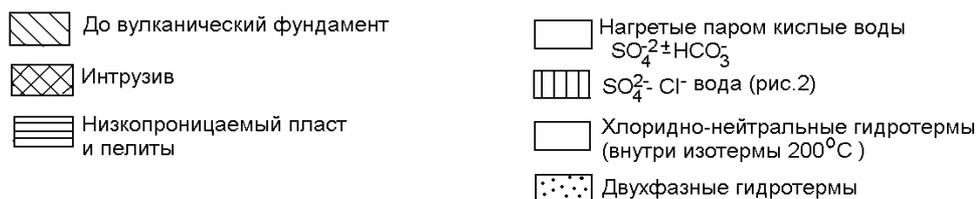
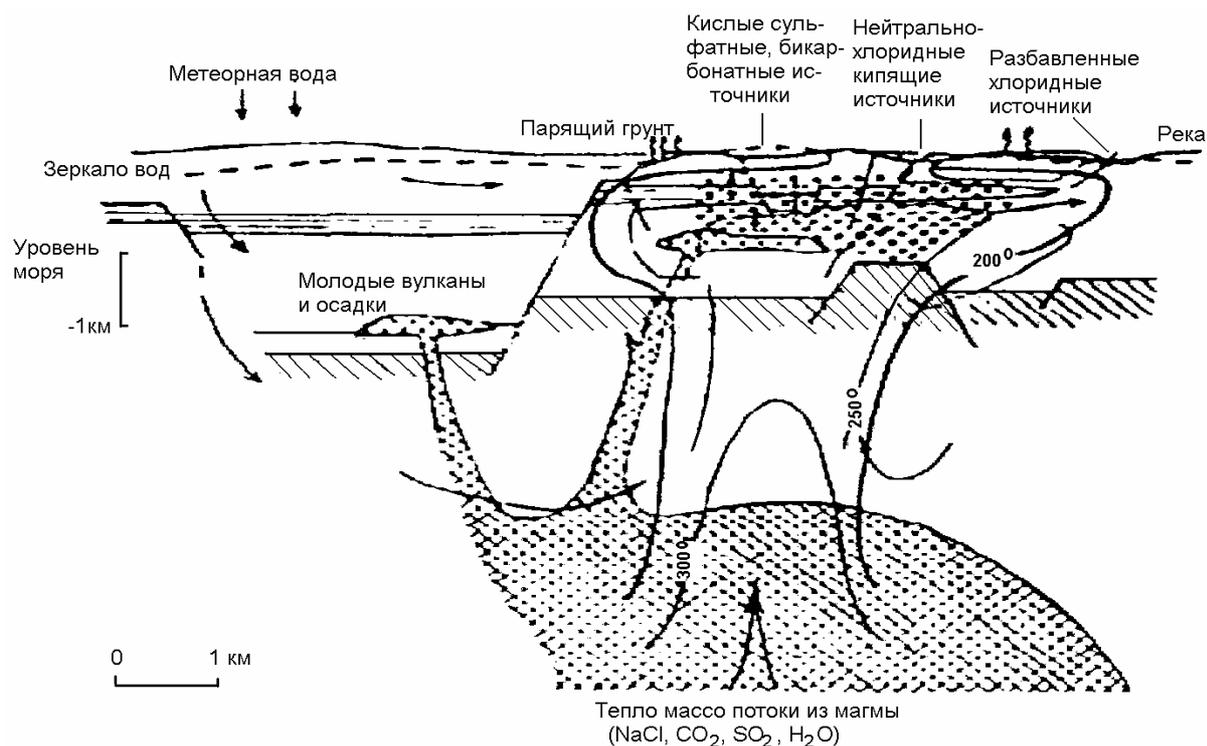


Рис. 2.10 (верхний), 2.11 (нижний). Схема потока гидротерм в типичных геотермальных системах в районах кислого вулканизма и в современных островных вулканических дугах соответственно. Для дальнейших дискуссий см. рис. 4.3 и 4.12 из Henley et Ellis, 1983.

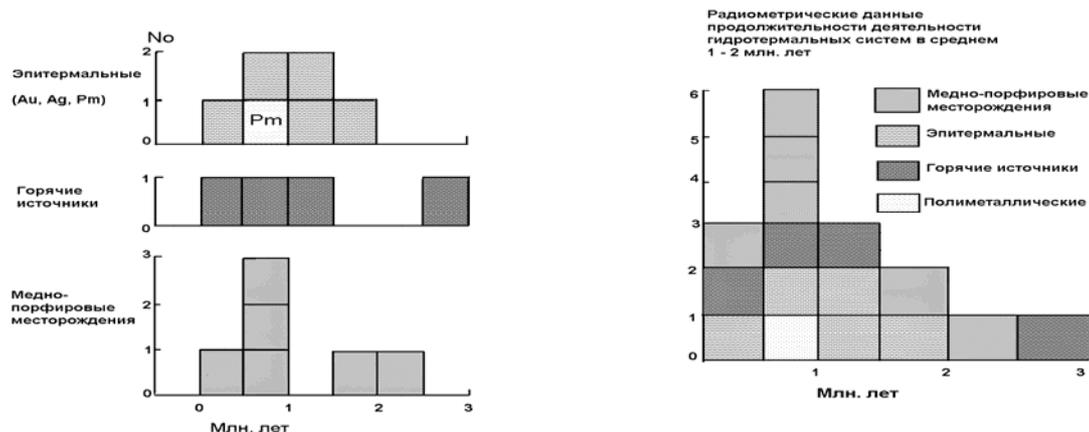


Рис. 2.12 Гистограммы, суммирующие радиометрическую продолжительность деятельности гидротермально метаморфических-рудообразующих систем (Silberman, 1983).

Важным аспектом эпитермальных систем является то, что они встречаются в районах повторяющейся вулканической активности. Во многих районах существующие системы имеют следы предшествующих систем (т.н. в южном Негрос, Leach, Vogie, 1982) и это позволяет предполагать, что во многих случаях пульсации активности часто в течение  $10^4$ - $10^5$  лет поддерживали движущую силу эпитермальных систем. Это согласуется с продолжительностью существования гидротермальной системы после образования структур обрушения вокруг охлаждающейся и кристаллизующейся магматической интрузии (Norton, Knight, 1979; Cathles, 1981, 1983). Нет никаких полевых данных, опровергающих эти теоретические расчёты о продолжительности существования данной эпитермальной системы  $10^4$ - $10^5$  лет. Большая длительность активности требует притока магмы, в очаг, который работает в качестве тепловой машины.

### 3.0 Происхождение и региональные траектории потоков гидротерм, связанных с эпитермальными системами.

#### 3.1 Происхождение.

Гидротермы, ответственные за низкосерную эпитермальную минерализацию, преимущественно метеорные, несмотря на то, что предполагаемым источником тепла, генерирующим гидротермальную конвекцию, в большинстве случаев является магма. Этот вывод основывается, главным образом, на содержаниях кислорода –  $18(^{18}\text{O})$  и дейтерия (Д) в эпитермальных флюидах. Значения  $\delta\text{D}^1$  обычно определяется прямым анализом флюидных включений, тогда как  $\delta^{18}\text{O}$  определяется по анализам кристаллов кварца и кальцита, предполагая, что один из них имеет независимый геотермометр (говорится о температуре флюидных включений). Изотопный состав флюидов некоторых эпитермальных месторождений, рассчитанный по изотопному составу гидротермальных минералов, был использован O'Neil, Silberman (1974) и показан на рис. 3.1. Для сравнения, изотопный состав гидротерм и местной метеорной воды некоторых Новозеландских геотермальных систем показан на рис. 3.2.

<sup>1</sup> Значения  $\delta$  представляют собой разницу состава изотопов между неизвестным и стандартным (для водорода и кислорода обычно стандартом является среднее содержание в океанической воде или SMOW). Определяется  $\delta$  неизв.  $= (R_{\text{неизв.}} - R_{\text{станд.}} / R_{\text{станд.}}) 1000$ , где  $R_{\text{неизв.}}$  – изотопное отношение неизвестного, т.к.  $\text{O}^{18} / \text{O}^{16}$ .

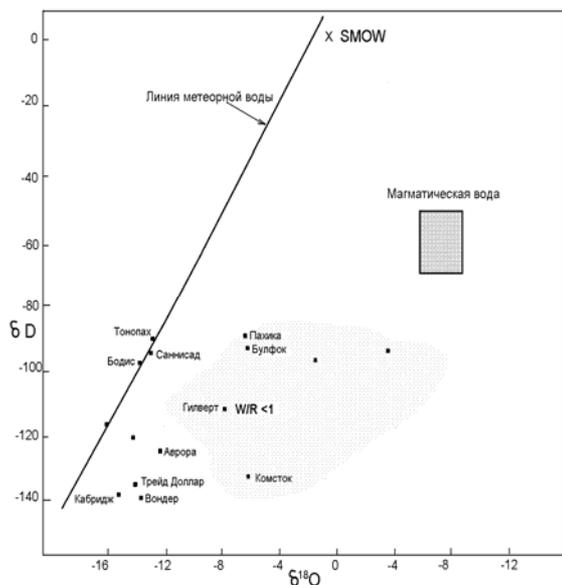


Рис. 3.1 Изотопные составы флюидных включений относительно линии современной метеорной воды. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  флюидов рассчитывались из значений  $\delta^{18}\text{O}$  гидротермальных минералов при  $250^\circ\text{C}$  или с использованием измеренных температур.  $W/R$  = интегрированное отношение вода/порода. (O' Neil, Silberman, 1974).

Разница изотопных составов между геотермальными минералами и флюидами известна, как фактор фракционирования ( $\Delta$ ). Минералы обычно имеют более тяжёлый изотопный состав (т.е. положительное число), чем равновесные с ними флюиды (гидротермы) и эта разница получается большей с понижением температуры. Так, например, при  $300^\circ\text{C}$  разница  $\delta^{18}\text{O}$  между кварцем и водой,  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{кв-H}_2\text{O}}$  составляет  $\approx 7\text{‰}$ , тогда как при  $200^\circ\text{C}$  она равна  $12\text{‰}$  (факторы фракционирования обобщены Friedman, O, Neiel, 1977). При тех же температурах, факторы фракционирования между щелочным полевым шпатом и водой при  $300^\circ\text{C}$  и  $200^\circ\text{C}$  составляет 5 и  $10\text{‰}$ , соответственно.

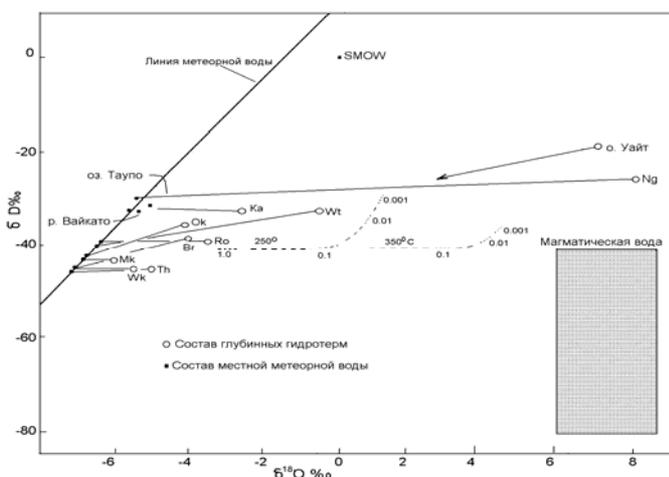


Рис. 3.2 Обобщённые составы  $^{18}\text{O}$  и дейтерия глубинных Новозеландских гидротерм (белые кружки) и соответствующей им метеорной воды. Тренд переменных отношений вода – порода для Вайотапу (Wt) показан при  $250^\circ\text{C}$  и  $350^\circ\text{C}$ . (Hedenquist, 1986).

Свежая вулканическая порода (кислая) обычно имеет значение  $\delta^{18}\text{O}$  7-9 ‰ (Taylor, 1979). Если мы предположим, что порода будет иметь фактор фракционирования, аналогичный кварцу и щелочному полевоому шпату, то мы можем рассчитать состав  $\delta^{18}\text{O}$  первой метеорной воды, которая циркулировала по свежей породе. Используя 8 ‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  породы и 6‰ для  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{порода-вода}}$  при  $300^\circ\text{C}$ , получаем, что первая вода, проходящая через породу при  $300^\circ\text{C}$ , должна иметь значения  $\delta^{18}\text{O}$  2 ‰. Если это была метеорная вода из района Невады, то её первоначальное  $\delta^{18}\text{O}$  должна была быть  $\approx -12$  (Рис. 3.1), таким образом, она стала значительно тяжелее. Однако, при этом порода стала несколько легче, чтобы сохранить масс-баланс в системе. Если мы продолжим фильтровать воду через породу, то она будет непрерывно облегчаться, до тех пор, пока она не приобретёт состав местной метеорной воды плюс с поправкой на температурный фактор фракционирования. Путём количественного определения этого сдвига мы можем определить интегрированное отношение вода-порода посредством изотопического масс-баланса (Taylor, 1979).

Рисунок 3.1 показывает, что некоторые эпитеральные месторождения не имеют минералов со сдвигом в максимальном значении (т.н. Паука и Комсток). Однако, наблюдался большой сдвиг в составе изотопов в породах

округов Тонопах, Саннисайд, Богие Манхаттэн, свидетельствующий об относительно большом отношении вода-порода (это показывает, что гидротермы изменили породы так, что их изотопный состав не отличался от метеорной воды, т. е. породы не могли быть изменены более). Это также видно на рисунке 3.2, который показывает, что Вайракей сложен породами, изменёнными значительно больше, чем породы Бродлэндс или Вайотапу.

Рисунок 3.3 показывает, что большинство низкосернистых геотермальных систем в мире имеют преимущественно циркуляцию метеорных вод. Наоборот магматические флюиды (т.н. на вулкане острова Уайт) сильно отличаются по изотопному составу от метеорных гидрогеологических систем. Это будет обсуждаться более детально при изучении минерализации (рудообразовании) высокосернистых систем.

Если мы сможем изучить изотопы минералов и пород, то по ним можно говорить о миграции в региональном и локальном масштабах.

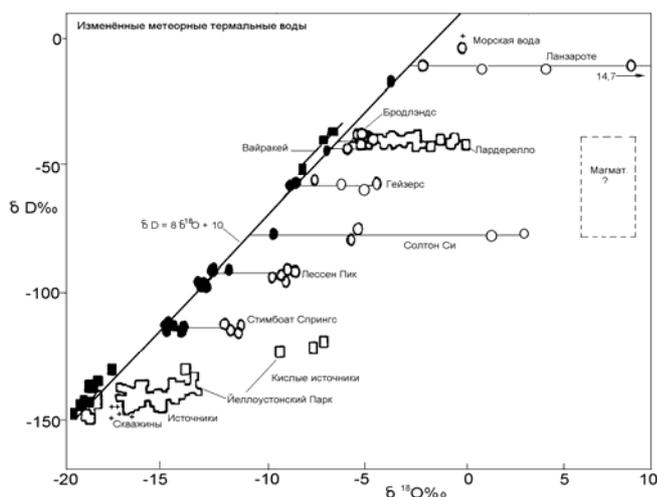


Рис. 3.3. Составы  $^{18}\text{O}$  и  $\text{D}$  горячих источников, фумарол и терм из скважин, образовавшихся из метеорных вод (o) и местной метеорной воды, вблизи каждой активной эпитепимальной системы (●). Из Truesdell, Hulston (1981).

### 3.2 Распределение изотопов и региональный поток гидротерм в кальдерных структурах.

Cris и Taylor (1983) проводили широкие изотопные исследования на площади  $15000\text{km}^2$  в окрестностях батолита Айдахо. Серии больших эпизональных плутонов (сейчас глубоко эродированных) генерировали гидротермальные конвективные ячейки, которые вызывали широкую пропитизацию и изотопные сдвиги. Одна часть изученного района показана на рис. 3.4 а; плотной штриховкой показан эоценовый плутон, крупные точки – точки отбора проб, изолинии показывают  $\delta^{18}\text{O}$ . Изолинии  $< 4\text{‰}$  (изображены точечной штриховкой) представляют кольцо, совпадающее с кольцевой зоной Шаутуз, граница кальдеры более 50 км в диаметре вокруг Гор Шаутуз.

Рис. 3.4,а.

Рис. 3.4,б.

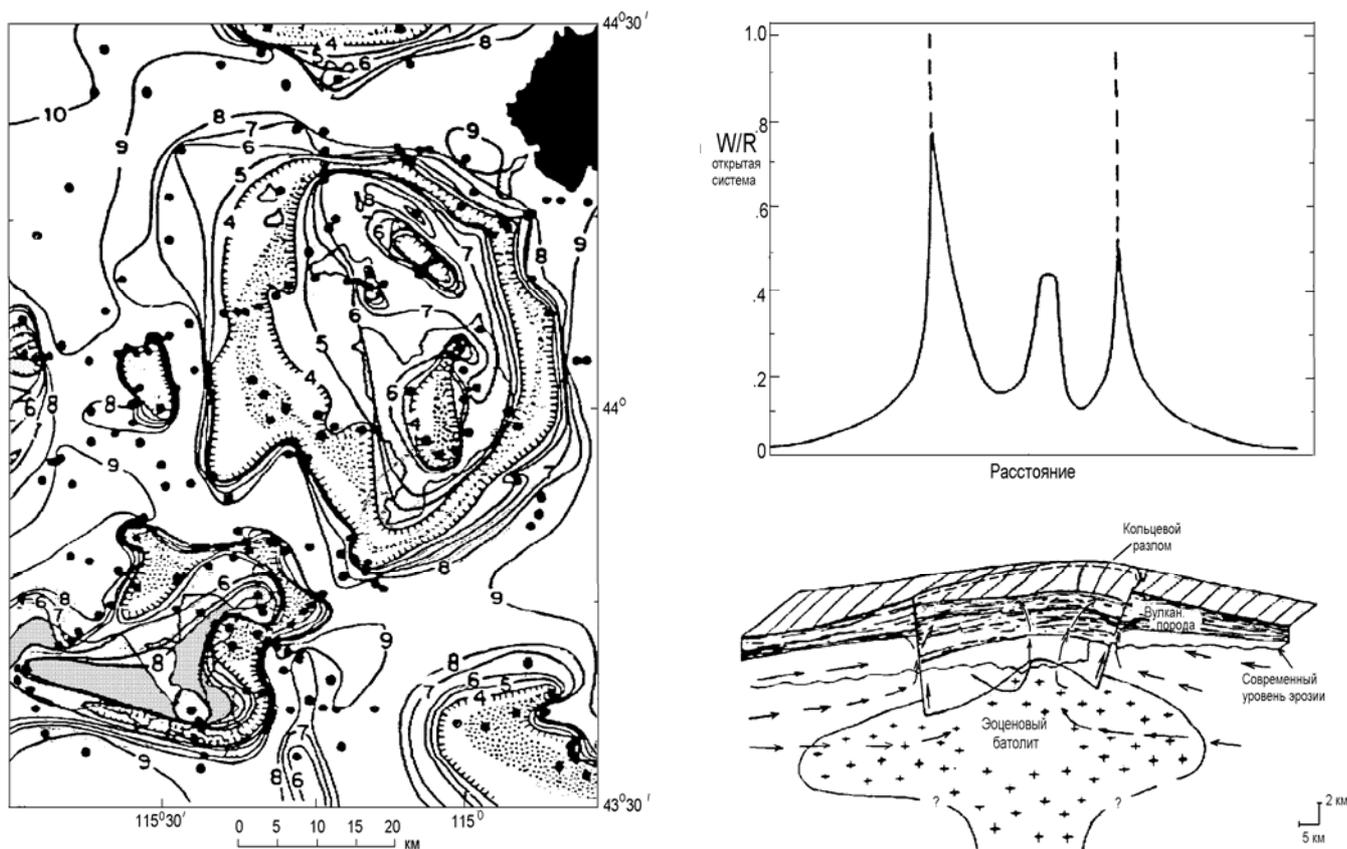


Рис. 3.4 а (левый). Детальная карта  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  района кольцевой зоны Соутуз и восточной части кольцевой зоны Роки Бар, показывающая эоценовые плутоны (плотная штриховка), места отбора проб (точки) и  $\delta^{18}\text{O}$  – изолинии. Изолинии нарисованы через интервалы 1рт между +4 и +10; ниже +4 контуры (изолинии) не проводились из-за большой частоты. Кольцевая зона Соутуз большая, резко ограничивается кольцом пород с низким  $^{18}\text{O}$  ( $^{18}\text{O} < +4$ ), которые располагаются вокруг батолита Соутуз и окружающих плутонов. Точечная штриховка вокруг изолинии +4 очерчивает положение проб с  $\delta^{18}\text{O} < +2$ . Заливка – район вулканического поля Чаллис.

Рис. 3.4,б (правый). Нижний рисунок интерпретирует поперечный разрез через кольцевую зону Соутуз и показывает большую кальдеру (50 км Ø), породы которой обрушились в большой эоценовый батолит. Большая часть этого гипотетического батолита располагается ниже современного уровня обнаженности (волнистая линия), за исключением резургентных куполов (?) в Горах Соутуз. Стрелки схематически показывают миграцию гидротерм. Мощный вулканический покров (вулканы Чаллис) рассматривался ранее.

Верхний график показывает обобщенную открытую систему через структуру отношений вода/порода. Относительно непроницаемые пачки пеплов в риолитовом разрезе могут играть роль частичного водоупора для глубинной гидротермальной системы, отвечающей условиям закрытой системы; в таком случае даже большие отношения вода/порода могут быть востребованы. (Criss, Taylor, 1983).

Рисунок 3.4, б (верхний) показывает высокие отношения вода-порода, рассчитанные для этой проницаемой зоны кольцевых разломов; распределение изотопов на этой площади отражает наличие латерального потока метеорных гидротерм, длиной 25-50 км, который проникает на глубину 7 км (рис. 3.4, б – нижний, поперечный разрез). Эта гигантская метеорная конвективная ячейка сопоставима по размерам с ячейкой, существовавшей около Скаергардской интрузии.

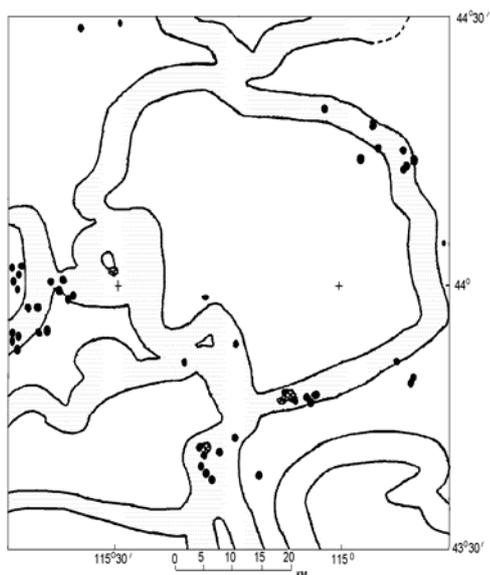


Рис. 3.5 Основная разведочная площадь в районе, показанном на рис. 3.4 (восточная часть Атланта Лобе), представляет ~ 5 км ширины пояс, который тянется беспорядочно +8  $\delta^{18}\text{O}$ . Более 75% шахт (чёрные точки) и все важные производители (крестики) располагаются внутри узкой зоны. (Criss, Taylor, 1985).

Рисунок 3.5 показывает 5 км ширины полосу, охватывающую изолинию +8 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ , которая оконтуривает большинство эпитермальных и мезотермальных шахт благородных металлов в этом районе (чёрные точки). Минерализация в этом случае не связана с районом наиболее низких  $\delta^{18}\text{O}$  и фронтом гидротерм. Скорее всего этот район располагается вне кальдерно кольцевой зоны разломов, где имелся небольшой градиент в отношении вода / порода, который наилучшим образом способствовал минерализации.

Larsen и Taylor (1986) провели детальные кислородно-изотопные исследования на меньшей (12-14 км  $\varnothing$ ) кальдере оз. Сити в западной части гор Сан Хуан, Колорадо. Рисунок 3.6 показывает границы кальдеры и карту изолиний  $\delta^{18}\text{O}$  пород по 300 образцам в районе оз. Сити. Сильные отрицательные аномалии связаны с западной границей кальдеры; однако, это частично относится к тому факту, что западная граница эродирована на 1000 м глубже, чем восточная часть (Рис. 3.7).

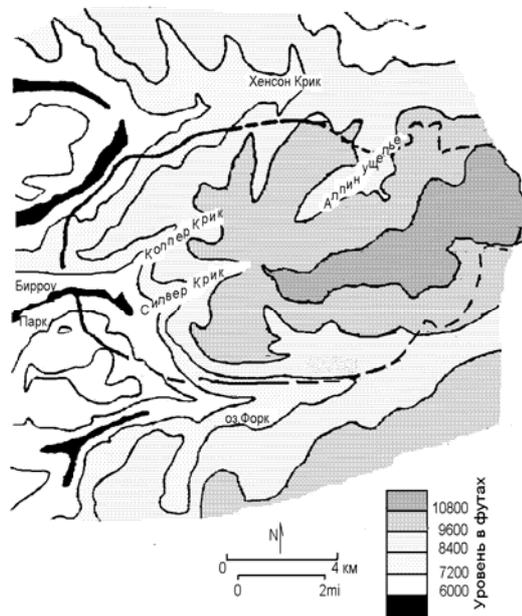
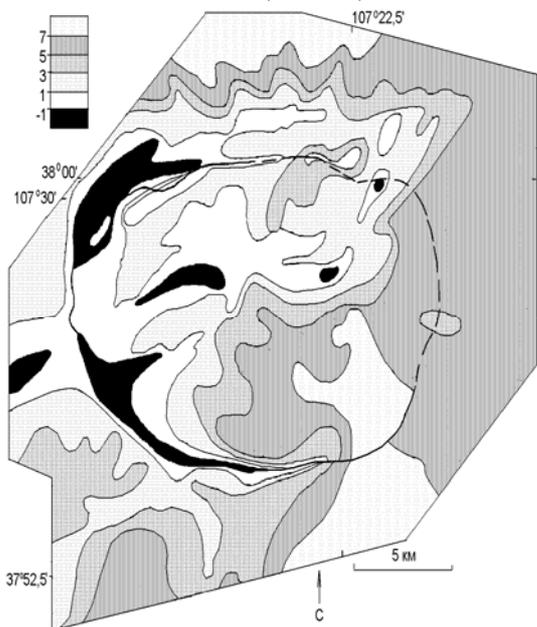


Рис. 3.6 Карта изолиний значений  $\delta^{18}\text{O}$  пород в кальдере озеро Сити; линией показана кальдера.

Рис. 3.7 Уровень современной эрозионной поверхности озера Сити. (Оба рисунка из Larsen, Taylor, 1986)

Larsen и Taylor (1986) определили отношение вода/порода (т.е. уровень потока и взаимоотношение) для района кальдеры оз. Сити (Рис. 3.8); они учитывают уровень (или исходную температуру) дифференциации в гидротермальной системе, заключённой в кальдере. На основании этой карты была получена модель потока гидротермальной системы (Рис.3.9). В кальдере поток гидротерм контролировали три главных типа проницаемых зон. Это – разломы и трещины, связанные с резургенцией, пористая мегабрекчия (связанная с ранним обрушением кальдерных стенок) и кальдерный кольцевой разлом. Циркуляция гидротерм возникла в результате внедрения центральной резургентной интрузии с контролем кольцевыми разломами фильтрации гидротерм в недра. Когда эти гидротермы пересекали проницаемые нижние свиты мегабрекчий (наклонённые в стороны от центра резургенции),

она служила дренажной линией, направленной в сторону центра резургенции. Вблизи резургентных интрузий поток гидротерм направлялся к поверхности до пересечения с поднятием, образованным разломами в мегабрекчиевых водоносных комплексах. Эти разные структуры (трещины) заполнялись кварцем, содержат сульфиды благородных металлов и имеют кварц-серпентиновые зальбанды; на более высоких уровнях появляются аргиллиты. Однако, часть глубинных гидротерм должна была также разгружаться за пределами кальдеры, так как большая часть эпитепирмальной минерализации располагается за пределами кальдеры (см. далее). Эти изотопные исследования гидротермальных систем связаны с кальдерами и изучение минерализации в них (следующий раздел) показывает параметры и направление потоков гидротерм, развитых в эпитепирмальных условиях. Это не значит, что все эпитепирмальные системы связаны с кальдерами, геологическая структура которых относительно хорошо изучена. Потоки гидротерм в андезитовых вулканических центрах также контролируются геологическим строением и проницаемостью толщ, хотя вероятно на них оказывает большое влияние рельеф.

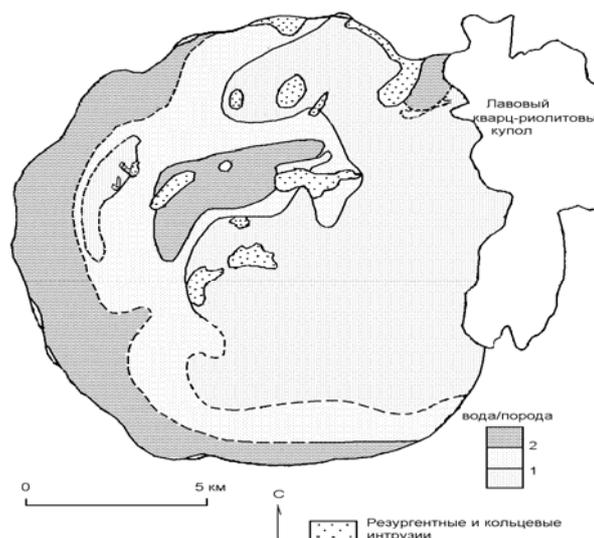


Рис.3.8 Изолинии отношений вода/порода (менее чем 1, 1 – 2 и больше чем 2) на современной эрозионной поверхности кальдеры озера Сити (Larsen, Taylor, 1986).

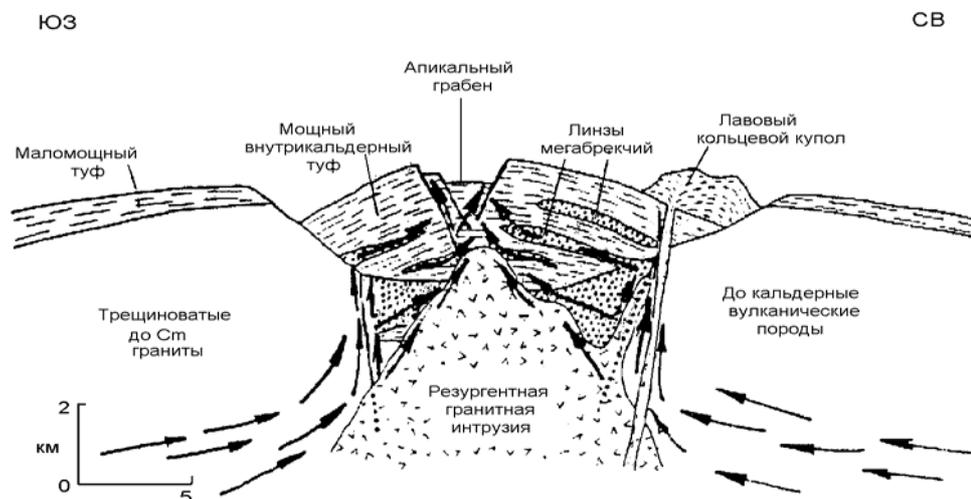


Рис. 3.9 Модель регионального гидротермального потока кальдеры оз. Сити по данным изотопии кислорода в породах. Отмечается, что разгрузка гидротерм в эпитепирмальных условиях связана с резургентными куполами и разломами, но не с кольцевыми структурами, оказывающими влияние на гидравлические градиенты гидротермального потока (Larsen, Taylor, 1986).

На рисунке 3.10 (Criss, Taylor, 1983) приводится интересное сопоставление между кольцевой зоной Соутуз и Йеллоустонским вулканическим и гидротермальным районами (масштабы сопоставимы). Отмечается распределение современных термопроявлений в Йеллоустоне, совпадающее с главными кольцевыми разломами района, аналогичными кольцевой зоне Соутуз и самым низким значениям  $\delta^{18}\text{O}$ . Если аналогия справедлива, то возможные районы минерализации в Йеллоустоне должны располагаться за пределами главной кольцевой структуры и поверхностных термопроявлений геотермальной системы.

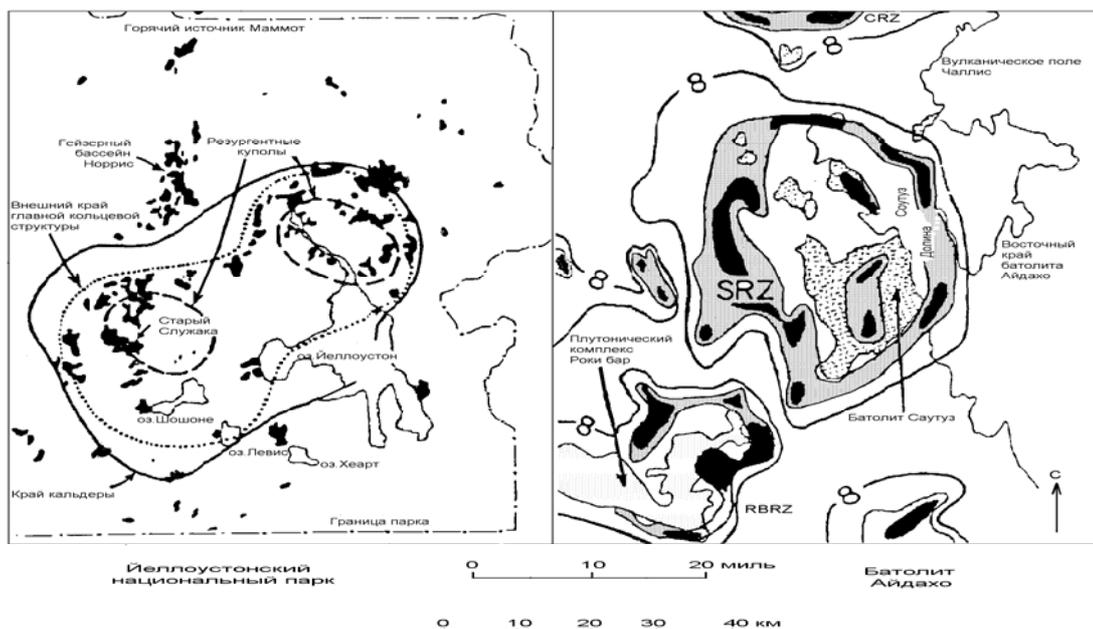


Рис. 3.10 Сопоставление районов с низкими значениями  $^{18}\text{O}$  кольцевой зоны Соутуз и восточной части кольцевой зоны Роки (RBRZ) с геологической структурой и гидротермальной деятельностью, связанными с кальдерой Йеллоустонского риолитового вулканического очага в Вайоллинге (всё в одинаковом масштабе). В Йеллоустонском районе развитие событий происходило в течение последних 2 млн. лет; в результате многократных пепловых извержений образовалась кальдера, район резургентного куполообразования и кольцевые структуры. Показан главный район гидротермальных проявлений в настоящее время (чёрные точки и фигуры). В Айдахо, положение эоценовых плутонов (резургентные куполы) и кольцевых зон с низкими значениями  $^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$  поле+4) показаны на Рис. 3.4; затухёванные чёрным площадки в пределах кольцевых зон с низким  $^{18}\text{O}$  представляют районы с  $\delta^{18}\text{O} < +2$  (это районы наибольшей интенсивной эоценовой гидротермальной активности). Отмечается общее сходство этих двух карт, частично обусловленное связью гидротермальных изменений или (1) кольцевыми разломами, или (2) резургентными куполами (Criss, Taylor, 1983).

Criss et al., (1985) недавно провели аналогичные исследования, включая и геофизические методы, золото-серебряного горного округа Янки Форк в Горах реки Салмон в графстве Кастер штат Айдахо. Здесь они отмечают региональное снижение  $\delta^{18}\text{O}$  в пробах пород, которые они связывают с развитием гидротермальной системы над большой интрузией (Рис. 3.11а, 3.11б).

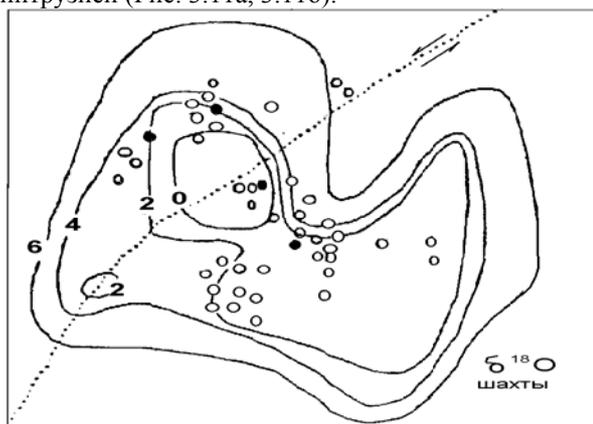


Рис.3.11,а. Уменьшение в пробах пород  $^{18}\text{O}$  в районе Янки Форк, Айдахо. Ширина зоны примерно 25 км. Эпитермальная золотая минерализация показана кружками.

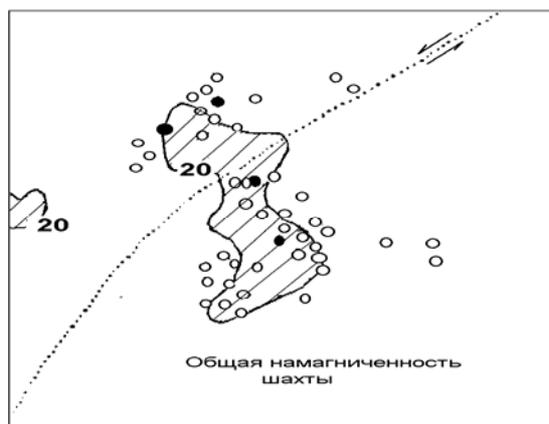


Рис.3.11,б. Район общей остаточной намагниченности (тот же регион, что и на Рис.3.11,а) Оба рисунка из Criss et al., 1985.

Однако, схема  $^{18}\text{O}$ , разработанная здесь, несколько отличается от схемы  $^{18}\text{O}$  кальдеры Соутуз, где кольцевая зона имеет наименьшие значения  $^{18}\text{O}$  в отличие от всего района пониженных значений  $^{18}\text{O}$  кальдеры Янки Форк. Эти типы несовместимостей необходимо изучать в дальнейшем. Золото-серебряная эпитермальная минерализация (в шахтах) стремится сконцентрироваться вне зоны пониженных значений (свежие породы ~ 6%) и

ближе к району резких перепадов в  $\delta^{18}\text{O}$ . Они также отмечают тесную пространственную связь между низкими  $\delta^{18}\text{O}$  и магнититами. Магнитная чувствительность (К) и остаточная намагничённость (J) в большинстве образцов уменьшается экспоненциально с уменьшением  $\delta^{18}\text{O}$ , таким образом, свежие породы имеют значительно большие  $\delta^{18}\text{O}$ , К и J, чем гидротермально изменённые эквиваленты (где магнитные минералы были изменены). Средняя плотность пород также увеличивается с уменьшением  $\delta^{18}\text{O}$  (за счёт, главным образом, отложения кремнезёма). Эти факты объясняют низкую аэромагнитную интенсивность (Рис. 3.11б) и положительные аномалии Буге, связанные с гидротермально изменёнными и минерализованными зонами округа Янки Форк. Аналогичные геофизические аномалии отмечались для других районов эпитептермальной минерализации и будут обсуждаться более детально в дальнейшем

Региональная картина распространения  $\delta^{18}\text{O}$  в породах (“гало”) также отмечалась в окрестностях месторождений Куроко и районов эпитептермальной минерализации в Японии (Matsuhisa, лич. сообщ., 1985). Она отражает распространение циркуляции гидротерм вокруг интрузивных тел и может быть подтверждена разведочными методами.

### 3.3 Структурный контроль гидротермальных потоков и минерализация в кальдерах.

Эпитептермальные месторождения в кальдерах, связанные с кольцевыми, радиальными структурами и поперечными разломами, хорошо отслежены в нескольких горнодобывающих округах, таких как Сан Хуан и на СВ Нью Мехико (Рис. 3.12 – 3.16; Stevens et al., 1977, обзоры Rytuba 1981). Связь эпитептермальной минерализации со структурой кальдеры часто наблюдается за её пределами (Рис. 3.12-3.14). Однако, некоторые эпитептермальные месторождения (и гидротермальные системы) располагаются на границах кальдеры (т.н. в Крид, где грабенообразующие разломы пересекают кольцевые) или даже внутри них, например, активные системы в Мокаи в Н.Зеландии и несколько молодых кальдер в западных штатах США: - Лонг Веллис в Калифорнии; Веллес в Нью Мехико, Йеллоустон в штате Вайоминг. Эти места в структуре отдельного вулканического центра (будь это кальдера, грабен, траверс или их комбинация) являются наиболее важным контролирующим фактором в размещении источника тепла и очага разгрузки гидротерм. Нельзя установить первичный структурный контроль потока гидротерм без исследования нового района.

Lipman et al. (1976) и Silberman (1983) показали, что минерализация в Сан Хуан и других местах также происходила спустя 1 – 2 млн. лет после кальдерного вулканизма. Они пришли к выводу, что образование кальдеры только служило структурной подготовкой для возникновения минерализации, хотя McKee (1979) указывает на отсутствие корреляции между кальдерной структурой и эпитептермальной минерализацией в Бэзин Рэндж в Неваде (Рис. 3.17).

Slaks (1980) предполагал, что вся минерализация восточной и северной секторов кальдеры оз. Сити возникла после возникновения кальдеры (23,1 млн. лет). Таким образом, периферийная часть кальдерной структуры (кварц-неблагородно металлическая минерализация на севере-Уте-Улау- 20,8 млн. лет; Lipman, et al., 1976) связана с разломами, относящимся к кальдерной структуре; барит благородно-металлические жилы на востоке, приурочены к радиальным разломам. Однако, Hon et al., (1985) показали, что минерализация жилы Голден Флик (содержащая золото-серебряные теллуриды и урановую смолку) располагается в до озёрном кварцевом латите. Он коррелируется с вулканами более крупной кальдеры Ункомпагре (27-29 млн. лет) и относительно более древней, чем воздымание кальдеры оз. Сити (Рис. 3.14). Уран – свинцовые изохроны (27,5 + 0.5 млн. лет для жилы Голден Флик) подтверждают, что минерализация, связанная со стадиями активности кальдеры Ункомпагре располагается фактически внутри кальдеры (Рис.3.14, 3.15). Структуры Голден Кварц и Голден Вондер (Рис. 3.14), вероятно того же возраста, что и Голден Флик (Hon et al., 1985); однако, определённые различия в изотопном свинце в рудах этих жил показывают, что образовавшие их гидротермальные системы действовали не независимо и без значительного взаимодействия (Hon et al., 1985). Соответственно, радиогенные первоначальные отношения свинца в рудах из жилы Голден Флин показывают, что значительное содержание обычного свинца и, вероятно, других металлов, происходили из верхне коровых До Ст пород за счёт глубинной циркуляции гидротерм (Hon et al., 1985). Это совпадает с выводом, полученным для округа Крид Doe et al., (1979).

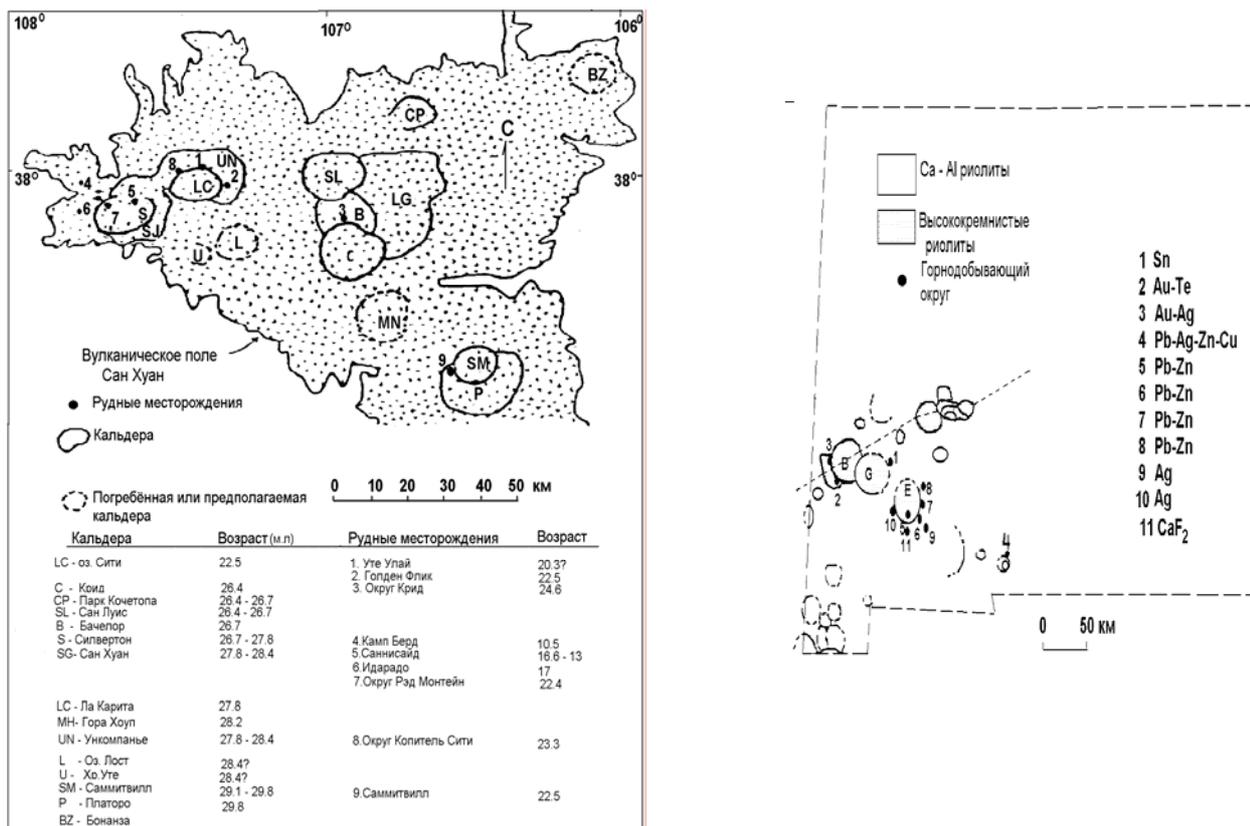


Рис.3.13 (левый) Распространение и возраст рудных месторождений в кальдерах вулканического поля Сан Хуан (Rytuba, 1981).

Рис. 3.13 (правый). Распределение рудных месторождений в кальдерах юго-ападного Нью-Мексико. Кальдеры и горные округа: В-Бурсум, G- Джила Клифф Двеллингс, Е – Емори, О-Орган, I-руч. Тайлор, 2-Вилкоккс, 3-Моголлон, 4-Орган, 5-Карпенстер, 6-Тьерра Бланка, 7-Кингстон 8-Хермоза, 9-оз. Валли, 10-Джоржтоун, 11-Нортен Кукс (Rytuba, 1981).

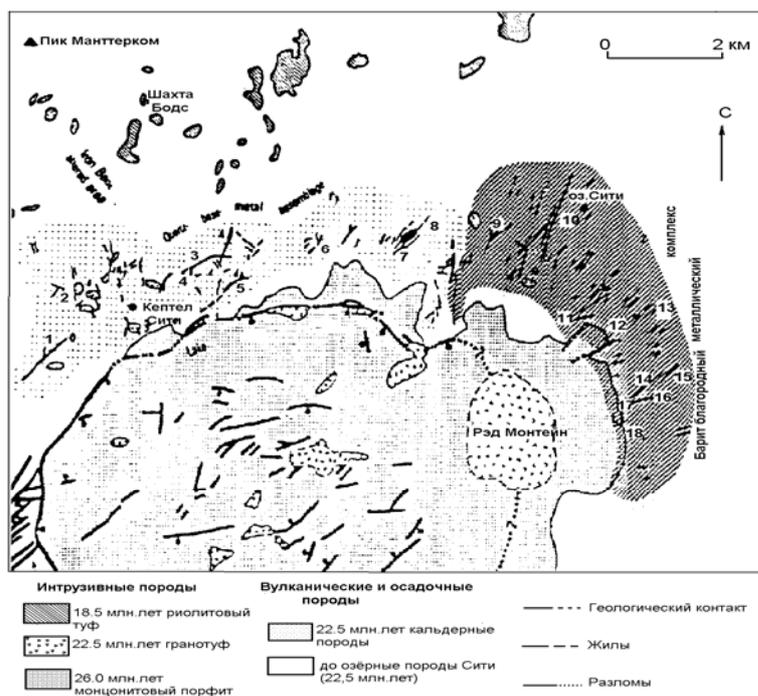


Рис.3.14 Геология и рудная минерализация кальдеры оз. Сити, показывающие жилные системы и распределение рудных комплексов. 1- Моро, 2 -Галлик-Вулкан, 3 - Вермонт-Оушен Вейв, 4 - Лалли, 5 - Прайд оф Америка, 6 – Сакраменто, 7 – Трише Хил Спар, 8 – Уте-улай, 9 – Пеликан, 10 - г. Моррис,

11 – г. Квин, 12 – Гарлок, 13 – Голд Кварц, 14 – Бэлл оф Уэст, 15 – Бэлл оф Вест, 16 – Майфловвер, 17 – Влэк Крук, 18 – Голден Флик (Slack, 1980)

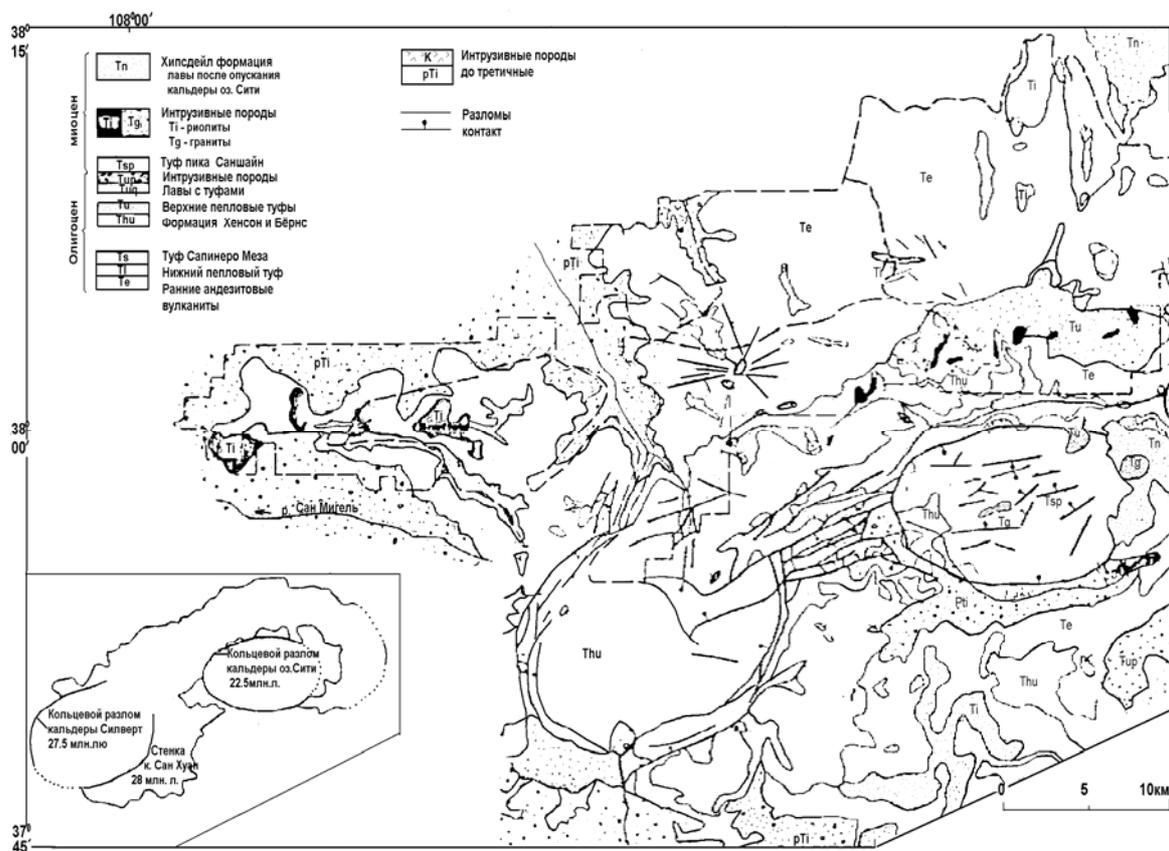


Рис. 3.15 Геологическая карта гор Сан Хуан, показывающая структуру и во вставке границы некоторых кальдер (Slack, 1982, модифицированная из Steven et al., 1977).

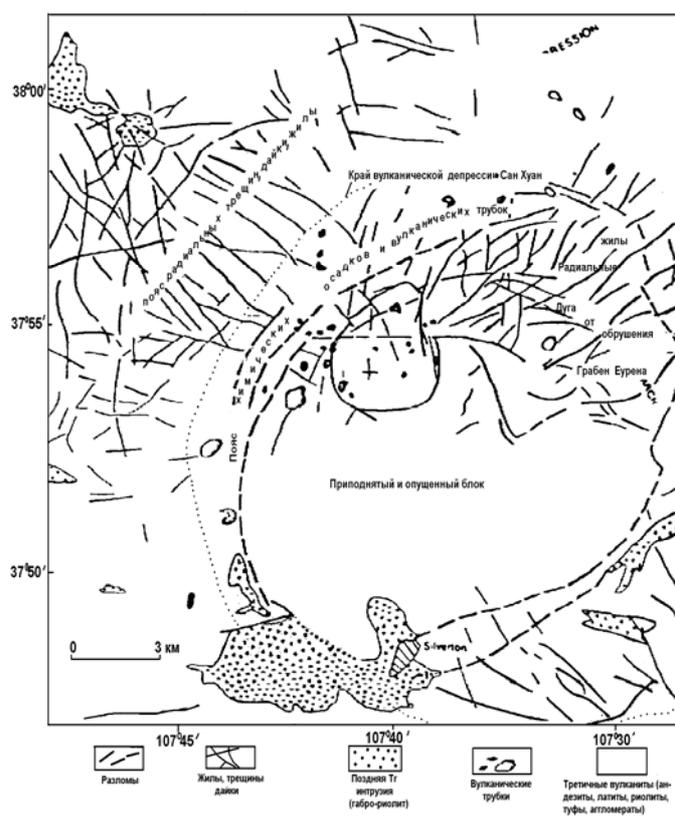


Рис. 3.16 Структурная карта кальдеры Силвертон, показывающая связь жил, разломов и шахт (Boyle? 1979)

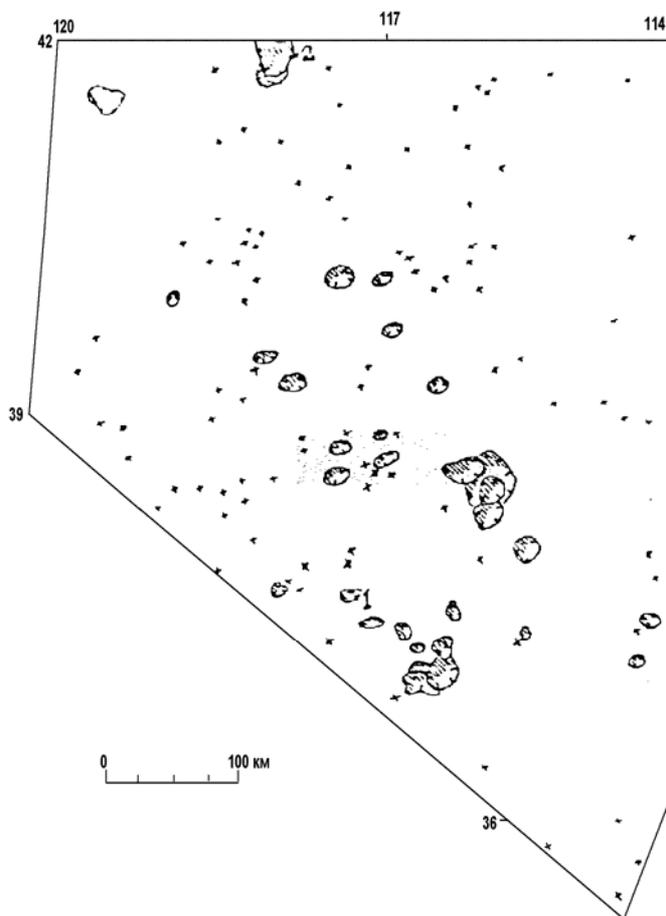


Рис. 3.17 Горнорудные округа в Неваде (Au, Ag, Cu, Pb, Hg, Fe, Sb) с установленной добычей в 1 млн. долларов и более.

Известные третичные кальдеры нарисованы округлыми фигурами.

Из 98 месторождений только 2 непосредственно локализируются в кальдерах (Голдфилд и Опалита). Большинство структур связано со структурой Уолкер Лейн, имеющей северо-западное простирание (МакКее, 1979).

### 3.4 Распределение эпитермальных систем в андезитовых структурах.

Хотя близповерхностная структура и местные гидравлические градиенты играют большую роль в локализации очагов разгрузки эпитермальных систем, очевидно, что глубинная часть конвективной системы сосредоточена вокруг больших интрузий (батолитового типа), которая связана с кальдерным опусканием. Это также может быть применимо к верхним 1-2 км андезитовых вулканических центров. Однако, заметные региональные структуры, стратиграфические особенности (в особенности с точки зрения проницаемости) и, в некоторой степени, рельеф могут изменить распределение разгрузки гидротерм в андезитовых структурах.

Южная часть о. Кюсю является основным эпитермальным районом недавней активности андезитовых вулканов. Kubota (1986) составил гравитационную карту района (Рис. 3.18), показывающую несколько кальдер, связанных с андезитовыми структурами в граувакковом фундаменте Симанто. Большинство этих систем обрушения не содержат эпитермальных месторождений; оказалось, что минерализация связана с районами с поднятым фундаментом (результат высокой гравитации). Это, несмотря на то, что несколько активных геотермальных систем связывается с рядом расположенной современной внутри кальдерной активностью андезитовых стратовулканов. Следовательно, хотя, по-видимому, имеется глубокая циркуляция метеорных флюидов, связанных с магматическим источником тепла, предпочтительная разгрузка (по крайней мере, в прошлом) происходит по второстепенным структурам, а не по главному кольцевому разлому. Однако, необходимо также отметить, что некоторые более молодые кальдеры, расположенные по восточной границе, моложе минерализации. Кажется, что большинство эпитермальной минерализации южного Кюсю, связаны с дугой неогенового андезитового вулканизма (Рис. 3.19).

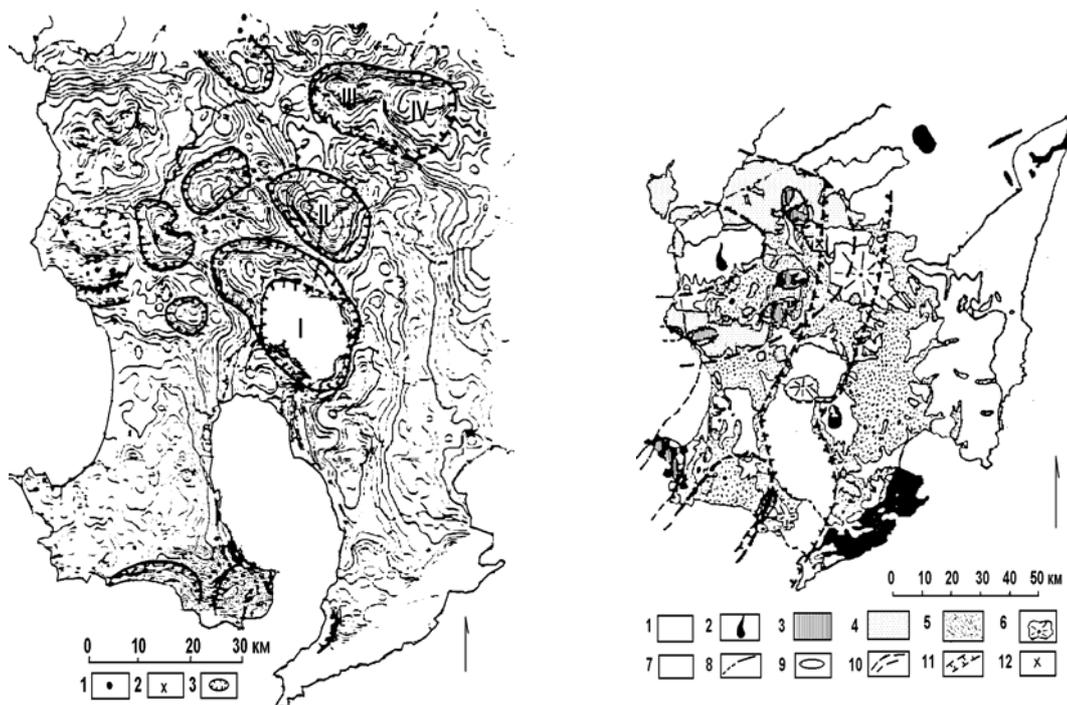


Рис. 3.18 (левый) Гравитационная карта южного Кюсю, показывающая взаимоотношение между структурами обрушения и золото-серебряными месторождениями (Kubota, 1986)

Рис. 3.19 (правый) Районы трёх периодов и типов Кайназойской вулканической активности на южном Кюсю: 1- до неогеновый фундамент Симанто; 2 – третичные гранитоиды; 3 – зелёный туф андезитов; 4 – вулканы Хисатсу; 5 – пирокластика Риукии; 6 – четвертичные вулканы; 7 – аллювий; 8 – разломы; 9 – район золото-серебряной минерализации; 10 – район вулканической деятельности Хисатсу; 11 – район вулканизма Риукии; 12 – Месторождение Хискари (Kubota, 1986)

#### 4.0 Состав эпитермальных гидротерм, процессы, и химическая структура эпитермальных систем.

Химический состав гидротерм является главным фактором (наряду с температурой), контролирующим растворимость металлов. Он также влияет на тип и минералогию изменений. Интерпретация химии гидротерм по данным гидротермальной минералогии и флюидных включений является необходимым условием к полному пониманию минералообразования (рудообразования) и взаимосвязанных с ним гидротермальных процессов и их миграции. Более того, химический состав низкоерных гидротерм (те, которые были лучше всего изучены при гидротермальных исследованиях) является относительно простым.

##### 4.1 Состав низкосерных гидротерм в эпитермальных условиях.

Имеются пробы гидротерм (которые сформировали рудные месторождения), полученные из флюидных включений. Многие из того, что известно об этих гидротермах, получено путём косвенного анализа (т.н. понижением температуры замерзания). По существу, описать часто можно только состав гидротерм в виде эквивалента вес. % NaCl, с помощью которого можно объяснить наблюдаемую температуру замерзания. Отношение между кажущейся минерализацией (солёностью) и температурой замерзания флюидного включения было определено Поттером и др. (Potter et al., 1978);

$$\text{Экв. Вес \% NaCl} = 1.76958 Z - 4.2384 \times 10^{-2} Z^2 + 5.2778 \times 10^{-4} Z^3, \text{ где}$$

$Z$  является понижением  $t$  замерзания (эквивалент –  $T_m^0$ С, где  $T_m$  – температура плавления последнего кристалла льда). Таким образом, флюидное включение, имеющее понижение  $t$  замерзания на  $1.0$  °С (т.е.  $T_m = -1.0$ °С), эквивалентно NaCl = 1.73 вес. %.

Хеденквист и Хенли (Hedenquist, Henley, 1985,b) систематизировали большинство данных о  $t$  замерзания флюидных включений, полученных на эпитермальных системах благородных и неблагородных металлов. Эти данные обобщены в таблице 4.1. Кажущаяся солёность (минерализация) “ископаемых” эпитермальных гидротерм колеблется в пределах 0-8 экв. вес. % NaCl, с преобладанием гидротерм, имеющих минерализацию менее 3 экв. вес. % (среднее значение для 30 месторождений благородных металлов составляет 1.6 вес. %). Кажущаяся минерализация

эпитермальных месторождений благородных металлов (в основном из Японии) несколько выше и колеблется от 0 до 17 экв. вес.% NaCl (средняя величина бюбвес % для 15 месторождений). Simmons et al. (в печати) представили очень детальные данные по флюидным включениям для сульфидной и серебрянной минерализации в серебрянном эпитермальном месторождении Фреснилло в Мексике. Гидротермы, связанные с образованием серебра, имеют минерализацию 8-12 экв. вес.%NaCl, тогда как безрудная стадия кварцевых гидротерм имеет очень низкую минерализацию (1-2 экв. вес.% NaCl).

Таблица 4.1

Обобщённые типовые характеристики гидротерм низко серных геотермальных систем и эпитермальных рудных месторождений

	Геотермальные системы	Эпитермальные рудные месторождения		
		Благородных металлов	Неблагородных металлов	Куроко
Th <sup>0</sup> C	100-300*	200-310(250)**	200-310(250)	200-310***
Tm <sup>0</sup> C	0.0 to < - 2	0.0 to - 5(-1)+	0 to - 10 (-4)	0 to -5 +++
Кажущаяся минерализация (экв.вес.%NaCl)	0.2 -3+	0 - 8 (1.6)	0 - 17 (6.5)	0 - 8 +++
Реальная минерализация (вес. % NaCl)	0.1 - 3.0 (0.2,1.5) ++	0 - 2 (<1)	1 - 10 (6)	3+
mCO <sub>2</sub>	0.01 - 0.5	< 0.01 - 1.6 (0.2)	0.05 - 1.4 (0.4)	0.01 - (0.3)+++

\* Колебания измеренных температур в скважинах от поверхности до > 2500 м

\*\* Месторождения благородных металлов в Японии и Новой Зеландии имеют тенденцию к снижению средних температур

\*\*\* Th из штокверковых руд, среднее значение находится вблизи верхнего предела и то же самое из слоистых руд

+ Полный предел значений из месторождений рассмотрен Хеденквистом и Хейли (1985,б) со средними из средних для каждого месторождения

++ Среднее из геотермальных систем кислых и андезитовых структур, включая морские системы. Системы типа Солтон Си не включены.

+++ Взято из Хеденквиста и Хейли (1985, б); большинство данных из систем Куроко имеют различную минерализацию, что не может быть объяснимо только кипением морской воды или участием CO<sub>2</sub> в морской воде.

На основании наших данных по кажущейся минерализации флюидных включений мы имели бы на границе Cl - SO<sub>4</sub> - ∑ CO<sub>2</sub> большинство "ископаемых" эпитермальных гидротерм около вершины хлора (Рис. 4.1). Однако, изучение флюидных включений другими авторами было начато с определения их газового состава, в котором отмечается преобладание CO<sub>2</sub>. Колебание средних содержаний CO<sub>2</sub> в эпитермальных месторождениях благородных и неблагородных металлов обобщены в таблице 4.1 в виде моль/кг (1.0 m CO<sub>2</sub> = 4.4 вес % CO<sub>2</sub>).

Хеденквист и Хейли (Hedenquist, Henley, 1985, b) показали, как CO<sub>2</sub> по аналогии с NaCl, будет участвовать в понижении температуры замерзания. Понижение температуры замерзания является функцией общей моляльности (т.е. общее растворение соединений Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>++</sup>, Cl<sup>-</sup>, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> и т.д.) Это можно рассчитать соотношением

$$-Tm^0C = 1.86 \sum mi$$

где 1.86 является константой моляльной температуры замерзания воды и ∑ mi - моляльной суммой всех соединений i. Уточняя Tm эпитермальных флюидных включений за счёт соединений CO<sub>2</sub>, можно видеть, что кажущаяся минерализация месторождений рудных благородных металлов частично совпадает с реальной минерализацией (NaCl + KCl + CaCl<sub>2</sub> и др., всё выражено в виде экв. NaCl) современных геотермальных систем, размещённых в кислых и андезитовых вулканических структурах; колебания концентраций CO<sub>2</sub> эпитермальных рудных месторождений и современных систем также аналогичны (Рис. 4.2, табл. 4.1).

Трудно сказать точно, какой состав эпитермальных гидротерм был, даже если известна его минерализация (откорректированная по газу). Можно его оценить путём изучения равновесий минерал-флюид (гидротермальные силикаты окислы и сульфиды), что будет изложено позже.

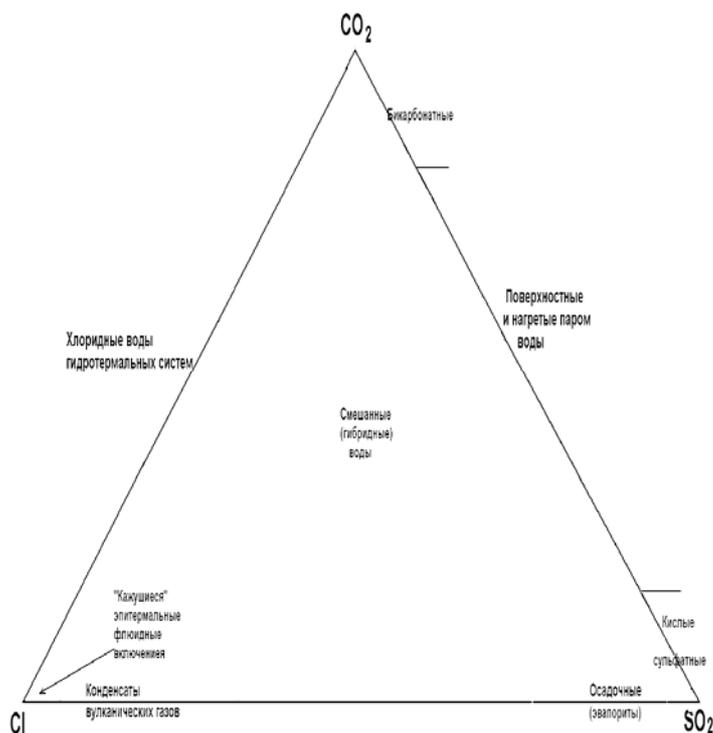


Рис. 4.1 Модальный состав анализов активных гидротермальных систем (Hedenquist, Henley, 1985, b)

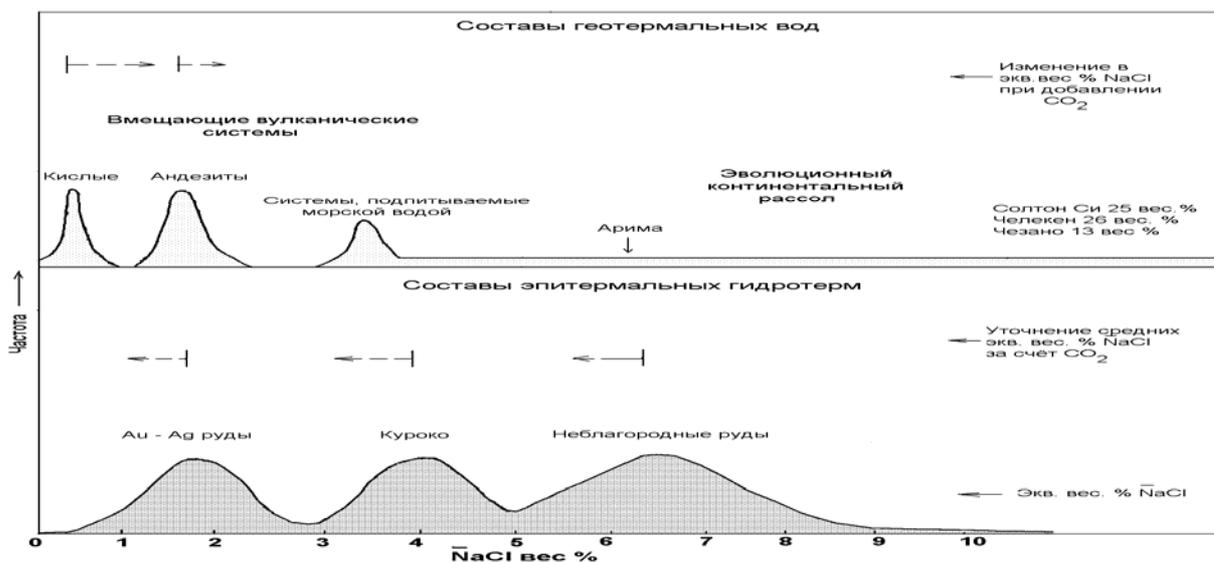


Рис. 4.2 Кажущаяся и реальная минерализация (откорректировано на содержание  $\text{CO}_2$ ) для современных и ископаемых систем (из табл. 4.1 Hedenquist, Henley, 1985, b)

Однако, ископаемые эпитеpмальные гидротермы, ответственные за образование месторождений благородных металлов, аналогичны общей минерализации и газовому содержанию современных эпитеpмальных гидротерм, которые можно непосредственно анализировать, а затем обсудить некоторые физические и химические процессы, связанные с гидротермальным минералообразованием.

Активные системы часто имеют кипящие ( $100^\circ\text{C}$ ) гидротермы. Они разгружающиеся на поверхности в виде источников и паровых fumarol (хотя некоторые не имеют каких-либо поверхностных проявлений). Их температура колеблется до  $250 - 340^\circ\text{C}$  на глубинах 1000-1500 м. В них преобладает метеорная вода и, как будет показано далее, а комплексы и зональность гидротермальных (вторичных) минералов современных и палео геотермальных систем одинаковы. Больше внимание уделено современным системам и получению данных по рудоразованию благородных и неблагородных металлов (т.н. Бродлэндс и Вайотапу в Н. Зеландии). Фактически все активные системы в Н. Зеландии имеют аномалии (т.е. выше определенных пределов  $0.05 \text{ } \mu\text{g Au/kg}$ ) в содержании благородных металлов. Предполагается, что эти активные системы имеют способность к формированию рудных месторождений. Сомнительно, чтобы современная их деятельность закончилась образованием рудного месторождения. Отмечается, что некоторые современные эпитеpмальные золотые месторождения в Японии -Хисикари, Папуа-Новая Гвинея (о-в

Лахир) и на Филиппинах (Багио) всё ещё имеют связанные с ними горячие гидротермы. В дальнейшем будут обсуждаться особенности контроля формирования золотых месторождений в эпитегрмальной системе.

Таблица 4.2 представляет главные химические элементы глубинных хлоридных гидротерм активных эпитегрмальных систем (график на Рис. 4.1). Они являются предполагаемыми минерализованными гидротермами, которые переносят значительные количества металлов. Концентрации благородных и неблагородных металлов получены в некоторых из них (Weissberg et al., 1979) и обычно колеблются от  $\mu\text{г/кг}$  (для благородных металлов) до  $\mu\text{г/кг}$  для неблагородных металлов плюс талий и до  $\mu\text{г/кг}$  для мышьяка и сурьмы. Значительно более высокие концентрации отмечаются в высоко минерализованных гидротермах (т.н. Солтон Си, Skinner et al., 1967).

Данные, полученные по Бродлэндс и Каверау гидротермальным системам в Н. Зеландии (Brown, 1986), показывают, что концентрации золота и серебра в глубинных гидротермах выше, чем ранее предполагалось (до 1-10  $\mu\text{г/кг}$ ). Эти результаты свидетельствуют, что глубинные гидротермы ближе к насыщению, чем обычно считалось (см. главу по переносу и отложению металлов).

Из таблиц 4.1, 4.2 и Рис.4.1 видно, что иногда  $\text{CO}_2$  может равняться или преобладать над хлором в нейтральных гидротермах, несмотря на то, что часто используемый термин “хлоридные воды” относится к гидротермам более глубоких горизонтов активных и ископаемых эпитегрмальных систем. Это обычно применяется к низкосерным системам, тогда как высокосерные гидротермы будут иметь состав ближе к составу “вулканических газовых конденсатов (анализ 14, таблица 4.2). Эти высоко серные гидротермы и их возможная связь с медно-порфировыми системами будет обсуждаться более детально в последующих разделах.

С этих позиций будет рассмотрено формирование гибридных вод в эпитегрмальных системах на примере базовой модели, предложенной Хенли и Эллисом (Henley, Ellis, 1983). Она объясняет особенности, наблюдаемые в гидротермальных системах, расположенных в кислых структурах (Рис. 4.3). В следующем разделе будут обсуждены взаимосвязи кипения и глубины, газоотделения при кипении, смешивания и т. д.

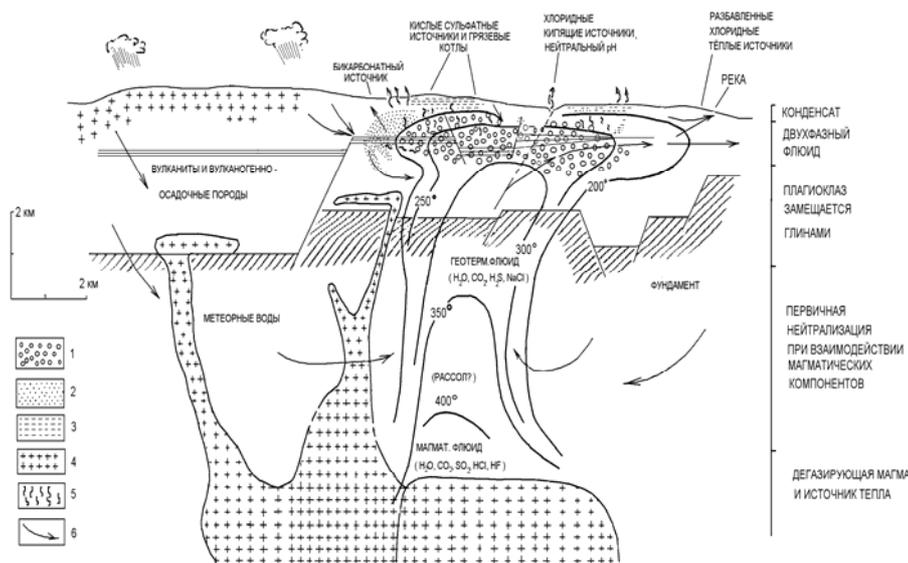


Рис. 33 Схема геотермальной системы, связанной с районами андезитового вулканизма вулканических островных дуг. Пониженные уровни подземных вод, обусловленные высоким расчленённым рельефом, характеризуются отсутствием термопроявлений глубинных хлоридных гидротерм. Некоторая часть таких геотермальных систем характеризуется проявлением восходящего потока гидротерм в виде высокотемпературных фумарол, образованием гидротермально измененных пород в результате воздействия на породы сульфатно-кислых терм поверхностного формирования (Henly, Ellis, 1983).

Конвективная гидротермальная система преимущественно представлена метеорной водой и располагает над или вблизи магматического источника тепла. Основное различие между системой, связанной с кислым вулканизмом (часто расположенной в зонах растяжения или рифтов) и системой, связанной с андезитовым вулканизмом (расположенные в основных дугах) может быть, если поверхность рельефа более резко колеблется в последнем примере. Если это так, то более высокий гидравлический градиент увеличит наклон горизонтального потока и большинство проявлений может проявиться на склонах. Пока основное внимание сосредоточено на системах, связанных с кислым вулканизмом. Обсуждение систем, связанных вулканизмом, рассмотрим при описании высокосерных гидротерм.

Таблица 4.2

Состав гидротерм в недрах активных гидротермальных систем,  
представленный на Рис. 4.1 (Ellis, Mahon, 1977; Ellis, 1979; со ссылками  
на Hedenquist, Henley, 1985,b)

Система	Н (м)	Т (°C)	pH	Мг/кг											
				Li	Na	K	Rb	Cs	Mg	Ca	F	Cl	Br	So <sub>4</sub>	As
1.Скв. 25 Бродлэндс Н. Зеландия	1080	280	6.2	7.6	540	108	1.1	0.6	0.004	0.6	3.0	783	2.7	11	2.2
2.Скв. 2 Нгва Н.Зеландия	600	210	6.6	10.1	849	64	0.23	0.52	0.12	41	1.5	1152	-	48	-
3.Скв. 3 Каверау Н. Зеландия	600	260	6.1	3.9	529	85	0.52	0.33	0.19	1.37	2.8	865	-	6.9	-
4.Свв. 7 Ваотапу Н.Зеландия	350	225	5.8	4.5	667	85	-	-	0.05	7.2	4.2	1026	-	6.8	-
5.Скв. 80 Вайракей Н.Зеландия	500	200	6.4	7.9	763	69	1-6	1.4	0.01	19.5	4.6	1260	3.5	28	3.0
6.Скв.4 Хверагерди Исландия	500	184	7.0	0.3	151	12	0.03	0.02	0.16	1.5	1.6	169	0.4	63	-
7. Скв.7 Отаке Япония	350	200	6.4	3.6	862	95	1..5	0.6	0.02	8.0	3.1	983	2.0	172	1.8
8. Скв.405 Тонгонан Филиппины	1800	260	5.4	-	4238	985	-	-	-	185	-	8000	-	22	-
9.Скв ПД-1 Солтон-Си США	1600	340	4.7	215	50400	17500	135	14	54	28000	1.5	155000	120	5	12
10.Скв. 1 Чезано Италия	1400	250- 300	(8.5)	304	63140	38680	360	64	13.6	85	80	29610	-	130630	6.6
11. Скв. MRI Матсика- ва, Япония	945	240	(3.5)	-	58	36	-	-	7	21	-	3.9	-	387	-
12. Скв.Е-205, Матсао Тацвань	1500	245	2.9	18.5	3917	642	8.5	6.8	93.4	1049	5	9560	-	250	2.6
13. Арима, Япония	Источ- ник	98	---	-	20533	4664	-	-	40.1	4069	-	43790	-	0	-
14. Тамагава Япония	Источ- ник	98	1.2	-	106	19	-	-	31	208	56	3135	-	1268	1.0
15. Скв. 8 Рейкьянес, Исландия	1750	275	5.9	-	10195	1531	-	-	0.34	1519	-	19105	-	23	-
Морская вода	---	---	8.2	0.1	10760	387	0.2	0.002	1290	413	1.9	19355	65	2710	0.01

Продолжение таблицы 4.2

№	Общее в виде					NaCl Вес. %	Экв NaCl вес. %
	SiO <sub>2</sub>	B	NH <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S		
1	168	30.7	1.9	12250	90	0.13	0.90
2	346	813	95	14370	74	0.19	1.34
3	536	52	0.7	3520	100	0.14	0.40
4	284	16.3	0.8	1389	65	0.17	0.28
5	242	14	0.15	230	5.0	0.21	0.23
6	270	0.5	0.1	122	26	0.03	0.05
7	343	16.5	0.1	567	3	0.16	0.22
8	537	170	-	4060	34	1.32	1.61
9.	400	390	386	7100	16	25.6	26.2
10	106	2120	70	4680	-	4.88	12.83
11	364	15	-	-	-	0.00	0.06
12	456	75.6	26	1014	42.5	1.58	1.69
13	-	-	-	370	-	7.22	7.24
14	252	35	-	-	1.6	0.52	0.62
15	602	-	-	1144	31	3.15	3.26
16	5	4.6	0.02	103	0	3.19	3.37

#### 4.2 Типы гибридных гидротерм и их происхождение

Как только поднимающиеся глубинные хлоридные гидротермы (т.е. потенциально минералообразующие гидротермы) в конвективной системе (Рис. 4.3) пересекут кривую кипения (зависимую от состава гидротерм, температуры и глубины, Рис. 4.4а), гидротермы начнут немедленно выделять пар и газ, а в оставшейся части начнётся концентрация нелетучих компонентов. Пар и газ (большинство кислые, т.н. CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S) поднимаются, часто вертикально (хотя могут иметь большое горизонтальное смещение, как это наблюдается в Вайракее); часто парогазовая смесь проходит через породы, непроницаемые для жидкой фазы. В районах, где зеркало грунтовых вод располагается низко (т.к. в районах с расчленённым рельефом), пар может выходить в виде фумарол с T +100<sup>0</sup>C. Однако, если парогазовая смесь конденсируется в грунтовых водах около поверхности, там, где имеется прямой контакт с атмосферным кислородом (т.е. в вазовой зоне), H<sub>2</sub>S окисляется до H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (часто катализируясь бактериями). Пар будет нагревать грунтовые воды, которые переходят в кислые сульфатные гидротермы и CO<sub>2</sub> дегазирует из кислых конденсатов при вторичном вскипании этих гидротерм. Эти гидротермы способны местами растворять большие объёмы вулканического стекла и т.д. и могут привести к отложению каолинита, алунита, кристобалита или аморфного кремнезёма и самородной серы (таблица 4.3).

Таблица 4.3  
Типичные характеристики гидротерм в активных низкосерных эпитеpmальных системах  
(в районах кислого и андезитового вулканизма)

Название гидротерм	NaCl Вес. %	Источник	pH	T <sup>0</sup> C	Поверхностные термопроявления (отложения)	Гидротермальные изменения
Хлоридные	0.3-3.0	Глубинная Метеорная циркуляция	5.5-6.5	250-350	Кипящие источники, гейзеры (кремнистые отложения)	Аргиллизация-пропилиты, окремнение (сметиты, местами адуляр, кальцит)
Кислые сульфатные	0	Поверхностный	2-4	100-130	Кипящие грязевые котлы (каолинит, алуниит, сам. сера)	Поверхностная аргиллизация (каолинит, алуниит, сера)
Смешанные кислые сульфатно-хлоридные (или бикарбонатно-хлоридные)	Промежуточное	Близ поверхностное смешивание хлоридных гидротерм и нагретых конденсатов	3-5	100-180	Тёплые источники, грязевые котлы (глины, каолин, кремнезём)	Поверхностная аргиллизация-аргиллизация
CO <sub>2</sub> – богатые, нагретые паром		Сконденсированные пар и газ на границе с грунтовыми водами	5-6	150-220	Тёплые источники	Аргиллизация (приграничный ореол низко температурных глин) – карбонаты, (окремнение ?)
Газовые конденсаты в глубинных хлоридных гидротермах		CO <sub>2</sub> 0.5- 0.005m		H <sub>2</sub> S 0.02-0.0002m	<sup>+</sup> CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , Ar, и т.д.	

Такие гидротермы часто содержат большое количество кремнезёма при выщелачивании вулканических стёкол и, если происходит их нейтрализация во время миграции потока через породы, то этот кремнезём может осаждаться. Эти кислые сульфатные гидротермы часто образуют грязевые кипящие котлы вязкой глины (в основном каолинита и т. д.). De Wit et al., (1982) описали некоторые структуры, заключённые в осадках Барбертон Арчин, которые он интерпретирует как ископаемые грязевые котлы (хотя они могут быть не связаны с гидротермами, а были образованы в результате флюидизации тонкозернистых химических осадков при дегазации на дне неглубокого моря).

Поскольку пар не может переносить хлор или металлы при этих температурах (< 300<sup>0</sup>C), то нагретые паром кислые сульфатные гидротермы не являются потенциально рудообразующими, хотя они и их производные могут в некоторых случаях быть свидетельством близповерхностного кипения. Эти гидротермы могут также привести ко вторичному обогащению (т.е. ремобилизации и наложению) руд, если они инфильтруются назад в систему (обычно в случае снижения активности системы или происходят события, подобные гидротермальному взрыву, снижающему давление). Зона аргиллизации в активных системах в районах со спокойным рельефом (т.н. в Н. Зеландии) обычно распространяется не глубже 50-150 м, но этот тип изменений прослеживается до глубины 500 м в зонах пониженной активности на геотермальных системах Хатчобару и Матсукава в Японии (см. гл. “Гидротермальные изменения”). Формирование этих конденсатных гидротерм будет происходить медленнее в аридном климате, где пар будет выходить в виде фумарол, и в меньшей степени конденсироваться в грунтовых водах.

Если пар и газ конденсируются значительно ниже поверхности Земли, где нет непосредственного подсоса кислорода, нагретые воды обогащаются CO<sub>2</sub> или бикарбонатом.

Поскольку холодные грунтовые воды могут растворять ограниченное количество кислорода, то в результате образуется около 25 мг/кг сульфатов из H<sub>2</sub>S, что приводит к формированию не очень кислых гидротерм, т.к. угольная кислота является слабой кислотой. Эти углекислые конденсаты будут стремиться образовать “зонтик” над системой (см. следующий раздел) и с более низкой температурой, что приводит к образованию смешаннослойных монтмориллонит-иллитовых глин и возможно даже каолинита, если концентрации H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> достигает достаточного уровня (см. гл. Гидротермальные изменения). Там, где имеется поверхностная разгрузка этих гидротерм, они часто образуют накопления травертинов (часто граничащих с кремнистыми отложениями источников). Итак, эти гидротермы не являются рудообразующими. Однако, они играют важную роль наряду с холодными грунтовыми водами в качестве разбавителя глубинных рудообразующих хлоридных гидротерм, где разбавление является активным рудообразующим процессом (возможно в рассеянных сульфидных месторождениях неблагородных металлов; см. гл. Рудообразование). Эти гидротермы могут влиять на осаждение металлов из хлоридных гидротерм. Общая взаимосвязь между этими гидротермами и геохимической структурой идеализированной эпитеpmальной системой показана на рис. 4.3

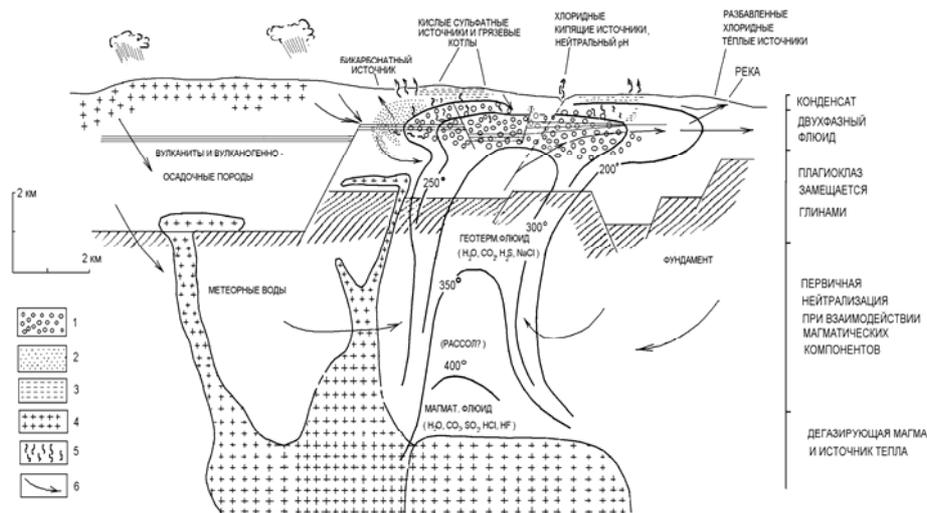


Рис.4.3 Схема структуры типичной геотермальной системы в районе кислого вулканизма. По мере того как метеорные воды инфильтруются вглубь и нагреваются от магматической интрузии, они растворяют вмещающие породы и одновременно приобретают нейтрализованные магматические компоненты. По мере подъема гидротерм они вскипают на высоких гипсометрических уровнях в системе, с образованием двухфазовых гидротерм (пар + газ и вода). Паровая фаза, отделяясь, образует фумаролы и частично поглощается грунтовыми водами, при окислении  $H_2S$  у поверхности грунтового потока образуются кислые сульфатные нагретые паром гидротермы. Смешивание может происходить между почти нейтральными глубинными и нагретыми паром гидротермами, что приведет к образованию относительно окисленных  $Cl - SO_4$  вод. Воды, нагретые паром, с высоким содержанием  $CO_2$  также могут образоваться ниже поверхности над потоком глубинных хлоридных гидротерм и на их окраине. Эти гидротермы обычно действуют в качестве разбавителя (наряду с грунтовыми водами) глубинных хлоридных гидротерм, и образуют ореол аргиллитов по периферии системы. Разгрузка глубинных гидротерм системы происходит или в виде кипящих источников с щелочными pH, обычно сопровождаемая образованием кремнистых отложений (гейзеритов), или после разбавления в виде почти нейтральных хлоридных источников. Видоизменено из Henley, Ellis (1983), Giggenbach (1981) и Hedenquist (1986).

1 – две фазы жидкость+пар; 2 –  $CO_2$  - воды, нагретые паром; 3 – кислые, сульфатные, нагретые паром воды; 4 – риолитовые интрузии/экструзии; 5 – пар; 6 – жидкие потоки.

Любая комбинация вышеописанных вод может образоваться в результате перемешивания вблизи поверхностных условиях, в особенности там, где глубинные хлоридные гидротермы разгружаются в виде горячих источников; холодная грунтовая вода может быть разбавителем в системах, где имеется большой уклон местного зеркала воды. Сульфатно-хлоридные кислые (смешанные) гидротермы образуются, если подводящий канал горячего источника не имеет хорошей изоляции от окружающих кислых сульфатных гидротерм. Окисление сульфидов приводит к образованию аморфных сульфидов мышьяка и сурьмы (и возможно присутствие аномалии благородных металлов).

### 4.3 Физические процессы; кипение и смешивание.

Большинство эпитеермальных систем имеют температуры до и выше  $300^{\circ}C$ , что является свидетельством, магматического источника тепла; но они не всегда размещены в вулканических породах. Концентрация таких высокотемпературных гидротерм вблизи гидростатического уровня означает, что в этом месте, возможно, их кипение и, как будет показано в следующих главах, имеется много прямых и эмпирических доказательств о широком распространении этого процесса в эпитеермальных системах (как в современных, так и в палеосистемах), хотя он не является повсеместным. Однако, поразительное влияние кипения на уменьшение растворимости золота в эпитеермальных условиях (см. далее) означает, что он является чрезвычайно благоприятным процессом для золотого минералообразования (рудообразования).

При достижении гидротермами максимальной температуры на пути своей миграции и начале подъема они будут испытывать декомпрессию и квазидиабатическое расширение (т.е. по существу без потери массы и тепла из системы) до тех пор, пока давление гидротерм уравновешено давлением пара при данной температуре. В этой точке будет образовываться пар и гидротермы кипят. Они достигают точки кипения относительно глубины (или кривой

давления). Если гидротермы поднимаются достаточно быстро, то они будут следовать по этой кривой, подвергаясь непрерывному кипению; в открытой гидростатической системе они не пересекают эту кривую.

Отношение точки кипения и глубины показано на рис. 4.4 для чистой воды, скорректированное для обычно заметного противодействия (сопротивления) по потоку в современных системах (т.е. давления на 10% выше гидростатического; Grant et al., 1982). Эта кривая представляет гидродинамическую систему, в которой гидротермы поднимаются. На кривую не оказывает сколь-нибудь значительное влияние добавка небольшого количества солей, которые имеются в гидротермах эпитегрмальных систем. Добавка 1 вес. % NaCl к чистой воде при 300<sup>0</sup>C уменьшает глубину кипения только на 20 м (от 1090 до 1070); добавка 10 вес. % NaCl (как, например, в Greede-месторождении золота?) уменьшает глубину кипения до 910 м; Haas, 1971).

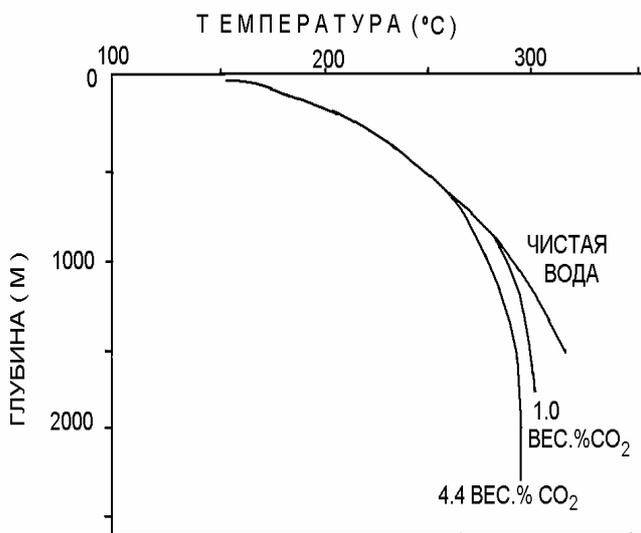


Рис. 4.4, а Отношение гидродинамической точки кипения и кривых кипения для чистой воды и растворов, содержащих (на начальной стадии) 1.0 и 4.4 вес. % CO<sub>2</sub> при 300<sup>0</sup>C. Добавка 1 вес. % NaCl к 1 вес. % CO<sub>2</sub> раствора уменьшают глубину кипения на 20 м при 300<sup>0</sup>C.

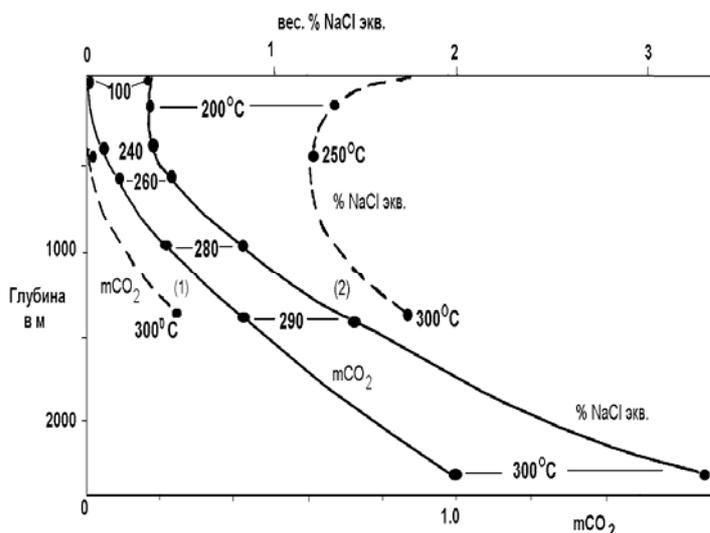


Рис. 4.4, б Сплошные линии показывают уменьшение в  $m\text{CO}_2$  с уменьшением глубины во время кипения (кривая 1) и изменение в минерализации в виде экв. вес. % NaCl, от  $T_m$  измерения (кривая 2) для гидротерм с первоначальным составом 0,2 вес. % NaCl и 1.0  $m\text{CO}_2$  (4.4 вес. %) при 300<sup>0</sup>C. Прерывистые линии показывают эквивалентные отношения для первоначального раствора 1.0 вес. % NaCl и 1.0 вес. % CO<sub>2</sub>. (Hedenquist, Henley, 1985, b).

Однако растворённый газ сильно воздействует на общее давление, увеличивая глубину температуры парообразования (это видно на кривых для 1.0 и 4.4 вес. % (1.0 моляльный) CO<sub>2</sub> при 300<sup>0</sup>C). CO<sub>2</sub> является преобладающим газом в эпитегрмальных системах. Он составляет 80-90 % от общего содержания газов, в связи, с чем он учитывается в расчётах. По мере того, как гидротермы при температуре 300<sup>0</sup>C с 4.4 вес. % (1моль) CO<sub>2</sub>

поднимаются (приблизительно верхний предел  $\text{CO}_2$ , отмеченный в эпитермальной системе; таблица 4.1 и приложение 2), они начинают кипеть на глубине около 2300 м (Рис. 4.4 а). Как только образуется паровая фаза, из жидких гидротерм будут интенсивно выделяться в парогазовую фазу  $\text{CO}_2$  и все другие летучие (т.н.  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  и т.д.; этот процесс выделения детально обсуждался Giggenbach, 1981; Henley et al., 1984; Drummond, Ohmoto, 1985). Переход газа в парогазовую фазу выражается кривой кипения, сближением её с кривой чистой воды по мере подъёма гидротерм и образования летучей фазы. К этому времени гидротермы поднимаются до глубины примерно 600 м при  $T=250^\circ\text{C}$ . Таким образом, все газы (в основном  $\text{CO}_2$ ) переходят в парогазовую фазу. Этот процесс рассчитывался по методу Henley et al., (1984). Тренд газоотделения из кипящих гидротерм показан на рис. 4.4, b (Hedenquist, Henley, 1985, b). Кривая (сплошная) показывает уменьшение газа в остаточной жидкой фазе, начиная от состава 1.0 моль (4.4 вес.%)  $\text{CO}_2$  при  $300^\circ\text{C}$ . Видно насколько быстро отделяется  $\text{CO}_2$ . Это справедливо для всех других газов со сколь-нибудь значительными концентрациями, хотя и в различной степени, т.к. у разных газов растворимость различная.

По мере того как парогазовая фаза отделяется во время кипения, концентрация нелетучих компонентов (т.н.  $\text{NaCl}$ ) в жидкой фазе гидротерм увеличивается. Количество парогазовых потерь при кипении в интервале температур (здесь выраженном в виде фракции  $y$ ), и в связи с этим фактор обогащения (1- $y$ ), может рассчитываться простым балансом массы и энтальпии, с использованием данных таблиц для пара. Так, например, при кипении от  $300^\circ\text{C}$  до  $250^\circ\text{C}$ ,  $200^\circ\text{C}$  и  $100^\circ\text{C}$ ,  $y = 0.15, 0.25$  и  $0.14$ , соответственно. Отсюда, если минерализация гидротерм в эпитермальной системе, температура которой находится в пределах  $100\text{--}300^\circ\text{C}$ , изменяется за счёт фактора более, чем в 1.69 раза. (увеличение минерализации при 41 %потерь жидкой фазы за счёт кипения в интервале  $300\text{--}100^\circ\text{C}$ ), смешивание (т.е. разбавление) должно рассматриваться в качестве реального процесса, т.к. адиабатическое кипение и пароотделение нельзя объяснить по другому. Испарение на сухих горячих породах иногда используется для объяснения сильных изменений в кажущейся минерализации, хотя геологическая реальность этого процесса сомнительна.

Минерализация гидротерм легко определяется в современных системах. Её труднее определить для палеосистем, где информацию несут только включения в минералах. В палеосистемах большие изменения температуры замерзания ( $T_m$ , кажущаяся минерализация) могут быть вызваны кипением и газоотделением (поскольку растворимые газы также способствуют понижению температуры замерзания), как показано на кривой 2, рис. 4.4 b. Штриховая кривая (1% вес.  $\text{CO}_2$  в 1.0 вес. %  $\text{NaCl}$  при  $300^\circ\text{C}$ ) показывает полное газоотделение при  $250^\circ\text{C}$ , так что увеличение эквивалента вес. %  $\text{NaCl}$  (от  $T_m$ ) отражает концентрацию  $\text{NaCl}$  в остаточной жидкости в результате парогазоотделения во время кипения.

При исследовании современных эпитермальных систем, график хлор-энтальпия часто используется для определения изменений химического состава гидротерм в результате кипения и разбавления. Это приводит к выводу о применимости его к палеоэпитермальным системам с использованием данных по включениям в минералах, когда известна возможность влияния газов на оценку  $T_m$  (и их быструю потерю при кипении). Для иллюстрации рассмотрим гидротермальные процессы в геотермальной системе Бродлэндс в Н. Зеландии (как по химическому составу гидротерм из скважин, так и по данным включений в минералах из скважин)

Бродлэндс является крупной геотермальной системой, химический состав которой хорошо изучен по 44 пробуренных для электростанции глубоким скважинам (до 2400 м; Рис. 4.5). Высокотемпературная зона ( $> 270^\circ\text{C}$  на глубине 900 м) составляет  $\sim 3 \text{ км}^2$  и имеет вытянутую форму; она очерчивается большей по размерам площадью низкого кажущегося сопротивления.

Рисунок 4.6 показывает график энтальпия (температура) – содержание хлора для гидротерм из геотермальных скважин Бродлэндс (Hedenquist, Stewart, 1985). Высокотемпературные ( $250\text{--}280^\circ\text{C}$ ) хлоридные гидротермы группируются в 2 группы; гидротермы из скважин на западном берегу р. Вайнар имеют несколько повышенные содержания хлора по сравнению с гидротермами из скважин восточного берега. Скважины, ограничивающие зону высоких температур, имеют более разбавленные хлоридные гидротермы с температурой до  $150^\circ\text{C}$ . Эти гидротермы относятся к разбавленным и образовались в результате смешивания глубинных хлоридных гидротерм и  $150^\circ$  нагретыми паром гидротермами по мере удаления от восходящего глубинного потока. Тренды, связанные с кипением и парообразованием, можно наблюдать по разбросу точек на графике. Эти нагретые паром гидротермы углекислые. Они являются следствием конденсации газов и паров воды в грунтовых водах (хотя сульфаты почти отсутствуют, т.к. они образуются глубже вадозовой зоны).

Предполагается, что глубинные ( $\sim 300^\circ\text{C}$ ) гидротермы западного берега вскипали до встречи с какими-либо другими гидротермами, тогда как глубинные гидротермы восточного берега претерпевали некоторое разбавление в грунтовых водах на глубине перед разбавлением (Рис. 4.6). Эти отношения подтверждаются трендами изотопов, чётко определяющими, что нагретые паром гидротермы произошли из грунтовых вод (Рис. 4.7). Изменение изотопного состава гидротерм важно исследовать для интерпретации изотопии гидротермальных минералов.

В целом взаимоотношения глубинных хлоридных гидротерм в Бродландс с “зонтиком” разбавленных нагретых паром гидротерм показано на двух разрезах (Рис. 4.8 а, b).

Главным в геохимической структуре системы Бродландс мы видим в изучении включений в минералах, которые могут подтвердить процессы кипения и разбавления. Был составлен график зависимости температур гомогенизации ( $T_h$ ) включений в минералах относительно температур замерзания ( $T_m$ ). Температура приблизительно линейна энтальпии (хотя отмечается, что смесь 50%  $100^\circ\text{C}$  воды с 50%  $300^\circ\text{C}$  воды будет иметь конечную температуру  $207^\circ\text{C}$ ).  $T_m$  отражает минерализацию, а в отсутствии газа, должна быть эквивалентна содержанию хлора (Рис. 4.6).

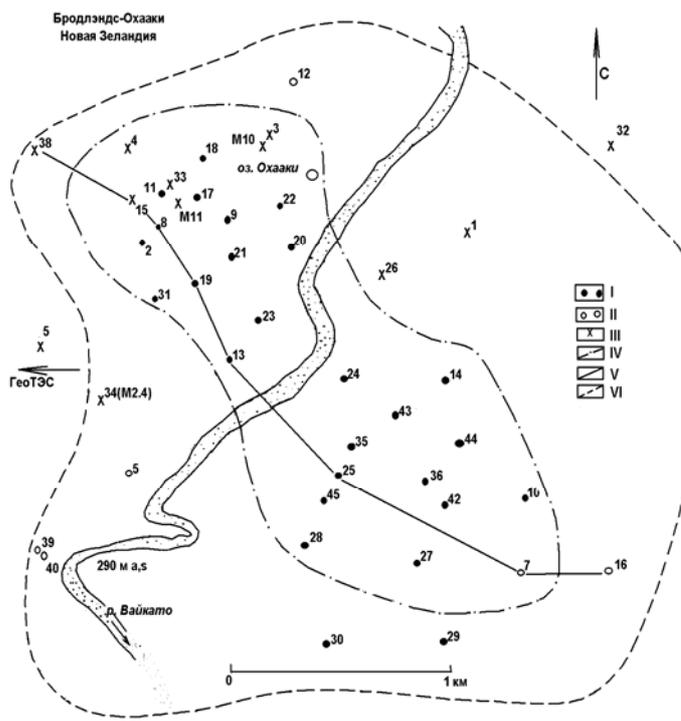


Рис. 4.5 Карта, показывающая распределение скважин на геотермальной системе Бродландс, размер очерчен  $270^{\circ}$  – изотермой на глубине 900 м и приблизительной границей поля низких сопротивлений, образовавшихся в результате влияния гидротерм.

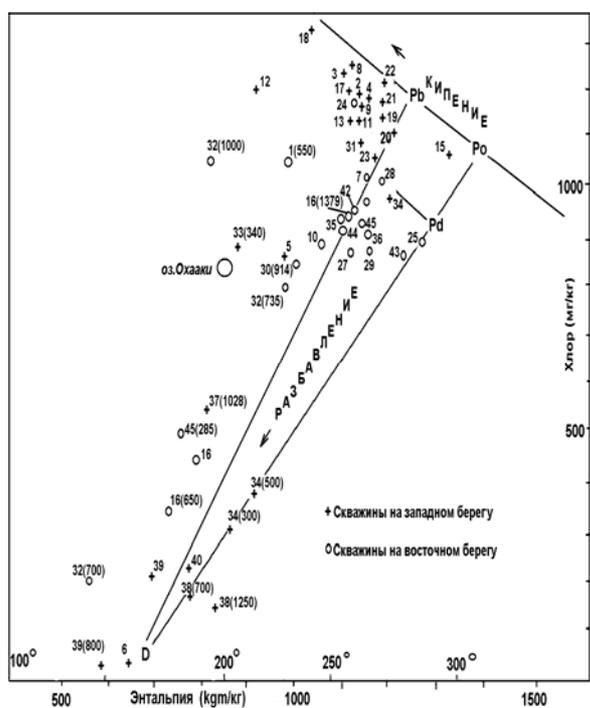


Рис. 4.6 Отношение энтропия – хлор в гидротермах из скважин Бродландс, откорректированное для условий водовмещающего комплекса. Отмечается направление трендов разбавления  $150^{\circ}$  С вод, нагретых паром по мере приближения к границы системы.

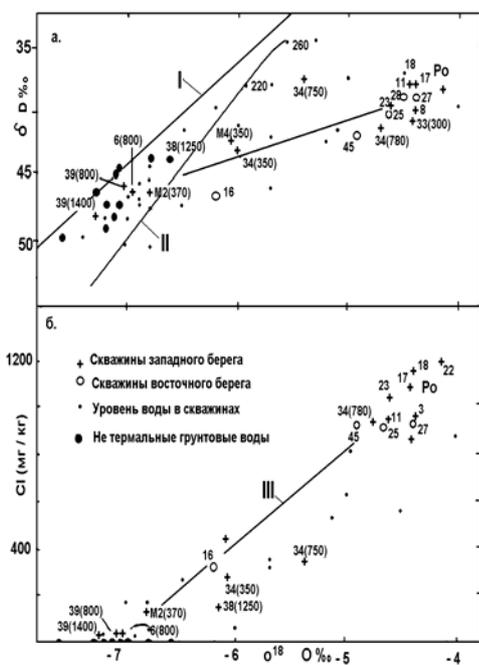


Рис. 4.7  $\delta^{18}\text{O}$  –  $\delta\text{D}$  и  $\text{Cl}$  –  $\delta\text{D}$  взаимоотношения в хлоридных гидротермах Бродландс, нагретых паром грунтовых вод, смеси и хлоридных водах (Hedenquist, Stewart, 1985).

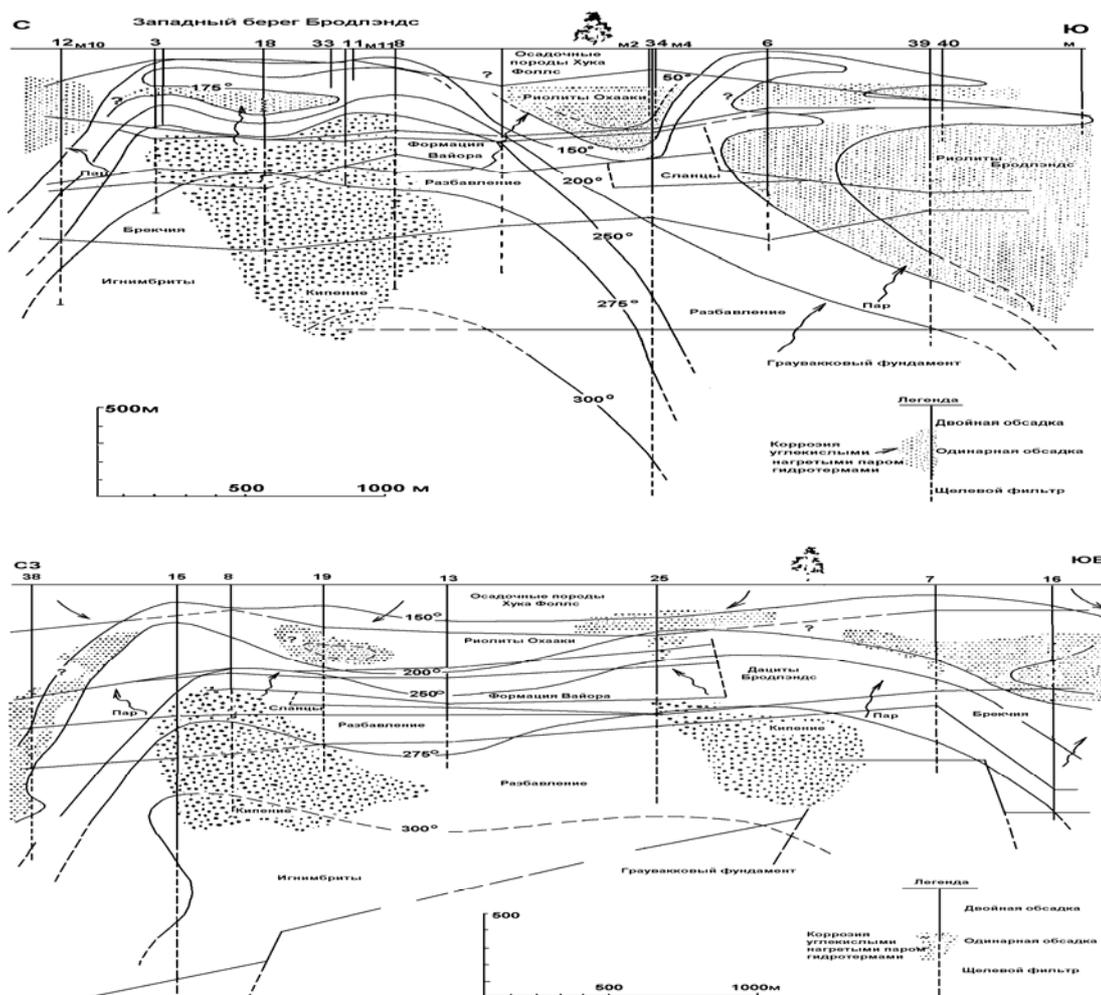


Рис. 4.8 а (верхний) и б (нижний) Разрезы север-юг и северо запад – юго восток через западную часть геотермальной системы Бродландс-Охаки, Н. Зеландия (Рис. 4.5). Показаны вулканические породы осадочные свиты и измеренные температуры. Относительное положение участков кипения гидротерм и их разбавление вышележащими углекислыми нагретыми паром конденсатами показано на основании анализов проб гидротерм, полученных из скважин (Hedenquist, Stewart, 1985).

Данные Th и Tm по включениям в минералах кварца из керна скважин Бродландс обобщены на Рис. 4.9.

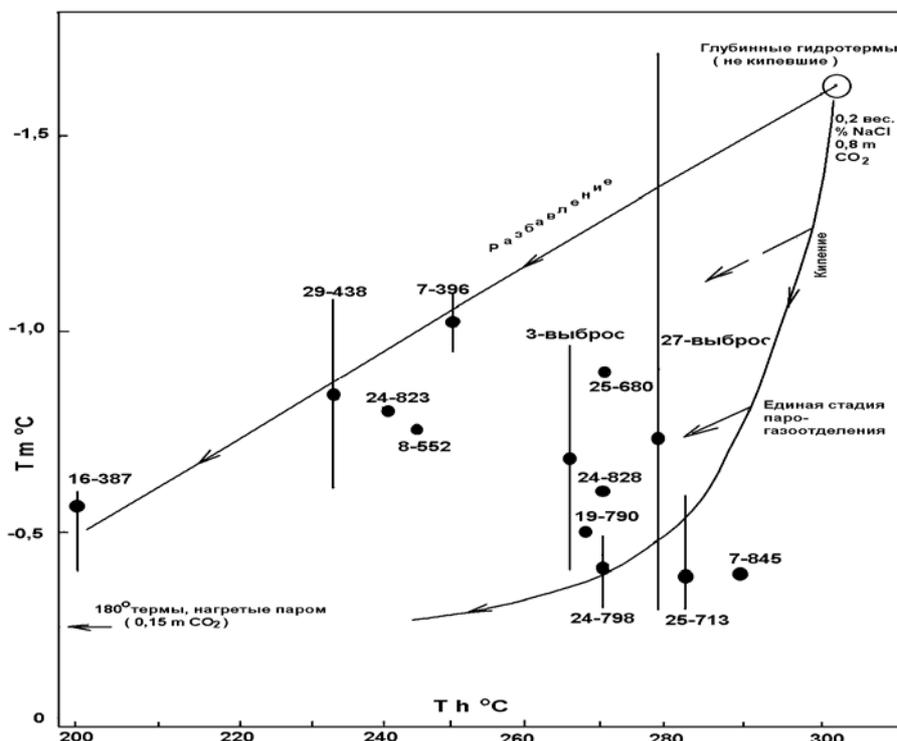


Рис. 4.9 Отношение измеренных Tm к Th во включениях минералов активной эпитеpмальной системы Бродландс, Н. Зеландии, показывающее тренд кипения, рассчитанный для первичных гидротерм, плюс направление разбавления углекислым конденсатом. Номера скважин и глубина в метрах показаны цифрами. Скважины 7, 16, 24 и 29 располагаются вдоль границы системы. (Hedenquist, Henley, 1985, б).

Для месторождения Бродландс имеются данные по содержанию NaCl и CO<sub>2</sub> (главных необходимых компонентов для определения Tm) и прямые измерения температур глубинных не кипящих первичных гидротерм (300-310<sup>0</sup>C на глубине ~ 2000м). Здесь присутствуют относительно разбавленные хлоридные гидротермы, обогащённые углекислым конденсатом, с T 150-200<sup>0</sup>C на границе и над глубинными хлоридными гидротермами (Рис. 4.8). Но даже без этой новой информации по включениям в минералах можно установить, что некоторые относительно холодные, но с низкими Tm (-0.5 до -1.0<sup>0</sup>C) гидротермы, были образованы путём разбавления. Относительно горячие гидротермы с более высоким Tm (-0.3 до -0.5<sup>0</sup>C) свидетельствуют о кипении и газоотделении. Большие вариации Tm при небольших изменениях Th в некоторых образцах также позволяют предполагать циклические периоды кипения и газоотделения в результате изменения газовых концентраций (см. расчётные влияния слабого кипения на начальное содержание газов в жидкостях, Рис. 4.4 б).

Пробы из скважин, попавшие на линию разбавления (7, 16, 24, и 29) располагаются около границы системы Бродландс (Рис. 4.5), где отмечается разбавление углекислым конденсатом (т.е. CO<sub>2</sub>/Cl высокое). Остальные данные получены из продуктивных скважин, где отмечается кипение (Browne, Ellis, 1970). Некоторое соответствие данных по скважинам 7 и 24 позволяет предполагать периодический подток глубинных, кипящих гидротерм к границе системы, возможно по трещинам. Аналогично, разбавленные гидротермы из скважины 8 в продуктивной зоне, показывают на периодический подток воды в зону хлоридных гидротерм (возможно из вышележащего горизонта нагретых паром гидротерм). Причина, по которой график кипения отличается от того, что показано на Рис. 4.6, вызвана тем, что Tm, полученная по включениям в минералах, отражает минерализацию (содержание хлорида) и содержание газов, тогда как диаграмма энтальпия-хлорид не учитывает газ. Следовательно, кипение вызывает увеличение хлорида в остаточной жидкости (Рис.4.4 б и 4.6), в то же время оно значительно уменьшает содержание газа в жидкости. В системе с большим содержанием газа (т.н. Бродландс) газоотделение в результате кипения будет преобладать над тенденцией увеличения содержания хлорида, в связи с чем, общее содержание растворимого вещества в гидротермах становится проблематичным (т.е. в виде определённого по точке замерзания). На Рис. 4.9 данные, совпадающие с расчётной кривой кипение-равновесие, показывают, что оба процесса имеют место (возможно кипение, а затем разбавление на меньших глубинах).

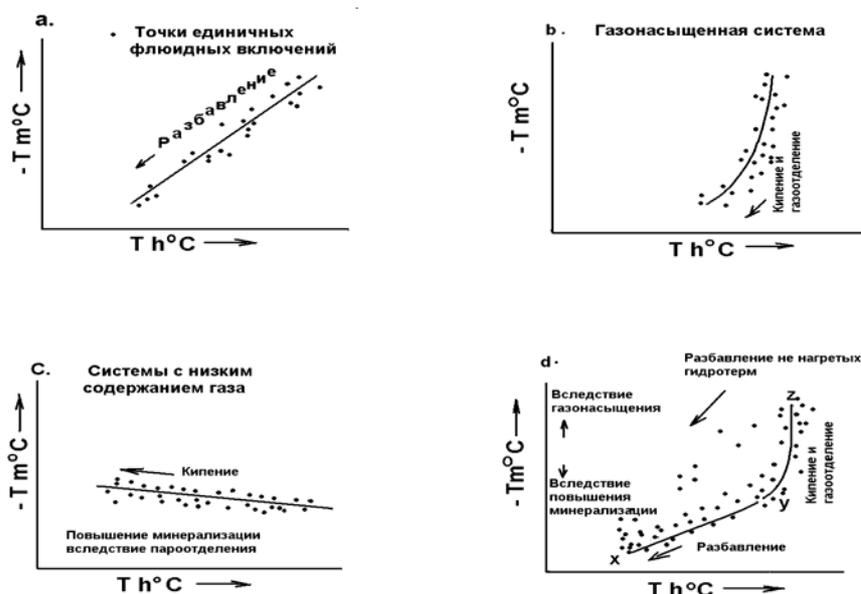


Рис. 4.10 Схема влияния разбавления и кипения на гидротермы. Данные Th и Tm, полученные по включениям для эпитеермальных систем с высоким и низким газосодержанием (Hedenquist, Henley, 1985 b).

Тренды ожидаемых для включений в минералах Th и Tm (Рис.4.10) могут быть использованы при картировании зон разбавления и кипения в палеоэпитеермальных системах и могут помочь в определении минерализации и газосодержания (Рис. 4.10 d). Таким образом, мы можем с достаточной детальностью определить геохимическую структуру любой эпитеермальной системы, а также идентифицировать эволюцию гидротерм и её связь с минералообразованием (Kamilli, Ohmoto, 1977; Simmons et al., в печати).

#### 4.4 Источники низкосерных гидротерм и их состав.

Как было показано в главе 3, часть воды в низкосерных эпитеермальных системах представлена метеорной водой глубокой циркуляции, которая взаимодействовала в разной степени с вмещающими породами. Однако, генетическая связь эпитеермальных систем с магматическим источником тепла открывает возможность предполагать, что в эпитеермальных гидротермах имеется магматическая компонента; это наверняка справедливо и для высокосерных систем. Доказательства участия магматического флюида в эпитеермальных гидротермах обычно получают путём исследования содержаний в карбонатах (указывающие на то, что часть или весь  $\text{CO}_2$  был глубинного, магматического происхождения). Bethke и Ry (1979), Casadevale, Ohmoto (1977), Robinson (1974) и Robinson, Christie (1980), обнаружили  $\delta^{13}\text{C}$ , подтверждая наличие магматической компоненты в месторождениях Крид и Саннисайд в Колорадо и в Туй и Маратонто в Новой Зеландии. Они также считают, как и O'Neil и Silberman (1974) для Комсток Лоде в Неваде, что имеются данные  $\delta\text{D}$ , доказывающие наличие небольших содержаний магматической воды в некоторых системах. Однако, данные по  $\delta^{34}\text{S}$  из сульфидов часто позволяют предполагать, что сера в эпитеермальных месторождениях ремобилизована из морских сульфатных минералов

С другой стороны, активные системы могут дать нам некоторое понимание такой проблемы, настолько точно можно анализировать трековые газы. Оценки  $\delta^{13}\text{C}$  с  $\text{CO}_2$  активных систем в Н. Зеландии колеблются от 3 до 9% (Lyon, Hulston, 1984), Hedenquist (1983, 1986). Другие исследователи предполагали, что этот предел может объясняться смешиванием ювенильного  $\text{CO}_2$  ( $\delta^{13}\text{C} = -5$  до  $-8$  ‰ и возможно легче) с  $\text{CO}_2$ , полученном при термическом разрушении (разложении) осадочных карбонатов ( $\delta^{13}\text{C} = 0$  до  $-2$ ‰). Однако, большинство данных глубинного происхождения "магматического" компонента в гидротермах приходится на отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (Torgerson et al., 1982). Это отношение превышает атмосферное в 4 -7 раз и характеризует газы, связанные с субдукционными системами ( $^3\text{He}/^4\text{He} = 8-9$ ). Отношение гелия в сочетании с данными по содержанию аргона свидетельствуют о смешивании радиогенного (коровые газы имеют отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  0.1 атмосферного) и магматического гелия. Кроме того, отношение между нейтральными газами  $\text{N}_2$ , Ar и He в активных системах (Giggenbach, 1986) позволяет предполагать изменчивость пропорции смеси газов как атмосферного, так и магматического составов, наряду с примесью некоторого количества коровых газов из гидротерм с застойным режимом (Рис. 4.11).

Доля  $\delta^{34}\text{S}$  в общем количестве серы вулканической зоны Таупо в Н. Зеландии колеблется от +3 до 6%. Giggenbach (1982) предполагал, что геотермальная сера образовалась в магматических условиях, в результате восстановления  $\text{H}_2\text{S}$  из  $\text{SO}_2$  (Giggenbach, 1981; Рис. 4.3). Однако, величина  $\delta^{34}\text{S}$ , полученная из  $\text{H}_2\text{S}$ , свидетельствует об ассимиляции относительно тяжёлой осадочной серы в результате частичного плавления граувакков базальтовой магмы, имеющей  $\delta^{34}\text{S}$  0‰. Величина  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах из эпитеермальных месторождений о. Кюсю в Японии в

среднем составляет 0 ‰, в связи с чем Ishihara et al., (1986) пришли к выводу о магматическом происхождении гидротермальной серы, а не из фундамента. Данные по изотопии свинца кальдер Лейк Сити и Криде (Hon et al., 1985; Doe et al., 1973) и японских эпитегрмальных месторождений (Hattori, Sakai, 1980) позволяют предполагать, что свинец происходил как из пород фундамента, так и из вулканических пород. Однако, Hon et al. (1985) отмечают, что основная часть свинца, привнесённая гидротермами в районе Лейк Сити, должна была происходить из окружающих вулканитов олигоценца или связана с магматическим источником, хотя, в общем, свинец имеет комплексное происхождение; так, например, урановая смолка в Голден Флик, вероятно, образовалась в результате привноса из Do St верхней коры.

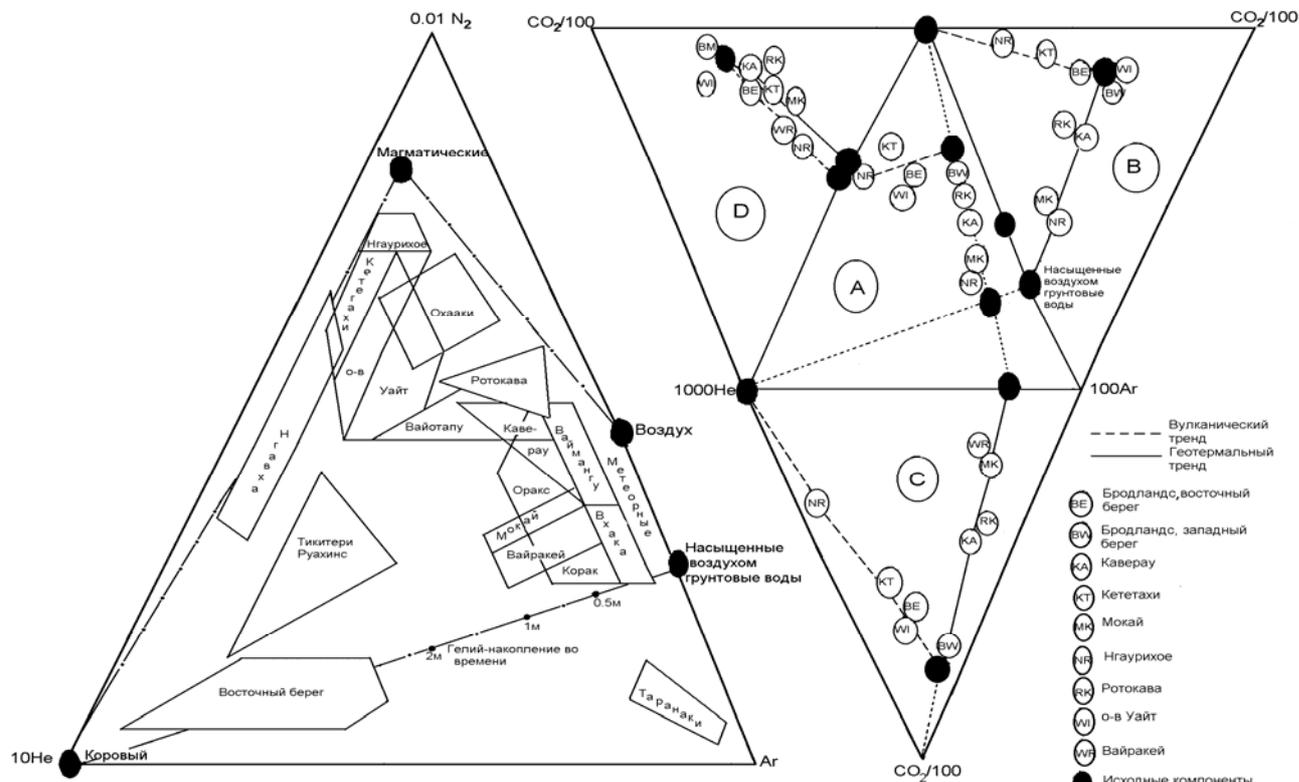


Рис. 4.11 Связь неактивных компонентов ( $N_2$ , Ar, He) в геотермальных системах Н.Зеландии, показывающая изменчивость атмосферной, магматической и коровых составляющих (левый). Аналогичная диаграмма справа.

Щелочно-земельные, другие элементы, как Na, K, Ca, Mg, Fe,  $SiO_2$  и т.д., и щёлочи, появились в разбавленных гидротермах, в основном, в результате взаимодействия с вмещающими породами (фундамента и вулканитов). Они контролируются несколькими реакциями минерал-гидротермы. Однако, источник хлора и других малоактивных компонентов (во входящих в гидротермальные минералы в значительной степени, такие как Br, B) ещё не ясен. Giggenbach (1981) предположил, что, по существу, все анионы (лиганды) магматического происхождения, хотя частично они могут быть мобилизованы из первично осадочных пород в результате магматической ассимиляции. Henley, Ellisom (1983), предполагают присутствие на глубоких уровнях хлористого рассола (магматического происхождения), взаимодействующего с метеорными водами глубинной циркуляции. Это приводит к логическому предположению о связи глубинных высокоминерализованных гидротерм, связанных с меднопорфировой минерализацией, и вышележащих эпитегрмальных систем. Эти взаимоотношения будут обсуждаться в следующем разделе – о высоко серных системах.

Итак, низкосерные эпитегрмальные гидротермы состоят преимущественно из метеорных конвективных вод, циркулирующих вблизи магматических интрузий, и ими нагреваются. Во время процесса нагревания гидротермы захватывают часть магматических компонентов в основном  $CO_2$ ,  $SO_2$ , HCl и второстепенные газы  $N_2$ ,  $H_2$ , Ar, He и т.д. Активные газы нейтрализуются прежде, чем гидротермы достигнут эпитегрмальных условий (среды, Рис. 4.3), за исключением случая высокосерной системы. Большая часть минерализации гидротерм образуется за счёт выщелачивания вмещающих пород. Однако, происхождение минерализации, интересной для рудников, золота и серебра, ещё не ясно. Автор склонен считать, что это происходит за счёт вмещающих пород. Скорее всего, количество выщелоченных металлов непосредственно связано с транспортными возможностями гидротерм (см. гл. минерализация-рудообразование), а не с первоначальной концентрацией металлов во вмещающих породах. Привнос золота непосредственно магматическими флюидами предполагает концентрации золота в них в сотни ppb, что не подтверждается концентрациями золота в эпитегрмальных гидротермах, в составе которых магматический флюид составляет малую долю. Нет каких-либо данных о чрезвычайно высоких концентрациях золота и в магматических

флюидах, хотя и не исключается, что такие данные появятся при более тщательном изучении высокосерных систем в дальнейшем.

#### **4.5 Химический состав гидротерм высокосерных эпиптермальных систем.**

Описание высокосерных эпиптермальных сред, в том виде как оно кратко изложено в первой главе, приводит нас к выводу о большой роли вулканизма, тесно связанного с вулканогенными флюидами (магматическим компонентом; Рис.1.3). После краткого рассмотрения результатов изучения гидротермального метаморфизма, включений в гидротермальных минералах и стабильных изотопов этого типа эпиптермального рудообразования, далее будет кратко обсуждаться химический состав гидротерм, формирующихся на активных андезитовых вулканах.

Минералогия, связанная с рудообразованием, может быть представлена остаточным ноздреватым кремнезёмом, каолинитом, пирофиллитом, алунитом, иллитом, пиритом, энаргитом ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ ), теннантит – тетраэдритом, ковеллином и т. д. Некоторые из этих минералов свидетельствуют о кислом pH, возможно меньшем 2 для ноздреватого кремнезёма (см. гл. Гидротермальные изменения).

Stoffregen (1985) провёл великолепное исследование парогенетических связей между золотом и гидротермальными изменениями в Summitville и сделал первый шаг в изучении геохимии высокосерных систем. Он предположил, основываясь на своих данных о мобильности алюминия, что pH в интервале 1.7- 2.0, возможно, необходимы для образования ноздреватого кремнезёма. Отсутствие гематита и последующее отложение самородной серы также ограничивают химический состав выщелачивающих гидротерм, т.к. здесь присутствует пирит и алунит и отсутствует каолинит. Во время взаимодействия с вмещающими породами pH гидротерм будет расти. Это приводит к обычно необходимой зональности минералов по мере продвижения кислых гидротерм через образование зоны стабильности каолинита и иллита, к пропилитизации вмещающих пород (см. гл. Гидротермальные изменения).

Минералогический состав в конечном счете, приводит к окончательным выводам о химическом составе и температуре гидротерм, ответственных за формирование данного типа месторождения. Однако, детальные исследования Stoffregen (1985) на месторождении Summitville, показали, что пока нет каких-либо данных, устанавливающих точную пространственную и временную связь золотой минерализации и рудовмещающих минералов в высоко серных месторождениях этого типа. Это означает, что невозможно полно и уверенно определить химический состав рудообразующих гидротерм в различных взаимосвязанных месторождениях, их источники и процессы, обусловившие минералообразование.

В настоящее время реконструкция минерализации этих систем имеет слабую основу, вследствие отсутствия соответствующих аналитических данных и по флюидным включениям в минералах. Имеющиеся данные получены по вторичным включениям в кварцевых кристаллах в Summitville и других месторождениях (Bruha, Noble, 1983); по температурам 200-300<sup>0</sup>C и минерализации 7-21 вес. % экв. NaCl, (средние значения ~ 10 вес. %, обычно в дочерних минералах). Эти температуры были подтверждены Stoffregen (1985) для Summitville в мелких зёрнах кварца, проросших в сульфидной минерализации в зоне ноздреватого кремнезёма. Во включениях же он определил минерализацию 4-6 вес.% экв. NaCl. Кроме того, Stoffregen (личное сообщение, 1981) идентифицировал включения в минералах в зоне ноздреватого кремнезёма с очень низкой температурой замерзания, что интерпретируется им как следствие наличия в них серной кислоты. Хотя по включениям в сочетании с минералогическим составом установлены температуры гидротерм, аналогичные температурам в низкосерных системах, минерализация (по крайней мере, на стадии гидротермальных изменений) колеблется в широких пределах и это свидетельствует о присутствии рассолов (хлоридных и/или сульфатных). Данные по флюидным включениям в кварце, связанные со стадией наложения в Эль Индио (Jannas, Aganeda, 1985), а также в пост минерализационном кварце г. Кази (Turner, 1986) и месторождениях типа Нансатсу (Izawa, Urashima, 1983) свидетельствуют о температурах в пределах 200-300<sup>0</sup>C, но кажущаяся минерализация составляет везде менее 2 вес % экв. NaCl (что аналогично низкосерным системам). Исключением из этого являются недавно открытые дочерние кристаллы галита (свидетельствующие о наличии рассола NaCl) в некоторых флюидных включениях в минералах их шахты Касуга (Hedenquist et al., неопубликованные данные). Допуская, что данные о низкой минерализации относятся к минерализации гидротерм, в пост высокосерной стадии, можно предположить, что со временем происходит уменьшение минерализации (возможно вследствие подтока метеорной воды?).

Происхождение серы месторождения Голдфилд по изотопным исследованиям магматическое, вероятно участвует в виде SO<sub>2</sub> (Fild, 1966; Jensen et al., 1971; Bethke, 1984); аналогичный вывод возможен для Чайканши (Folinsbee et al., 1972), а также для некоторых жильных алунитовых месторождений шт. Юта (Cunningham et al., 1984). Предполагаемая связь этих месторождений с интрузиями также, связанными с медно-порфировыми месторождениями, (Gustafson, Hunt, 1975; Brimhall, 1980) была отмечена и обсуждалась рядом авторов (т.н. Sillitoe, 1973, 1975, 1983; Wallce, 1979; Brimhall, Ghiorso, 1983). Однако, из групп медно-порфировых месторождений, в которых присутствуют высокие содержания золота (Sillitoe, 1979; Sillitoe, Gappe, 1984; Sillitoe, Ciceron, 1985), может иметь частичное отношение и связь с медно-порфировыми месторождениями, расположенными на более высоких гипсометрических уровнях золото-медных месторождений. В случае медно-порфирового месторождения Бутте (Brimhall, 1980; Brimhall, Ghiorso, 1983) “ обрушение ” метеорной конвективной ячейки (системы) на магматическую систему привели к концентрации первичной медной руды в жилах; это обрушение предвлялось развитием продвинутой аргиллизации, связанной с кислыми магматическими флюидами. В связи с этим происхождение гидротерм высоко серной системы часто относится, по крайней мере, частично, к магматическому источнику (за счёт

SO<sub>2</sub> и других кислых летучих и вероятно за счёт большой доли воды и других растворённых компонентов, т.н. NaCl, Hedenquist, 1986, 1987).

#### 4.5.1 Химический состав вулканических летучих (проявлений).

Логично рассматривать активные вулканы с точки зрения понимания химического состава рудообразующих гидротерм при наличии условий доказательства присутствия кислых рассолов в высокосерных золотых месторождениях на высоких гипсометрических уровнях в вулканических структурах. Количество качественных и полных анализов вулканических летучих ограничено. Это связано с опасностью и трудностью отбора проб из 1000<sup>0</sup>C ревущих фумарольных каналов на вулканах, находящихся в фазе извержения. Тем не менее имеются достоверные данные, полученные в течение последних 30 лет на Шовашиндзоне (Mizutani, Sugiura, 1982) и на других андезитовых и дацитовых вулканах Японии (т.н. Sakai, Matsubaya, 1977; Ueda, 1983; Kiyosu, 1983, 1985;; Kiyosu, Kurahaghi, 1983, 1984) и из горячих источников, связанных с этими вулканами. Кроме того, Giggenbach (1975, 1982, 1987) после 1970г. провёл детальные наблюдения состава фумарольных газов на о. Уайт (Н. Зеландия) Изменчивость этих летучих даёт многое в понимании процессов, происходящих в недрах гидротермальной системы, связанной с этим вулканом и служит основой для многих предположений и гипотез (Giggenbach, 1977).

На Шовашиндзан, после извержения дацитового купола в 1944 году, состав фумарол значительно изменился, вследствие уменьшения доли первичных вулканических газов и увеличения доли метеорной воды (Mizutani, Sugiura, 1982). В течение 33 лет также уменьшилась температура с 1000<sup>0</sup>C до 550<sup>0</sup>C. Эта эволюция от магматической к преимущественно метеорной системе аналогична той, которая предполагалась для объяснения высокосерной минерализации в Summitville (Stoffregen, 1985).

В Японии имеется много кислых, преимущественно сульфатно-хлоридных геотермальных систем, связанных с активным вулканизмом. Sakai, Matsubaya (1977) показали, что источником серы в некоторых из этих систем является сульфат морских осадков или океаническая вода. Захват морской воды, возможно, произошёл магматическим очагом в. Сатума-Иводжима (Ueda, 1983). Однако, в большинстве систем привнос серы и других газов реализовался за счёт магмы, без учёта первичного источника (Sakai, Matsubaya, 1977; Kiyosu, Kurahashi, 1984). Обычно имеются доказательства притока в кислые гидротермы большой доли метеорной воды, которые, в конце концов, разгружаются в виде горячих источников или низкотемпературных (~1000C) фумарол (Kiyosu, 1983, 1985).

Содержание δ<sup>34</sup>S в сульфатах (или сульфатных минералах) в этих системах обычно выше, чем в сульфидах, что, наряду с данными δ<sup>18</sup>O, позволяет предполагать их происхождение, непропорциональное SO<sub>2</sub> (Sakai, Matsubaya, 1977; Kiyosu, Kurahasi, 1984)



Эта реакция, происходящая при высокой температуре, приводит к образованию изотонических тяжёлых сульфатов и соответственно лёгких сульфидов. Сульфат, образованный в результате поверхностного окисления H<sub>2</sub>S в низкосерной системе, отличается тем, что он будет иметь изотопный состав, аналогичный сульфидам, так как



изотопное фракционирование не происходит при низкотемпературном (~100<sup>0</sup>C) окислении, вследствие кинетических факторов. Эти два типа сульфатов называются здесь первичногипогенными и вторичногипогенными, соответственно. Их образование может отличаться от образования супергенного сульфата, сформированного в результате поверхностного окисления сульфидов, исходя из их значений δ<sup>34</sup>S и δ<sup>18</sup>O (Bethke, 1984).



Непропорциональность SO<sub>2</sub> приводит к образованию изотопически тяжёлого сульфата (в виде сульфидов), в то время как сульфаты и сульфиды, образованные при низких температурах (менее 100<sup>0</sup>C), будут иметь аналогичные составы, вследствие кинетических эффектов, устраняющих равновесное фракционирование. Состав <sup>18</sup>O в каолините, образованном из холодной грунтовой воды, будет значительно тяжелее, чем высокотемпературные каолиниты, т. к. при более низких температурах фактор фракционирования более эффективен (т.н. Рис. 4.13; данные по японским месторождениям супергенных и гидротермальных каолинитов; Marumo et al., 1982). Таким образом, комбинация изотопных данных по сере и кислороду, наряду с K-Ag данными можно однозначно использовать для идентификации типа систем (Таблица 4.4)

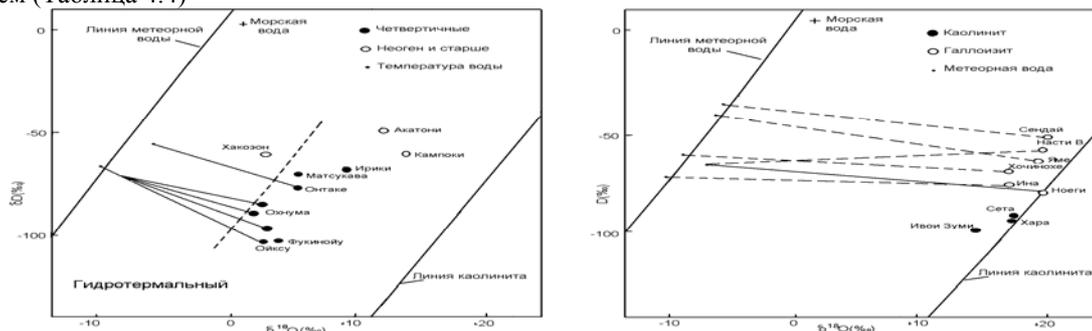


Рис. 4.13 Изотопный состав гидротермальных и супергенных каолинитов из Японии (Marumo et al., 1982)

Таблица 4.4

Изотопные характеристики сульфатнокислых изменений различного происхождения (Bethke, 1984)

	Окисление H <sub>2</sub> S	Нерациональность SO <sub>2</sub>	Супергенное окисление
<sup>34</sup> S алунита	= сульфиды	>> сульфиды	= сульфиды
<sup>18</sup> O каолинита	Смещено от линии каолинита	Смещено от линии каолинита	Вблизи линии каолинита
K/Ar алунита	согласованный	согласованный	Более молодой

Как уже обсуждалось ранее, значительная эволюция химического состава газов в фумаролах Шовашиндза на о. Уайт имела место после извержения (Рис. 4.14). Giggenbach (1975, 1982, 1987) отмечал цикличность в изменении химического состава газов (Табл. 4.5) с выделением нескольких периодов разогрева и охлаждения ( $t$  колебалась от  $\sim 800^{\circ}\text{C}$  до  $\sim 100^{\circ}\text{C}$ ). Во время периодов охлаждения химический состав газов изменялся от типичного состава магматических летучих, в которых среднее окислительное состояние серы равно  $\sim +3$  (т.е. в основном SO<sub>2</sub>), а HCl, HF и H<sub>2</sub> играют значительную роль, до газового состава, который ближе к низкосерным геотермальным системам. В них газы SO<sub>2</sub>, HCl, HF абсорбированы или нейтрализованы в системе каналов (Табл. 4.5 и Рис. 4.15); H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub> составляют значительную долю в виде окисленных газов магматических флюидов, содержание которых уменьшается в результате их взаимодействия с вмещающими породами гидротермальной системы. В периоды разогревания HCl, HF, а также самородная сера, становятся летучими и, как только дренирующая система очищалась от этих продуктов, конечный член магматического флюида, содержащий значительный процент CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, CO (но более низкие HCl, чем в период разогрева), достигал поверхности.

При высокотемпературной стадии фумарол (разгрузки) система дренирования сама поддерживает режим разгрузки, характерный для высокосерной гидротермальной системы. Однако, поскольку саморегулирующая оболочка минерализованных вод, окружающая дренаж (Giggenbach, 1987) начинает взаимодействовать с магматическими газами (Рис. 4.15), то может возникнуть ситуация, аналогичная той, которую предполагал Stoffregen (1985) для месторождения Summitville, и которая создаётся во время стадии затухания или латерального подтока вод к главной системе разгрузки.

Рассол, дренируемый непосредственно в кратере вулкана о. Уайт (Табл. 4.5), хлоридно-сульфатный. Состав этого рассола очень похож на отношение ферридных элементов, характерного для вмещающих андезитов, что свидетельствует о простом конгруэнтном растворении пород (за исключением кремнезёма) во время нейтрализации чрезвычайно агрессивных магматических гидротерм (флюидов; Giggenbach, Glasby, 1977). Однако, интересно то, что медь в рассоле содержится в значительно меньшем количестве, чем ожидалось. Это свидетельствует о её консервации в недрах системы дренирования (Giggenbach, 1987). Разгрузка этого рассола на поверхность не постоянна, вследствие влияния динамики грунтовых вод вулкана.

Во время активизации высокотемпературной разгрузки о. Уайт, общая сера  $\delta^{34}\text{S}$  относительно постоянна и проявляется в основном в виде SO<sub>2</sub>. В низкотемпературной стадии разгрузки, субповерхностное отложение изотонически лёгкой элементарной серы увеличивает разгрузку  $\delta^{34}\text{S}$ . Уменьшение разгрузки  $\delta^{34}\text{S}$  происходит, когда сера повторно мобилизуется (Giggenbach, 1982).  $\delta^{34}\text{S}$  сульфатов и H<sub>2</sub>S из японских термальных источников, связанных с вулканами, полностью отражают первичное отношение SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O магматических газов (Kiyosu, Kurahashi, 1984). Лёгкие H<sub>2</sub>S и тяжёлые сульфаты дают дополнительные доказательства, что они образуются в результате диспропорциональности SO<sub>2</sub>.

Важная роль магматического SO<sub>2</sub> в основной доле высоко серной системы очевидна. Если будет представлена восстановительная магма (S-тип), то главным соединением серы в фумаролах будет H<sub>2</sub>S (Рис.4.16). Следовательно, этот флюид будет достигать поверхность прежде, чем H<sub>2</sub>S окислится до сульфата и будет образован кислый флюид (несомненно, что и другие магматические летучие, так же как HCl и HF входят в состав магматического флюида). Однако, присутствие относительно окисленной магмы (I-тип), SO<sub>2</sub> будет главным соединением серы и непропорциональным субмагматическим температурам. Эти типы интрузий (Рис. 4.16) наиболее часто наблюдаются в ассоциации с золотоносной медно-порфировой минерализацией (Burnham, Ohmoto, 1980).

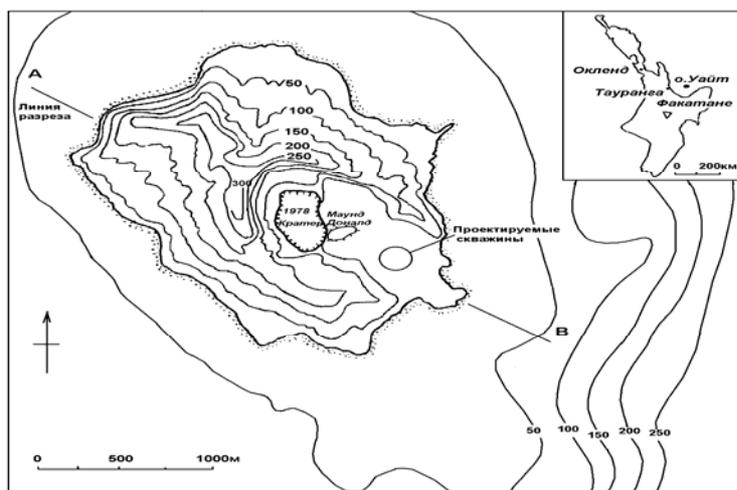


Рис. 4.14 Карта активного андезитового вулкана о. Уайт в зал. Пленти, Н. Зеландия.

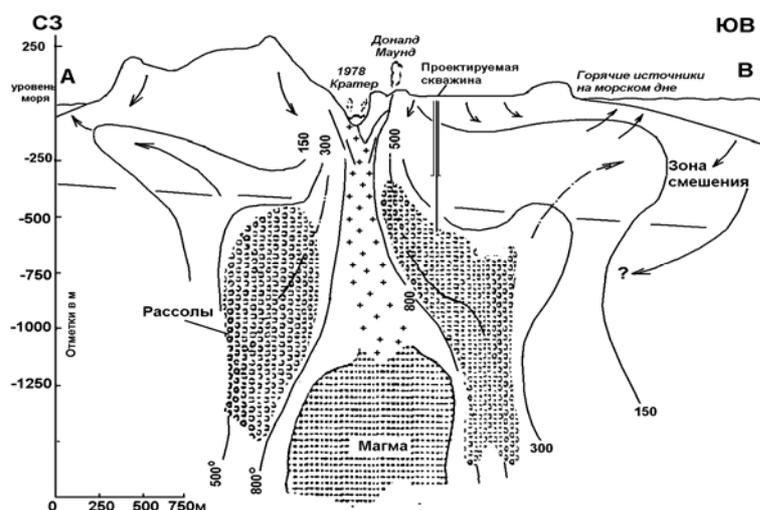


Рис. 4.15 Поперечный разрез через активный вулкан о. Уайт, показывающий схематическое представление “саморегулирующей оболочки солёных гидротерм” (Giggenbach, 1987), которая является аналогом высокосерных гидротерм.

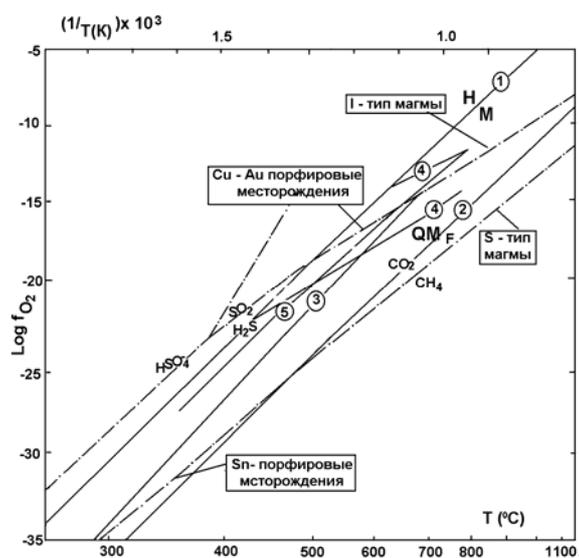


Рис. 4.16 Связь между типами магм и Cu-Au порфировой минерализацией (Burnham, Ohmoto, 1980)

#### 4.6 Геохимическая структура эпитеpмальных систем.

По Гигенбаху (личное сообщение, 1986), подъём вулканических газов и их переход из окислительного (высокосерные) в восстановительное (низкосерные) состояние представляет собой “битву буферов, в которой каждый достигает частичной победы”. Система никогда не приходит в равновесие, но зависимость от степени и продолжительности взаимодействия флюид-порода и протяжённости пути миграции, весь гидротермальный процесс от вулканических к геотермальным условиям (от высоко к низкосерным) может существовать в одной системе; схематически это показано на рис.4.12. Высокосерные системы (с преобладанием влияния гидротерм) приводят к образованию кислых гидротерм, к их окислению и перегреву. В отличие от этого гидротермы в низкосерных системах подвергаются большому воздействию породами, что приводит к их химической нейтрализации и восстановлению по мере того как, они остывают (Рис.4.3, 4.12).

Многое в наших исследованиях эпитеpмальных рудных месторождений уточняется, а именно: присутствие различных типов гидротерм в системе, их взаимодействие между собой и относительное распространение в пространстве. В дальнейшем будет использоваться информация о типах гидротерм, полученная при изучении современных систем (Табл. 4.3, 4.5). Будет предпринята попытка дать представление о том, как различные данные, главным образом, по минералогии и включениям в минералах, могут быть интерпретированы при реконструкции палеогидрогеологической структуры, гидротермальном процессе и общей геохимической структуре палеоэпитеpмальной системы (т. н. Рис.4.3,4.12).

При изучении низкосерной палеосистемы обычно рассматривается единый глубинный восходящий поток хлоридных гидротерм, который может быть связан с гидротермами на более высоких гипсометрических отметках из кисло-сульфатных конденсатов и/или из нагретых паром углекислых вод, которые часто граничат с глубинными хлоридными гидротермами; холодные грунтовые воды также могут периодически вторгаться в систему. Если, по меньшей мере, два типа этих гидротерм, присутствуют в системе, то вероятно, должна быть зона их смешивания. В результате в этой зоне должны присутствовать комплексы гидротермальных минералов, отражающих состав обоих типов гидротерм. Предполагается рассмотреть эту проблему в гл. Гидротермальные изменения. Однако, здесь могут наблюдаться значительные различия между системами и поэтому не может быть единственной простой их модели. Только знание генетических взаимоотношений позволяет интерпретировать каждую эпитеpмальную систему индивидуально.

В некоторых палеосистемах имеются свидетельства циклических изменений общего химического состава и минерализации восходящих глубинных гидротерм (т.н. Creede и Fresnillo). Хотя они и могут отражать текущие изменения в струях системы, расположенной ниже уровня наблюдения, но это может быть именно результатом глубокого внедрения грунтовых вод или конденсата, которое периодически происходит в восходящий поток.

Исключением из этого правила могут быть гидротермы, ответственные за высокосерные условия образования некоторых золотых месторождений (Табл. 1.3). В этом случае магматические флюиды не были нейтрализованы взаимодействием вмещающих пород или разбавлением метеорными водами. Однако, предварительные данные позволяют предполагать обрушение этой магматической системы и наложение преимущественно гидротерм метеорного происхождения во время рудообразования (хотя с остатками некоторых признаков присутствия магматических флюидов).

### 5.0 Потоки гидротерм конкретных эпитеpмальных систем.

Criss и Taylor (1983) показали, что огромные гидротермальные системы могли развиваться над большими интрузиями на глубине, по меньшей мере 5 км, с горизонтальными потоками (растёками) на 25-50 км. Однако, в пределах верхних 1-3 км от поверхности, эти огромные гидротермальные системы, очевидно, имеют меньшие по размерам конвективные ячейки, которые представляют описанные гидротермальные системы. Эти отдельные очаги разгрузки (т.н. Иеллоустон, Рис.5.1, вулканическая зона Таупо, Рис. 5.2), по-видимому, контролируются близ поверхностными структурами, в особенности пересечением разломов (т.н. кольцевые разломы, грабенообразующие разломы, разломы в фундаменте-глубинные и т.д., см. Рис.3.12 до 3.17). Однако, при такой мощной структурной подготовке в большинстве этих вулканических районов (т.н. вулканическая зона Таупо, вулканический район Сан Хуан), проблема не в том, где системы разгружаются, а почему они не разгружаются в данном месте? Это двусмысленная дискуссия обычно наиболее применима к центрам кислого вулканизма с большими батолитами, кальдерами и сетью разломов. В районах андезитового вулканизма разгрузка эпитеpмальных систем (Рис.4.12) более тесно связана с конкретными скоплениями интрузий (т.н. на стратовулканах на Филиппинах, Рис. 5.3).

В этом разделе будут обсуждаться потоки гидротерм в близ поверхностных частях активных эпитеpмальных систем в районах кислого и андезитового вулканизма (Рис.4.3, 4.12), т.к. они присущи активным системам, которые можно исследовать непосредственно. Иногда структура может играть главную роль в контроле субповерхностной разгрузки гидротермальных систем. В частности, гидравлическое брекчирование и связанные с ним гидротермальные извержения являются, по существу, фокусирующими миграцию гидротерм и рудоминералообразование. Причины этих процессов также могут рассматриваться. Концепции, вытекающие из наших представлений о гидротермальных

потоках в активных системах, в особенности, относящиеся к латеральным (горизонтальным) потокам, будут применяться в интерпретации гидротермального минералообразования и данных по включениям в минералах в палеосистемах (см. гл. “характерные примеры”).

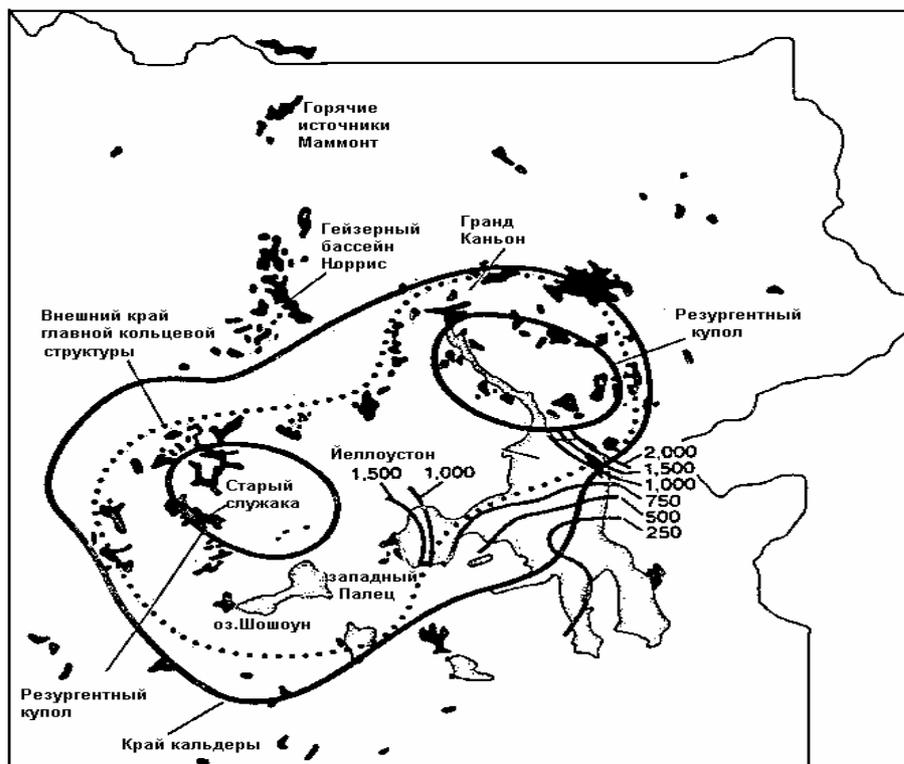


Рис. 5.1 Расположение активной эпитеpмальной системы (поверхностная разгрузка) в Йеллоустоне. Карта термопроявлений Йеллоустоне (гейзеры, паровые струи и горячие источники) показывает контуры теплового потока в милливаттах на квадратный метр для оз. Йеллоустон. Кальдера, сформированная в три этапа вулканизма, имеет две кольцеобразных структурных зоны.

## 5.1 Системы районов кислого вулканизма.

Модели на рис.4.3 и 4.12 были разработаны на базе данных исследований активных геотермальных систем. Их можно получить, как при изучении химического состава гидротерм на поверхности, так и в недрах системы, а также физических параметров скважин, часто пробуренных до глубины более 2500 м (т.е. ниже зоны “эпитеpмальных” условий). Химический состав гидротерм позволяет определить характер миграции гидротерм, их кипение и смешивание (гл.4). Эти данные подкрепляются изменением температур и давлений.

Рассмотрим пример гидротермального потока в недавно исследованной и разбуренной активной системе, расположенной в Мокаи, Н. Зеландия (Рис. 5.2). Эта система была почти “слепой” (со скрытой разгрузкой) с небольшим количеством тёплых источников (ноль хлора) и общим фумарольным полем. Большая разгрузка разбавленных хлоридных терм происходила в 6 км к северу от фумарольного поля (Рис. 5.4). Для сравнения, гидротермальные системы в Вайракее и Вайотапу имеют умеренный уровень поверхностных термопроявлений. Мощность их теплового потока измеряется 400-600 МВт, соответственно (250° С почти жидких гидротерм ~ 100кг/с необходимо на глубине для поддержания поверхностного теплового потока 100 МВт). В Мокаи разгрузка тёплых гидротерм и фумарол составляет лишь 6 МВт (хотя северные источники дают 7-МВт общей тепловой разгрузки Мокаи).

Региональные исследования электрических сопротивлений в районе Мокаи оконтурили большой участок низких сопротивлений с центром, расположенным под фумарольным полем. Это подтверждалось другими детальными геофизическими исследованиями (Рис.5.5) и указывало на наличие большой высокотемпературной аномалии минерализованных гидротерм на глубине ~ 500-600 метров. Сопротивление <1 м является основным фактом, указывающим на присутствие горячих, проводящих, т.е. минерализованных гидротерм. Неизменённые осадки обычно имеют кажущееся сопротивление более 100 ом; присутствие гидротермальных минералов может показать кажущееся сопротивление 20-100 ом, свежие вулканические породы до 1000 ом.м. Из Рис. 5.5 можно сделать вывод, что имеется “язык” (наведённая аномалия) относительно низкого сопротивления,

распространяющийся на север и р. Вайкато. Первая скважина (МК 1) была пробурена в этом “языке” и вскрыла температурную инверсия (Рис.5.6). Следующая скважина к югу имеет температуры, нарастающие вдоль линии кипения до  $323^{\circ}\text{C}$  на глубине 1800 м. Эти скважины вскрыли главную пронизаемую зону на глубине 1000 м.

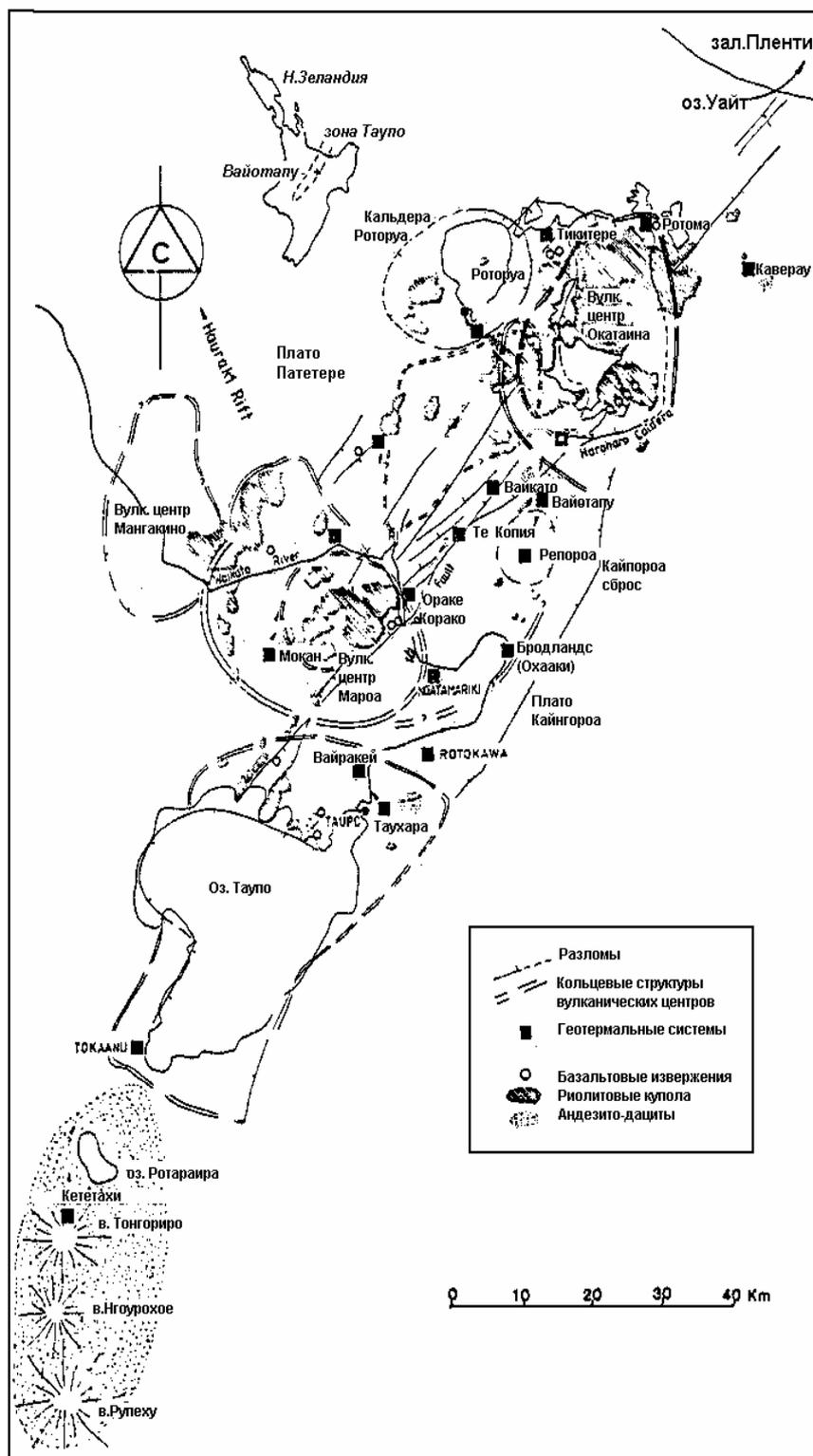


Рис. 5.2 Расположение главных активных эпитермальных систем в зоне Таупо в Н. Зеландии и их связь с риолитовыми куполами и структурами. Восходящие потоки глубинных гидротерм отмечены квадратами (Hedenquist, 1986, видоизменённое по др. источникам).

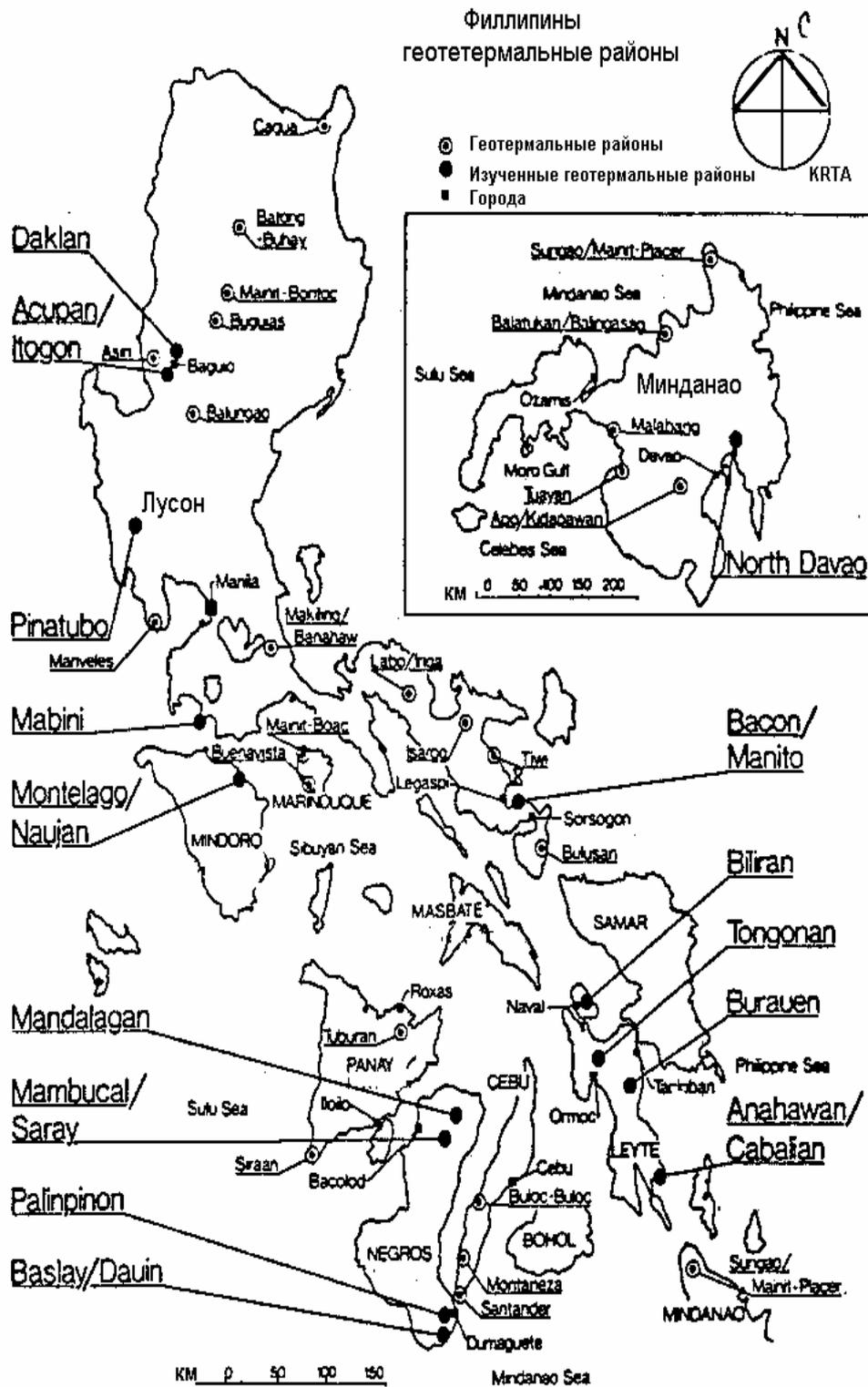


Рис. 5.3 Распределение главных активных эпитегрмальных систем, связанных с андезитовым вулканизмом на Филиппинах

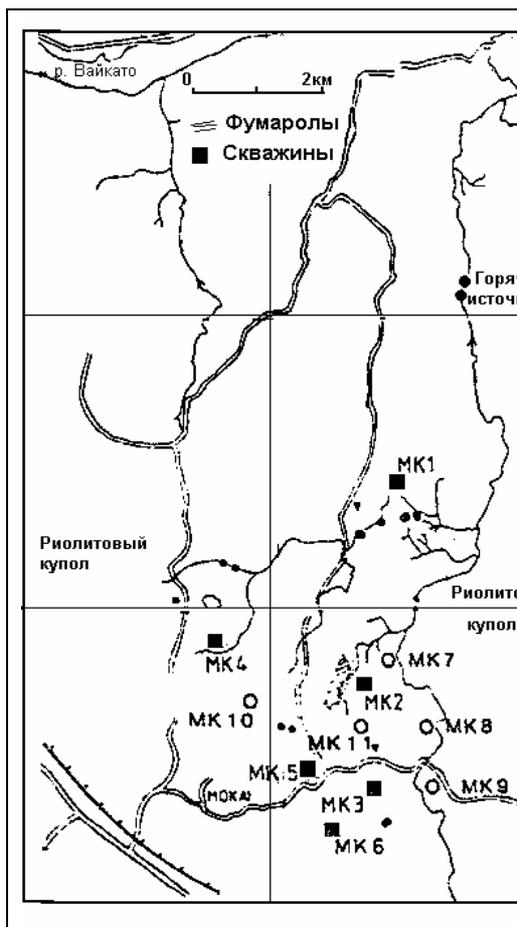


Рис.5.4 Географическая схема Мокаи термопроявления и скважины.

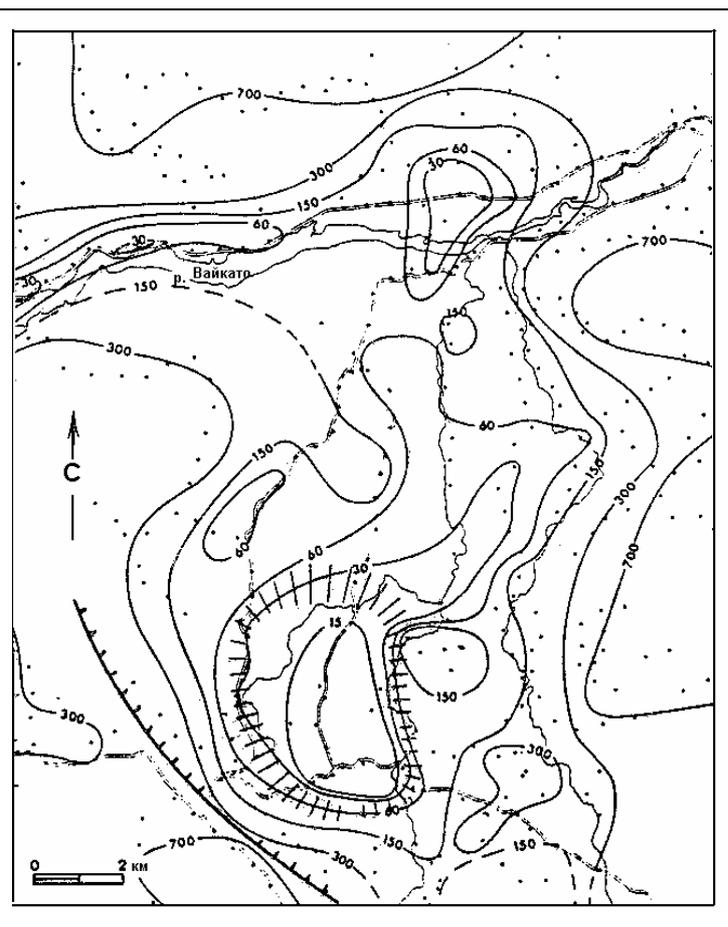


Рис. 5.5 Изолинии кажущихся сопротивлений (омм). Границы геотермального района Мокаи показаны штриховкой (Bibby et al., 1984).

Общая картина восходящего потока под фумаролами и растёка гидротерм в северном направлении предполагается по данным редистивиметрии и поверхностным термопроявлениям (Рис.5.6). Это в последующем подтвердилось химическим составом гидротерм в скважинах. Рис.5.7 показывает отношение хлора и энтальпии гидротерм из скважин и тёплых источников на севере. Отмечается, что они все располагаются на линии простого разбавления между глубинными гидротермами и холодными грунтовыми водами с нулевым содержанием хлора (чем отличаются от разбавленных нагретых паром гидротерм в Бродландс). Две скважины у северной границы системы (МК-1 и МК-4) вскрыли, в основном, разбавленные глубинные хлоридные гидротермы. Северные источники ещё более разбавлены. (Тренды смешивания для других гидротермальных систем Н. Зеландии обычно показывают от  $100^{\circ}$  до  $180^{\circ}\text{C}$ , конденсат с нулевым содержанием хлора, как правило, выступает в роли разбавителя). В связи с этим, случай с разбавлением холодной грунтовой водой в Мокаи представляется уникальным. Он может отражать соседство крутого водораздела на юге, где располагается граница кальдеры, и к востоку, где образовался внутрикальдерный купол (Рис.5.4). Высоты холмов к югу, востоку и западу от Мокаи составляют  $\sim 700$  м, тогда как фумарольный участок располагается на отметке 500 м. Отметка разбавленных хлоридных источников на севере (и связанное с ними окремнение) находится примерно на 300 м, а русло р. Вайкато - на отметке 250 м.

Хотя некоторые субповерхностные породы в окрестностях фумарол относительно непроницаемы, основная причина, что глубинные гидротермы не разгружаются непосредственно над восходящим потоком, является следствием крутого гидравлического уклона в сторону р. Вайкато (подчёркнутое внутри кальдерным потоком грунтовых вод от кальдерного края к югу и в сторону от риолитовых куполов; см. Рис.5.). Измеренные давления в скважинах показывают, что глубинные гидротермы не разгружаются в Мокаи независимо от близповерхностной проницаемости (т.е. гидравлический градиент такой, что должен образоваться латеральный гидротермальный поток). Опытные откачки из скважин в Мокаи показали, что горизонтальная проницаемость значительно больше, чем вертикальная. По всей вероятности, прежде чем система сможет сформировать сосредоточенную природную разгрузку, но её влияет структурный факт.

Эта гидрогеологическая система разгружается в виде паровых фумарол и подвешенного нагретых паром горизонтов грунтовых вод над зоной восходящего потока. Гидротермальный каолин в некоторых местах образовался на поверхности. Вблизи северных источников разгрузка разбавленных гидротерм привела к локальному окремнению риолитов.

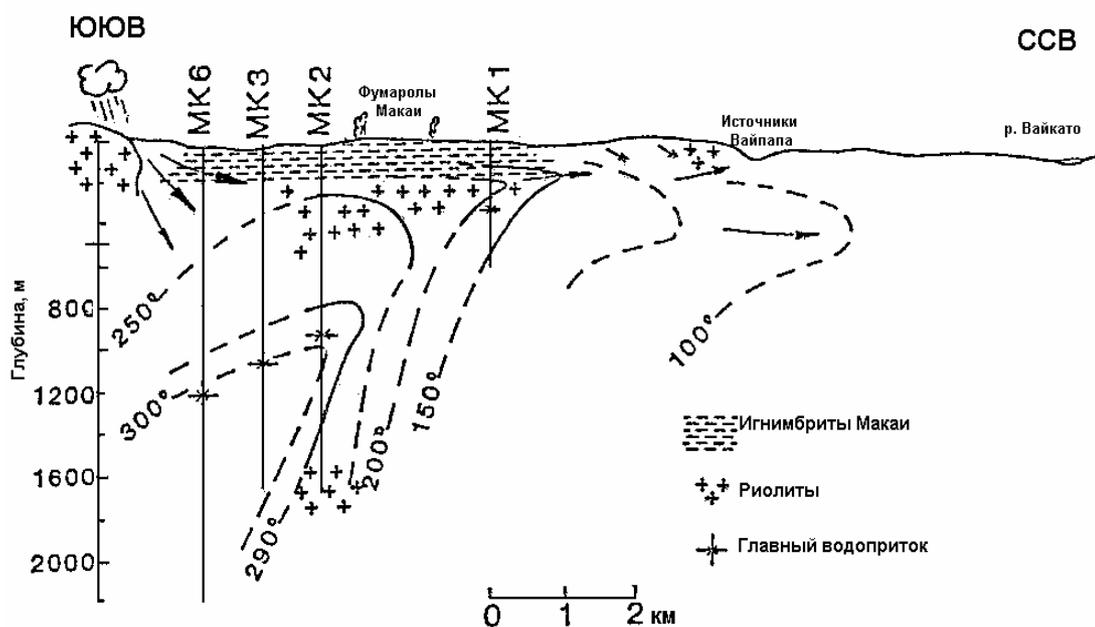


Рис. 5.6 Схематический разрез потока гидротерм через геотермальное поле Мокаи (Henley).

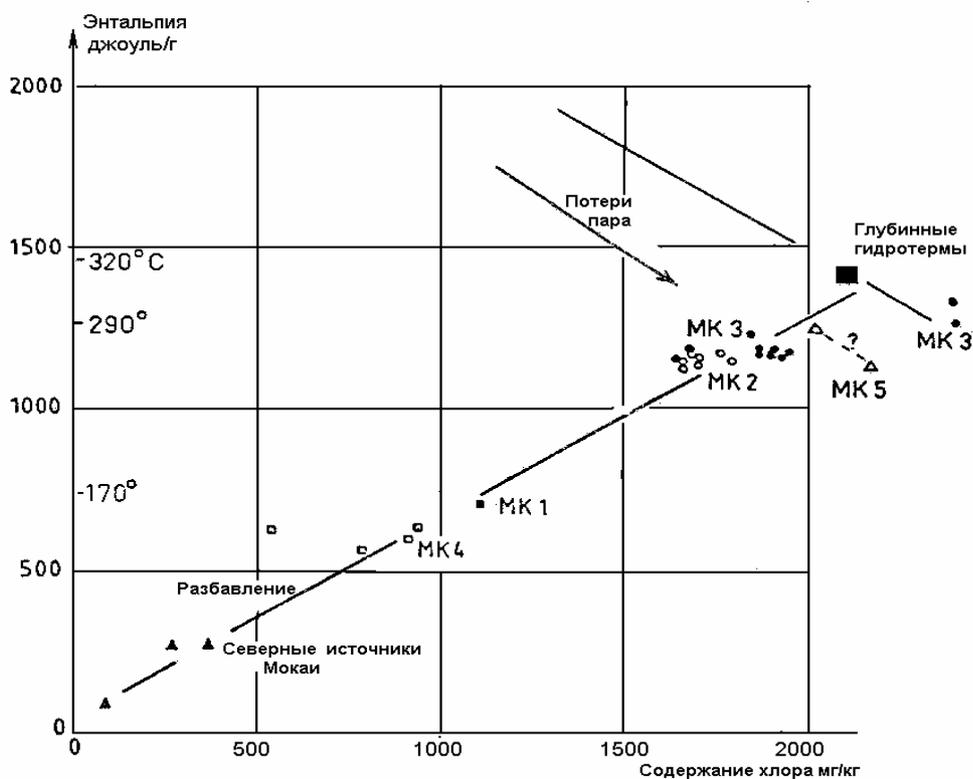


Рис. 5.7 Диаграмма энтальпия-хлор для Мокаи, показывающая тренд разбавления в направлении холодных грунтовых вод.

В районе Мокаи были проведены аэромагнитные работы (Suprijadi, 1985). Залёты делались через 1 км и высота 760 м над уровнем моря. Исследования показали низкую магнитную аномалию (после введения поправки на рельеф), совпадающую с аномалией низкого сопротивления (Рис.5.5). Эта магнитная аномалия вызвана разрушением магнитных минералов под воздействием гидротерм (подтверждено измерениями на отрезке керна). Риолитовые

купола, расположенные вдоль граница кальдеры (Рис.5.2) показывают магнитную аномалию. Внутрикальдерные риолиты к востоку от Мокаи могли подвергнуться воздействию гидротерм.

МК-2 имеет серебряно-золотое оруденение в интервале 250-500 м с содержаниями до 40 и 0,6 г/т, соответственно. Мышьяк содержится до 200мг/кг (М. Ward, личное сообщение) и имитирует поведение благородных металлов). Другие диагностические элементы в эпитегрмальных системах (т.н. сурьма, таллий) не показывают такой режим обогащения в скв. МК-2 и МК-3.

Активная эпитегрмальная система в Мокаи демонстрирует степень латерального растёка, который может быть характерен для относительно спокойного рельефа (менее 500 м превышение вершины риолитовых куполов над р. Вайкато на расстоянии 15 км). Она также показывает типы и распределение поверхностных гидротермальных изменений (по крайней мере, их отсутствие) и потенциальное распространение латеральных потоков в системе умеренного размера.

Латеральные потоки в вулканической зоне Таупо являются скорее исключением, чем правилом (Рис.5.2), так там размеры аномалий сопротивления (Рис. 5.8, а) значительно больше, чем районы ориентировочного интерпретируемые, как “зоны восходящих потоков”. Большинство промежуточных сопротивлений, являются следствием развития глин выветривания в осадочных породах, которые аккумулялированы в северо-восточном продолжении грабенов. Для сравнения, карта полуострова Коромандел показывает все эпитегрмальные месторождения и их ореолы сульфатного обогащения в том же масштабе, что и рядом расположенная зона Таупо (Рис.5.8, б).

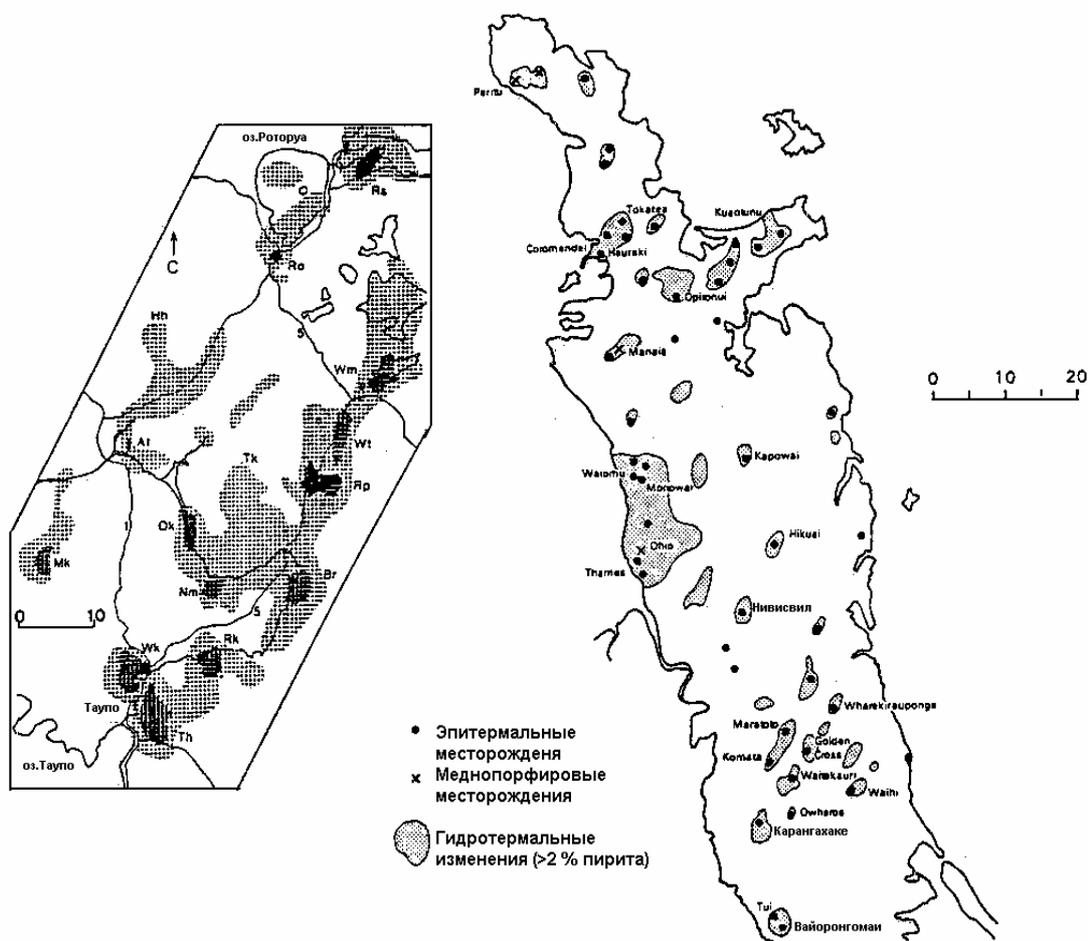


Рис. 5.8,а Общий план кажущихся сопротивлений (разнос электродов 500 м) большей части вулканической зоны Таупо (обобщено Hedenquist, 1986). Чёрные поля – более 100мм (главный очаг разгрузки), сетка 10-100 ом (растёк или поле глин) и поля без символов – более 100 ом (относительно свежие породы).

Рис.5.8,б Того же масштаба карта золотых месторождений и полей изменённых пород на золотых полях Хаураки пол-ва Коромандел, 100 км северо-западнее вулканической зоны Таупо (Christie, Braithwaite, 1986).

Полуостров Коромандел представляет собой миоцен-плиоценовый андезито-риолитовый вулканический комплекс, перекрывающий мезозойский граувакковый фундамент. Он очень похож в тектоническом отношении на вулканическую зону Таупо, которая располагается в 100 км к юго-востоку (в сторону глубоководного тренча). Распределение сульфидных полей косвенно отражает ореол гидротермальных изменений так же, как и аномалии сопротивлений. В связи с этим понятно, что пространственно и по размерам палеосистемы Коромандел очень похожи на современные системы зоны Таупо.

Гидротермальный поток в геотермальной системе Вайотапу изучался Hedenquist (1983). Эта активная система представляет особый интерес, так как эпитермальный тип минералообразования происходит на глазах под оз. Шампанским, которое заполнило кратер, образованный гидротермальным взрывом (Hedenquist, Henley, 1985,a).

Рисунок 5.9 схематически показывает геологическое строение района Вайотапу; границы поверхностных термопроявлений, ограниченные с севера дацитовыми конусами (возраст 160000 лет, на западе более древним куполом риолитов, показаны точечной линией). Также показаны кратеры, образованные 900 лет назад в результате гидротермальных извержений (один из которых заполнен оз. Шампанским). Рис. 5.10 показывает комплексы пирокластитики, залегающие субгоризонтально (ct, w2, w1 и ро-А, ро-В, ро-С). Измерения современных температур показывают температурную инверсию в северном направлении. Это может произойти под влиянием горизонта углекислого конденсата, который установлен в этой части региона, по отношениям смещения в скважинах (Рис.5.11). В скважинах северной части Вайотапу получены разбавленные хлоридные гидротермы, хотя содержания гидротерм, нагретых паром (на глубине обогащённые как CO<sub>2</sub>, так и сульфатами, и при наличии грязевых каолиновых котлов на поверхности) показывают, что глубинные гидротермы находятся в состоянии кипения по мере того, как они приближаются к поверхности на севере. Гидравлический уклон (градиент) наблюдается в направлении север-юг и наряду с конденсатным горизонтом гидротерм вызывает отклонение восходящего потока в южном направлении, где частично разгружаются по трещинам и разломам в оз. Шампанское. Эта миграция потока гидротерм схематически показана на Рис.5.12, наряду с гидротермальными изменениями и распределением рудопроявлений.

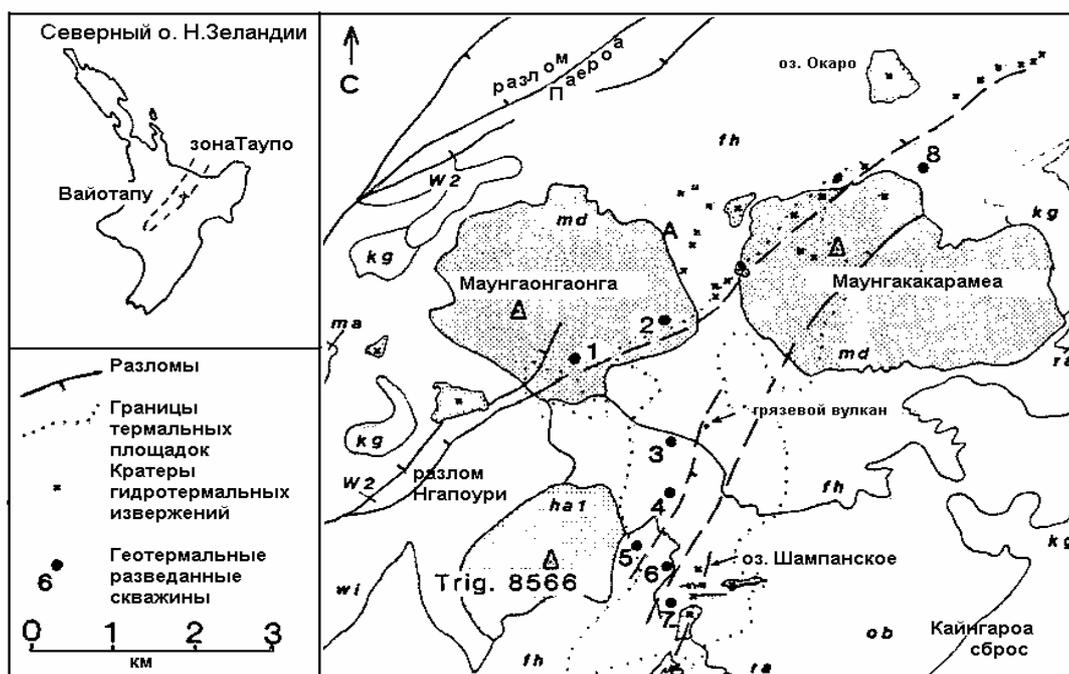


Рис. 5.9 Общая геология и структура района Вайотапу, составленная Хеденквистом и Хенли (Hedenquist, Henley, 1985,a). Современные пеплы и алевриты (fh и ob) покрывают большую часть поверхности, с редкими обнажениями разной степени спекания пирокластических отложений (ct, ma, kg,wi).

Размер конвективной ячейки фактически значительно больший. Местная стратиграфия в районе оз. Шампанского, подводящие каналы к кратерам гидротермальных взрывов, гидротермальные процессы (т.н. кипение) и наблюдаемое минералообразование, показаны на поперечном разрезе (Рис.5.12).

Вайотапу в некоторых аспектах аналогичен Бродландс. Он имеет подвешенные (зонтик) нагретые паром гидротермы на границе восходящих глубинных хлоридных гидротерм, действующих в качестве разбавителя. Кроме того, кратеры гидротермальных извержений также являются основными конусами гидротермальных потоков вблизи поверхности.

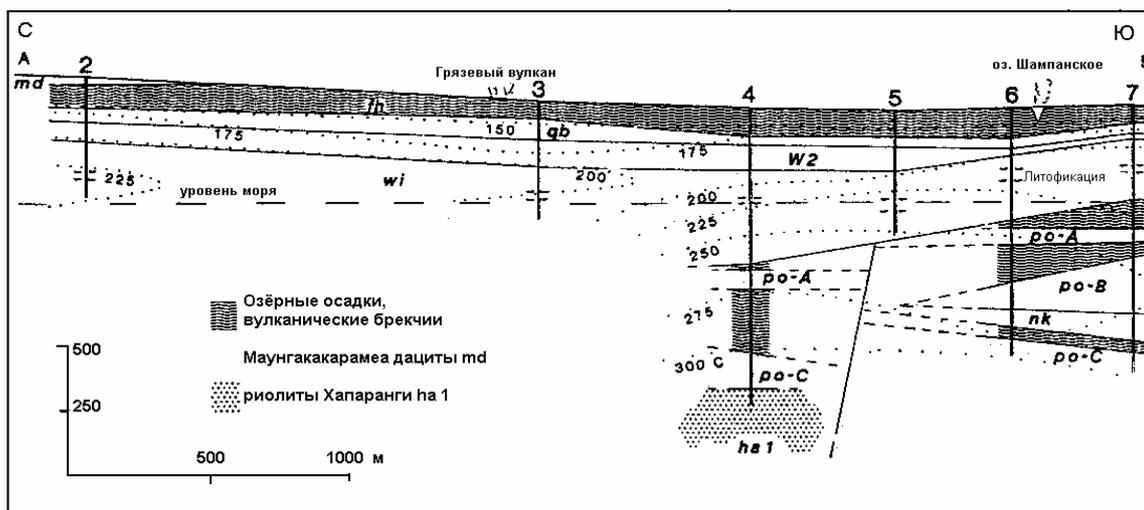


Рис. 5.10 Поперечный разрез север-юг скважин 2-7 в Вайотапу, показывающий геологический разрез и изотермы (Hedenquist, Henley, 1985, a).

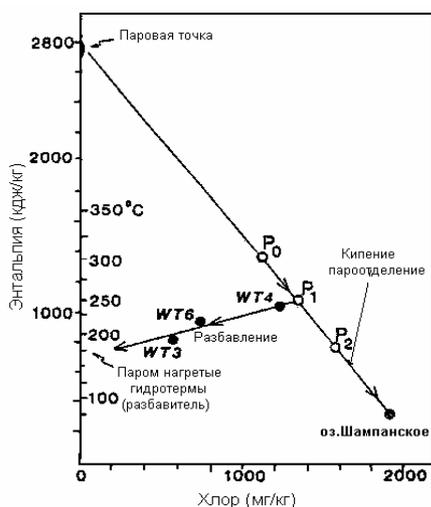


Рис. 5.11 Диаграмма смешения, показывающая разбавление глубинных 250<sup>0</sup> гидротерм (P<sub>1</sub>) и паром нагретых гидротерм T=170<sup>0</sup>C. Химический состав гидротерм из скв. г WT 1 и WT 2, на севере разбавлен и располагается на графике WT 3. Гидротермы из WT 7, на юге, располагаются между WT 6 и WT 4 (менее разбавленные). Отмечено насколько разбавлены гидротермы оз. Шампанского после поправки на кипение (парообразование) по мере миграции к поверхности (Hedenquist, Henley, 1985, a).

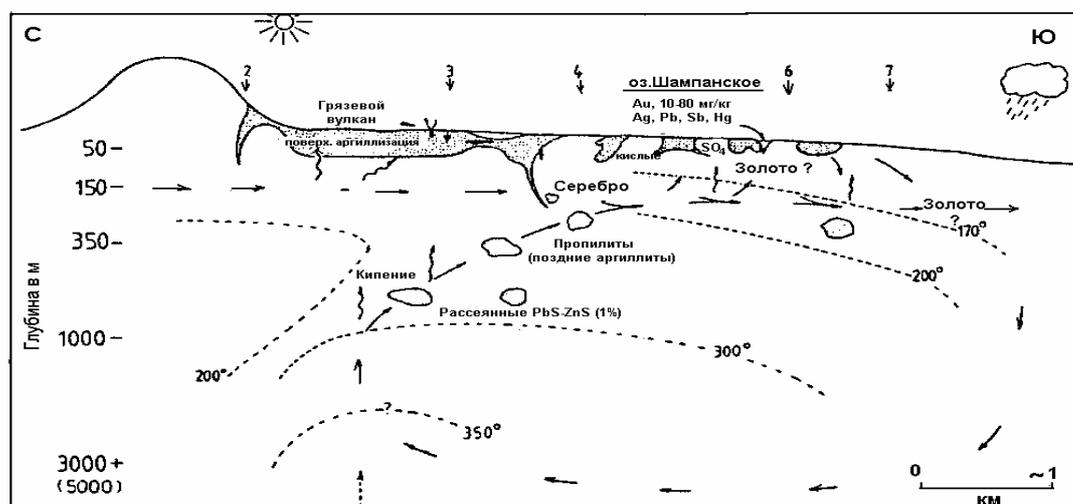


Рис. 5.12 Схематический разрез север-юг геотермальной системы Вайотапу, показывающий предполагаемую миграцию потока гидротерм и распределение гидротермальных изменений и рудопроявлений. Отмечаем не линейный вертикальный масштаб (Hedenquist, 1983).

## 5.2 Системы, связанные с андезитовым вулканизмом.

Восходящий поток гидротерм и последовательное горизонтальное перетекание может быть присуще для андезитовых вулканов с их высоким рельефом (т.н. Рис.4.12). Это приводит к значительно большему распространению поверхностных проявлений, связанных с современной системой и зонами гидротермальных изменений в палеосистемах. Здесь кратко будет описано распределение потока гидротерм в одной из характерных активных систем Филиппин.

В качестве примера гидротермального потока в районе андезитового вулканизма с расчленённым рельефом было выбрано геотермальное поле Бакон - Манито в южной части о. Лусон. Расположение этого поля показано на Рис. 5.3.

Топография этого района чрезвычайно неровная с превышением вулканического хребта над уровнем моря до 900 м на расстоянии лишь нескольких километров. В настоящее время этот район является центром андезитового вулканизма и, по меньшей мере, один из вулканов находится в активном состоянии (г.Майор).

Чётко прослеживаются два преимущественных направления тектонических разломов ССВ/ЮЮЗ и СЗ/ЮВ. Очевидно, этим можно объяснить образование восходящих и горизонтальных потоков в гидротермальных системах. Предполагается, что эта структура является следствием активизации правого горизонтального сдвига второго порядка. В связи с этим предполагается, что общий структурный режим будет преимущественно растяжением, что приводит к образованию структур вулканических обрушений, которые наблюдаются в данном регионе и образование нормальных разломов и простых грабенов с небольшими горизонтальными смещениями.

Геотермальный резервуар в Бакон-Монито может быть охарактеризован как однофазный с заполнением трещинных структур андезитового вулкана и интрузий диоритов жидкими гидротермами. Дайки, связанные с плутоническим комплексом часто пронизывают вышележащие вулканогенные аккумулятивные образования.

Вулканы имеют предположительно возраст от плиоцена доныне (т.е. 5-0 мл. лет), диориты и дайки образовались или одновременно с вулканами, или в некоторых случаях позже них. Предполагается, что гидротермальная деятельность в районе Бакон-Монито была на протяжении всего промежутка времени его существования. Количество фаз устанавливается по керну скважин и шлифам. Предполагается, что диоритовые интрузии, вскрытые скважинами, не являлись источником тепла современной системы. Скорее всего, кажется, что наиболее вероятно современные и предыдущие фазы активности были связаны с глубинными плутонами.

Некоторые данные по газовой геотермометрии указывают на то, что в резервуаре системы на больших глубинах могла быть встречена температура 322<sup>0</sup>С. Наивысшие температуры температура, полученные с помощью геотермометров в жидких гидротермах, равны 289<sup>0</sup>С. Значительный спад температур, определённый силикатным геотермометром, наблюдается в северо-западном направлении. Это соответствует скорости охлаждения 27<sup>0</sup>С на километр. Содержания хлора в гидротермах скважин 6000 мг/кг (1.0 вес % NaCl), прослеживается на расстоянии 10 км. Геохимия подтверждает модель, предложенную геофизиками, по которой считается, что зона восходящего потока гидротерм располагается в восточной части плато Палиянг Байян (Рис.5.13) и горизонтальный поток распространяется на северо-запад, который охлаждается в результате кондуктивной теплопроводности.

Имеются доказательства наличия потоков кислых сульфатных вод в некоторых возвышенных районах. Установлено, что эти потоки, проникающие в резервуар (800-900 м ниже уровня моря), образовались в результате инфильтрации по структурам холодных сульфатнокислых гидротерм в южной и юго-восточных частях района.

По-видимому, основные проницаемые зоны, пересекающие геотермальное поле, контролируются главным образом, разрывной тектоникой. С этими структурами связана тектоническая брекчия, дайки вулканов и трещины в диоритовом теле. Поровая (литологическая) проницаемость имеет второстепенное значение. Тем не менее последний тип проницаемости будет играть важную роль при длительной добыче тепла. Имеются данные о том, что литологическая проницаемость могла быть когда-то высокой в пористой вулканической брекчии, но постепенно проницаемость её уменьшилась в результате отложений вторичных (гидротермальных) минералов из гидротерм.

По-видимому, наибольшая проницаемость присуща наиболее крупным разломам. Однако имеются некоторые данные, что все разломы, хорошо прослеживаемые на поверхности, не всегда проницаемы. Несмотря на преимущественно трещинную проницаемость, имеются надёжные доказательства, что геотермальное поле обычно хорошо гидравлически сообщается, что означает наличие 3-х мерной сетки тектонических разломов, пронизывающих большую часть геотермального района.

Геометрия системы, приведённая на Рис. 5.14 и 5.15, показывает изолинии гипсометрических уровней верхней поверхности горизонта низких сопротивлений.

Поскольку поверхность высокогорного района располагается выше измеренного уровня воды в скважинах, то этот горизонт предположительно соответствует подвешенному водоносному горизонту кислых конденсатных гидротерм, который располагается над резервуаром глубинных хлоридных гидротерм и распространяется вплоть до зоны поверхностных гидротермально изменённых пород, образованных гидротермами этого подвешенного водоносного горизонта или гидротермами предыдущей фазы гидротермальной деятельности. Наличие источников сульфатных гидротерм на высоких абсолютных отметках (400-700 м) над зеркалом глубинных гидротерм (100-200 м) предполагает, что поверхность горизонта низких сопротивлений, ооконтуренного на Рис. 5.13, по - видимому, представляет дренаж. Она питает горизонт подвешенных кислых гидротерм, по которой нагнетаются хлоридные глубинные гидротермы.

Район наибольших абсолютных отметок, где проявляются эти гидротермы, располагается в пределах участка, ограниченного горой Пантас на востоке, долиной Кавайян на юге, плато центральной Пабайянг Байянг на западе и кратером Плайянг Байянг на севере (Рис. 5.13).

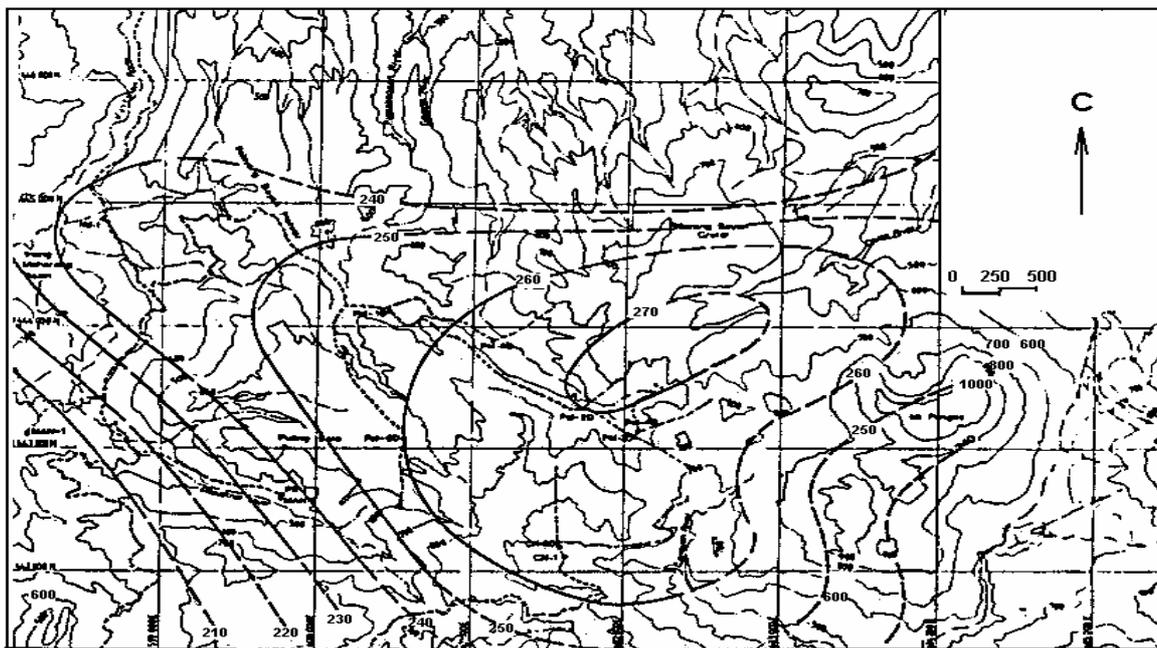
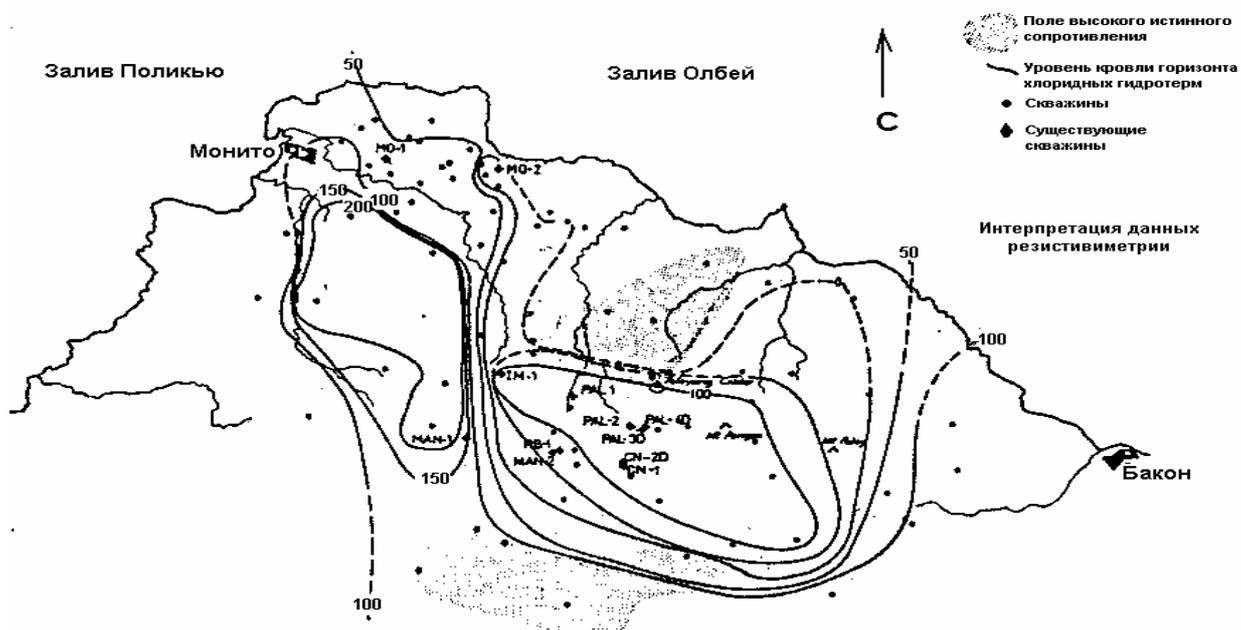


Рис.5.13 (верхний). Расположение геотермальной системы Бакон-Монито и распределение сопротивлений

Рис. 5.14 (нижний) Изотермы на глубине 1000 м ниже уровня моря центральной части района Рис.5.13.

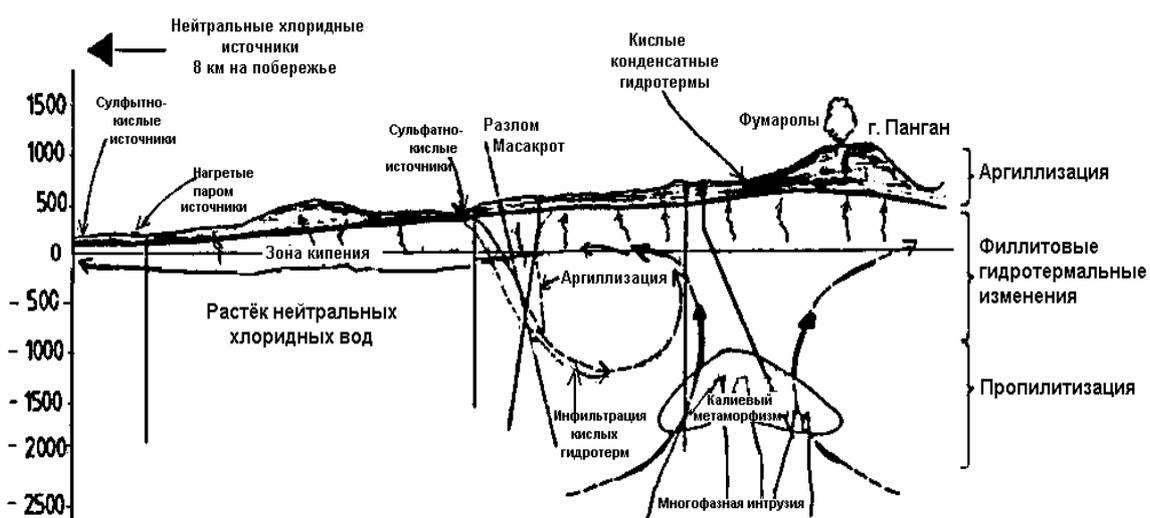
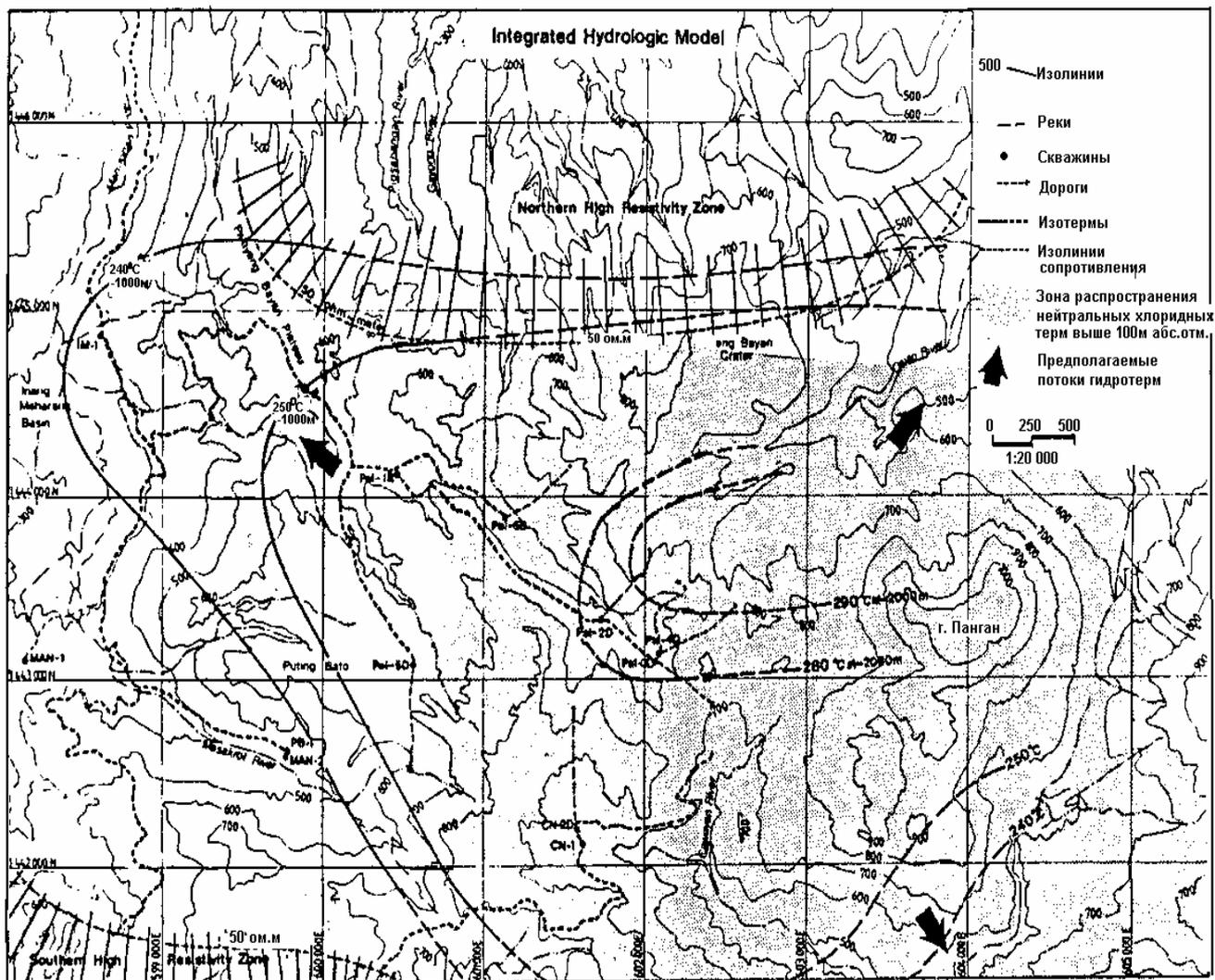


Рис.5.15 (верхний). Гидрогеологическая модель геотермальной системы Бакон-Монито. Лузон.

Рис.5.16 (нижний). Схематический разрез восток-запад

Изотермы, нарисованные по данным измерений температур в скважинах, подтверждают геофизическую модель на разведанном участке (Ри.5.14). Изотермы, подтверждённые измерениями, проведены сплошной линией, пунктирные линии нанесены методом экстраполяции по геофизическим данным. По ним можно предполагать, что наивысшие температуры гидротерм в системе можно ожидать восточнее и северо-восточнее скважины PAL-2D. Гидрогеологическая модель геотермальной системы показана на Рис. 5.15 и 5.16. Ориентация изотерм и изолиний сопротивлений в основном контролируется разрывной тектоникой. Северо-западное юго-восточное направления гидротермального потока совпадают с северо-западными разломами.

Было установлено, что относительно холодные сульфатнокислые гидротермы просачиваются глубоко в осадочный комплекс (резервуар) по структурам в южной и юго-западной частях района, и, вероятно, в центральной части по ССВ-ЮЮЗ разломам. Сульфатно кислые гидротермы могли изолировать стенки дрен в результате взаимодействия с вмещающими породами, в которых образовались маломощные гидротермальные изменения. Кроме этого установлено, что эта изоляция была водопроницаема и отделяла эти разломы (дрены) от остальной части водоносного комплекса. Растёк гидротерм на северо-запад развивается в виде языка гидротерм в интервалах глубин 600-1000 м ниже уровня моря. Химические тренды гидротерм потока показывают, что отмечается очень слабое изменение не в результате латерального падения давления. Однако, очень слабое падение температур вследствие кипения возможно происходит в результате латерального падения давления. Однако, очень слабое падение температур ( $3.5^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) и постоянная концентрация хлора на протяжении более 10 км вдоль потока от зоны восходящего потока до низменности Монито, позволяет предполагать наличие процесса кипения лишь в умеренной степени.

Кислые гидротермы в понижениях образуются вследствие окисления конденсатов на небольшой глубине и смешения с метеорными водами. Наконец, они могут образоваться в верхней части растёка гидротерм, насыщенных газами вследствие вертикального выделения (сегрегации) газов из глубинных гидротерм, и окисляются на контакте с грунтовыми водами вдоль верхней поверхности горизонтального потока гидротерм.

Горизонтальные потоки (северо-восточный и юго-восточный), определённые по данным геофизики (Рис.5.13) изучены слабо. Здесь отсутствуют источники с хлоридными гидротермами, тогда как северо-западный гидротермальный поток хорошо прослеживается по поверхностным термопроявлениям в виде хлоридных источников. Это позволяет предполагать, что северо-восточный и юго-восточный потоки располагаются глубже относительно топографической поверхности вследствие более слабой проницаемости слоёв в верхней части разреза.

Итак, гидрогеологическое проявление геотермального поля Бакон-Монито представлено достаточно хорошо. Анализ геофизических данных показывает примерную площадь  $12 \text{ км}^2$ , занимаемую обширным растёком гидротерм на северо-восток и юго-восток. Если включить сюда все гидротермы с температурой более  $250^{\circ}\text{C}$ , то площадь активной эпитеермальной системы составит  $17 \text{ км}^2$ . Общая площадь как восходящего потока, так и зоны растёка, ооконтуренные изотермой  $200^{\circ}\text{C}$ , составит  $50 \text{ км}^2$ .

### **5.3 Потоки гидротерм в геотермальных системах, развитых на морском дне (подводно-морские геотермальные системы).**

Недавнее открытие разгрузки горячих источников в океанических хребтах приводят к выводу о существовании конвекции в морских условиях. Однако, интерес к подводно-морским геотермальным системам проявляется в связи с образованием месторождений типа Куроко в приграничных бассейнах (впадинах). Они расположены в тыловой части дуг в противовес к средам, характерным для океанических хребтов, где сделано большинство открытий (но эти условия не образуют какие-либо рудные формации вследствие возможной субдукции; скорее всего месторождения Кипрского типа возможно связаны с вулканизмом тыловой части океанического хребта).

Cathles (1983) моделировал поток морских вод вокруг интрузии, связанной с минерализацией Куроко. Хотя эта схема делалась к подводно-морской системе, концепция её может быть применима к эпитеермальным системам, чтобы понять распределение изотопов в масштабе региона. Рис. 5.17 показывает изотермы и миграцию гидротермального потока в конвективной ячейке вблизи интрузии (внизу слева) в различные периоды истории ячейки. Рисунок 5.18 показывает распределение изотопов в породах вокруг интрузии в различные периоды жизни системы и для различной проницаемости пород. Здесь представлена картина изменений, которые важны при определении, когда мы находимся в такой системе (т.е. вдоль линии нагревания или охлаждения) и как она может направить нас к очагу разгрузки.

Поскольку гидротермы нагреваются, фактор фракционирования уменьшается; это, наряду с тем, что вода легче пород, приводит к тому, что порода становится изотонически легче. Но как только гидротермы, попадая вглубь системы, нагреваются до возможных пределов, а затем начинают остывать, то фактор фракционирования нарастает, приводя к увеличению в породах  $\delta^{18}\text{O}$ . Эта картина распределения  $\delta^{18}\text{O}$  качественно соответствовала породам в окрестностях округа Фуказава Козане Куроко (Gree et al., 1988). Рисунок 5.19, а показывает локальное уменьшение  $^{18}\text{O}$  по мере приближения к рудному телу (т.е. по мере того, как гидротермы нагревались и взаимодействовали с породами), хотя содержание изотопов в большинстве скважин увеличивалось по мере уменьшения глубины (с уменьшением палеотемператур). Это изотопное изменение в гидротермальном потоке также отражено в интенсивности гидротермальных изменений (Рис. 5.19,б).

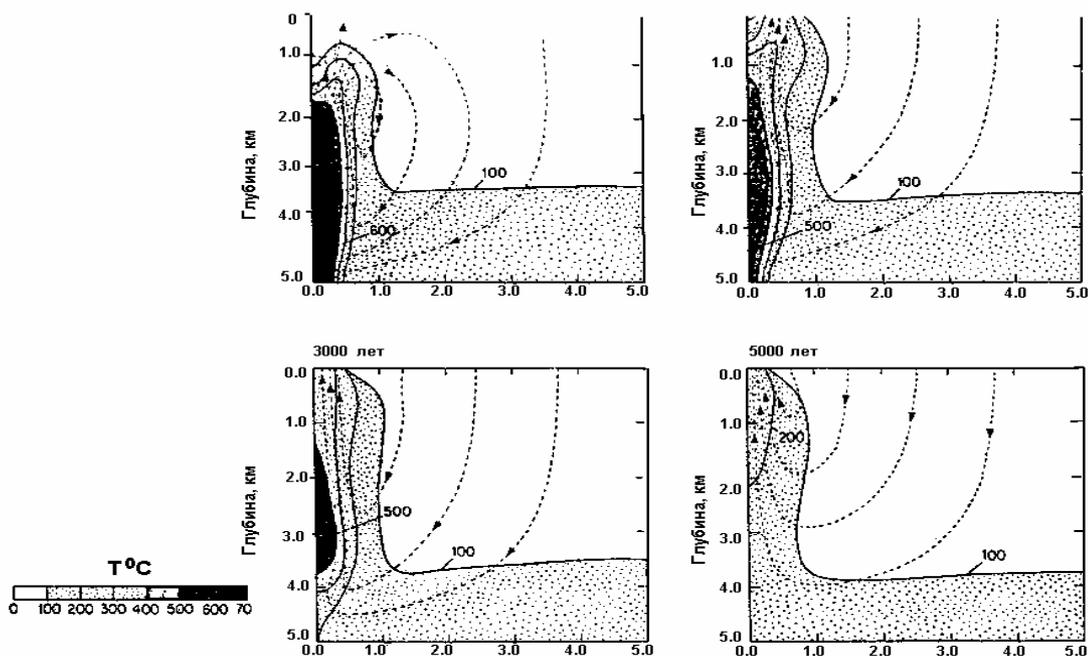


Рис. 5.17 Поперечные разрезы, показывающие конвективное охлаждение магматического очага с использованием последовательной химической циркуляции. Магматический очаг, шириной 1.0 км и высотой 3.25 км. Проницаемость 5.0 м дарси с уменьшением в 5 раз на каждые  $100^{\circ}\text{C}$  при  $t$  более  $300^{\circ}\text{C}$  в породах до  $t > 300^{\circ}\text{C}$ . Линии течений и изотерм в 1,2,3 и 5 тысяч лет после внедрения интрузии. Отмечается, что гидротермы избегают (циркуляции вокруг) плутона, когда он нагрет и относительно непроницаем. Гидротермы проникают в интрузии лишь после его охлаждения до  $350^{\circ}\text{C}$ . Гетерогенная проницаемость вблизи поверхности (т.н. благодаря разломам) будет в основном нарушать и видоизменять эту картину. Cathles, 19833.

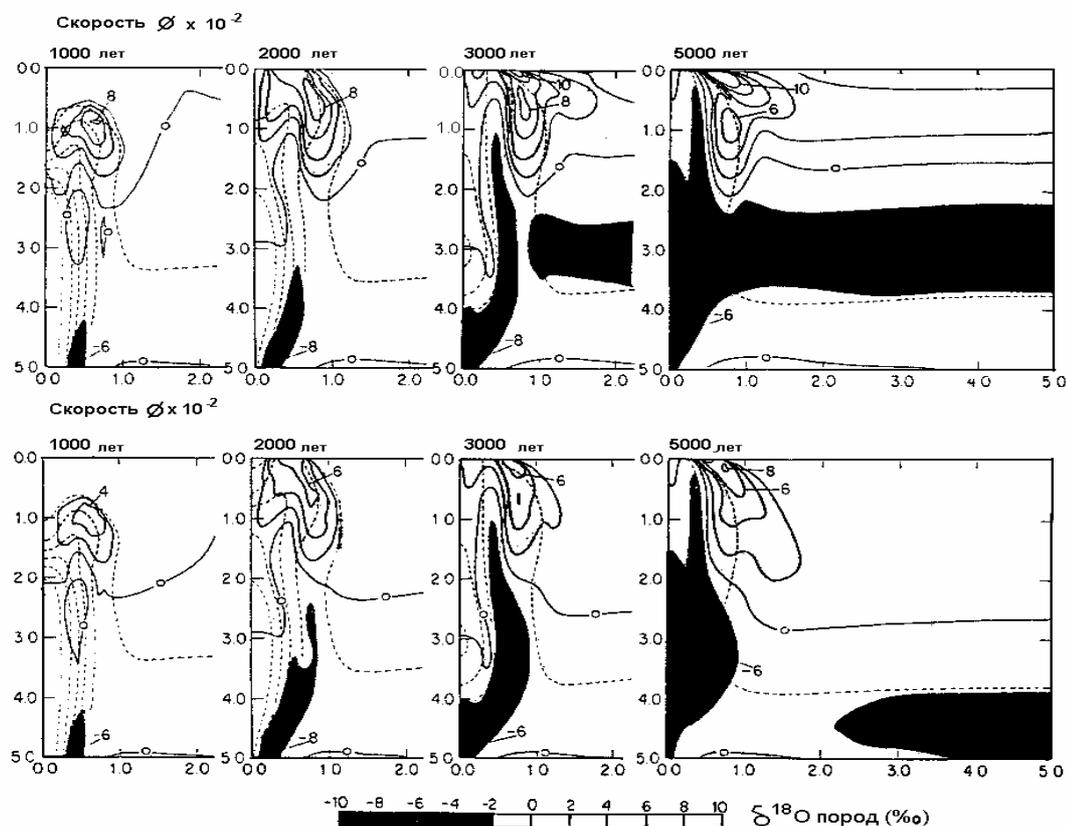


Рис. 5.18 Распределение  $^{18}\text{O}$  вокруг интрузии из Рис. 5.17 обмена с морской водой в различные периоды и с различной проницаемостью. Cathles, 1983.

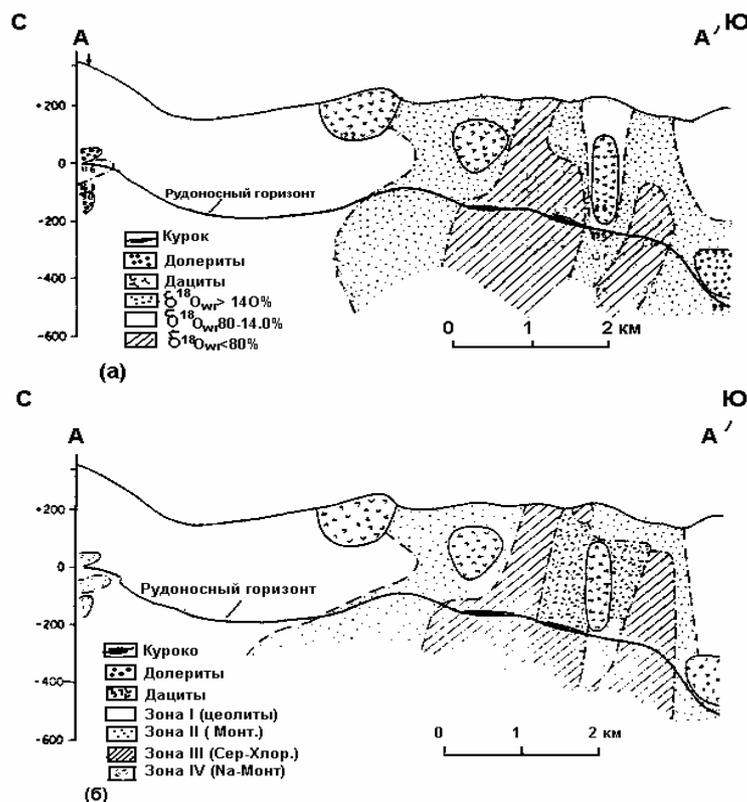


Рис. 5.19: (а) – кривая значений  $\delta^{18}\text{O}$  пород до и после рудообразования в скважинах месторождения Фуказавы Куроко; (б) зоны гидротермальных изменений по тому же разрезу, что и (а). Greah et al., 1983

#### 5.4 Фокусирование гидротермального потока в зонах брекчирования.

Гидротермальная брекчия связана непосредственно с развитием вторичной проницаемости и, по существу, является очень важным фактором в эволюции близ поверхностной гидрогеологии эпitherмальных систем. Образование брекчии, происходящее в гидротермальном потоке за счёт сосредоточенного (сфокусированного) истечения гидротерм в узкой дрене, вызванного процессами, сопутствующими снижению давления, связанного с минерализацией. Снижение давления является результатом гидравлического трещинообразования (возможно сопровождаемое гидротермальным извержением), вызванного кипением (или вторжением вышележащих сульфатнокислых гидротерм или грунтовых вод в глубинную систему). Признаки гидравлического трещинообразования и брекчирования обычны и рассматриваются ниже.

Отложения гидротермальных взрывов обычны во всех реальных современных эпitherмальных системах в Н. Зеландии и их аналоги сейчас прослежены во многих палео эпitherмальных системах. Они часто располагаются над рассеянной рудной минерализацией и каналы, подводящие гидротермы, могут проследиваться в рудных зонах (т.н. Касуга и Иваито (гл. изученные примеры) в Японии, Раунд Монтейн, Бореалис и Хасброук в Неваде и Маклавллин в Калифорнии и т.д.). Siliotoe et al., (1984) также отмечают обширную золотую минерализацию, связанную с аналогичной гидротермальной брекчией в Вау Папуа Н. Гвинея. Эти формации обсуждаются детально Hedenquist и Henley (1985,a) и Nelson и Giles (1985).

Гидравлическое трещинообразование и изменения образуются при локальной изоляции приповерхностной части гидротермальных дрен. Периодическое разрушение изоляции в результате гидротермального трещинообразования, сопровождаемое или тектоническими событиями и скоплениями газов (Рис. 5.20), формируют новые дрены, направленные к поверхности (т.н. в Вайотапу вблизи оз. Шампанского; Рис.5.21). Эти события часто производят повторные разрушения зон окремнения и минерализации (Hedenquist, Henley, 1985,a).

Гидротермальный взрыв отлагает кольцо кратеров взрыва (т.н. оз. Шампанское, Вайотапу) и представлено плохо отсортированными (часто угловатыми) обломками в мелкообломочной массе (Рис. 5.22). Обломки обычно гидравлически раздроблены и покрыты кремнезёмом и пиритом (Рис.5.23). Наилучшим образом они известны в активных системах, т.к. они не окремнены (крайне часто заняты горячими источниками или кислыми озёрами), то их не задействовавшие отложения эродированы. В месторождении Маклавллин в Калифорнии окремнённые гидротермальные брекчиевые отложения были законсервированы вблизи ртутных “глорихоул”; эта брекчия содержит обломки гейзерита (кремнезёма источников).

Каналы извержений заполняются брекчированным материалом, который не выбрасывается. Такие примеры из месторождений западных штатов США можно видеть на Рис. 5.24 (Nelson? Giles, 1985). Эти брекчированные зоны

часто содержат золотое рудопроявление (т.н. Раунд Монтейн, Невада; Маклавин в Калифорнии и Саммитвил в Колорадо). Однако большие содержания могут часто образовываться и вблизи канала извержения, где наблюдается депрессивная зона давления (зона откачки), вызванная наличием гидротерм. В некоторых случаях (т.н. Вау в Папуа Н. Гвинея; Sillitoe et al, 1984) субповерхностные и поверхностные отложения термальных извержений последовательно размещали поток гидротерм, а сейчас минерализованы. В Вау гидротермальная брекчия отличается от брекчиевых образований, связанных с моарами. Большая часть мощных отложений гидротермальных извержений (взрывов) (до 500 x 450 x 120 м мощности) в Вау скользила вниз по склону и в последующем подверглась минерализации, образуя сложную геологическую структуру (Sillitoe et al., 1984). Высокое содержание руды в Вау (10-30 г/т золота) отмечается в умеренно накопленных залежах внутри или в основании изверженных образований и переходящих в крутопадающие, но минералогически аналогичные жилы. Отмечаются слабые гидротермальные изменения, связанные с этими залежами в виде серитизации и каолинизации.

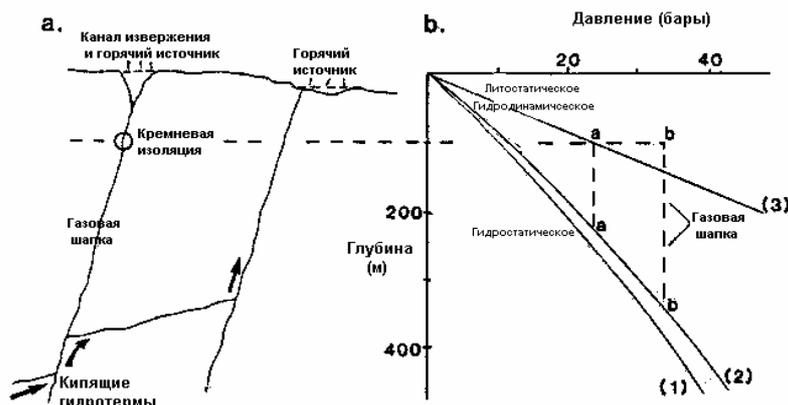


Рис. 5.20 Отношение давления и глубины в процессе развития геотермальных извержений в высокотемпературных системах (в каналах горячих источников и скважинах). Формирование локальной изоляции в системе (например, через отложение кремнезёма, закупорка задвижек на оголовке скважин) даёт возможность газу, растворённому во время истечения за счёт температурного градиента нижней трещинной системы, накапливаться в виде “газовой шапки”. До изоляции давления в проточной системе (системе дренажа) несколько выше гидростатического давления горячих гидротерм, по мере накопления газа, прогрессивно больше давления в водоносном комплексе, оно воздействует на изоляцию газовой “шапкой”. Извержение, возможно, происходит в результате сейсмического события и в результате переданного избыточного литосферного давления, сопровождающего растяжение горных пород. Большая часть извержений и процессов кратерообразования приводит к эрозии стенок трещин за счёт воздействия расширяющейся смеси газа+пара+воды (Hedenquist, Henley, 1985, a).

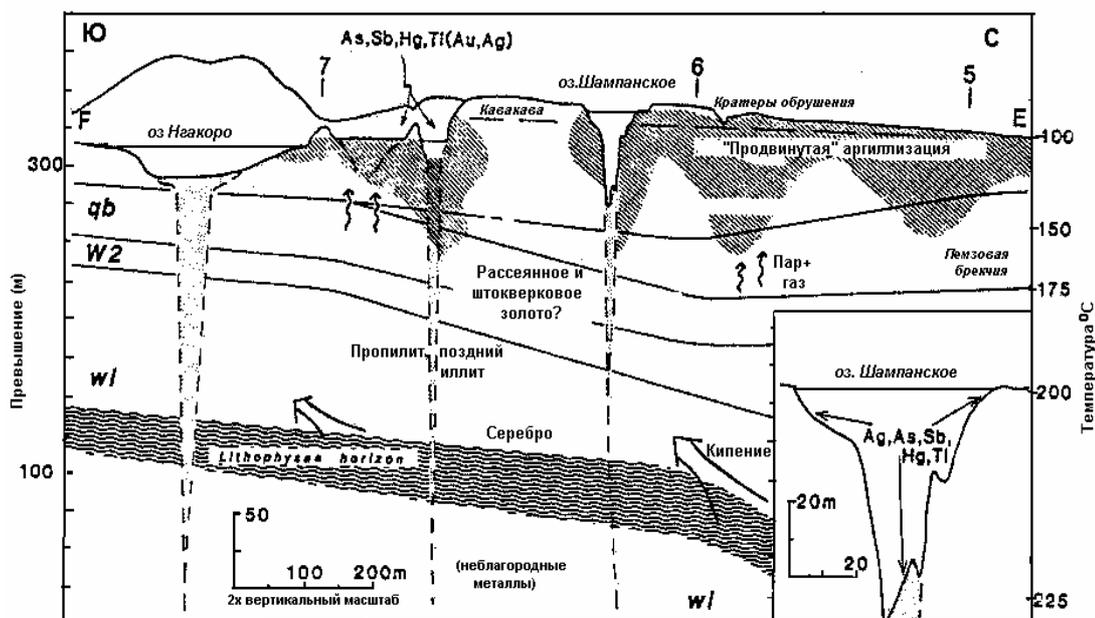


Рис. 5.21. Поперечный разрез через южную часть Вайотапу, показывающий глубину распространения гидротермальных извержений (Hedenquist, Henley, 1985).



Рис. 5.22 Слабо сортированные отложения гидротермальных взрывов, перекрывающие пемзовый горизонт вблизи кратера оз. Шампанского, Вайотапу, Н. Зеландия.

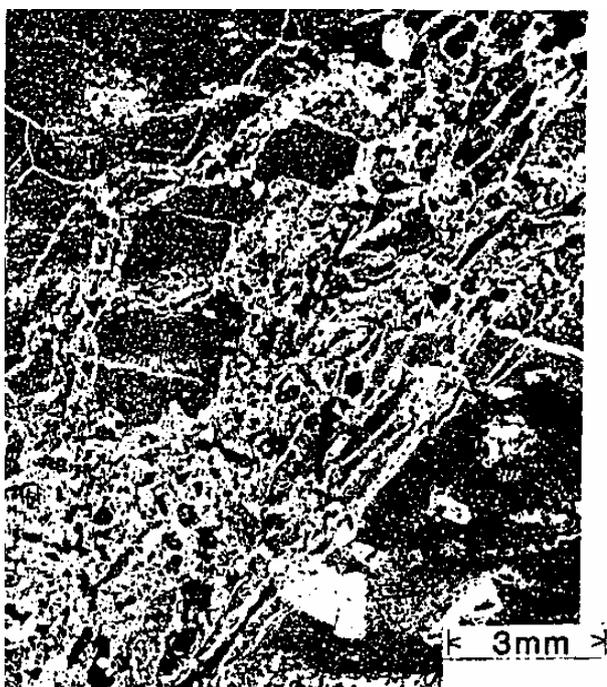


Рис. 5.23 Угловатый обломок в одном из отложений гидротермального взрыва Вайотапу. Этот обломок был выброшен с глубины ~200 м. Имеет “зигзаговую” текстуру предшествующего брекчирования, впоследствии сцементированную кремнезёмом и пиритом. Поле наблюдения 2 мм. (Hedenquist, Henley, 1985,a).

В Национал Белл Майн в Неваде (Virne, 1985; см. гл. Изученные примеры) вероятная гидротермальная брекчия заполняет жерло, которая располагается в висячем боку рудной трещинной системы. Однако, сама жерловая брекчия не рудоносная. В примере Ивата (Izawa, Cuminghan, 1987) гидротермальная жерловая брекчия находится внутри рудного тела, но местами она пересекает контакт между рудой и относительно безрудными породами, что позволяет предполагать их возможное образование после рудоотложения. Части брекчий за пределами рудного тела не минерализованы, что свидетельствует или об их образовании после рудоотложения, или же они не являлись дренами рудных гидротерм.

Размер кратеров в Вайотапу и распределение отложений гидротермальных извержений хорошо документировалось (Рис. 5.9, 5.25 и 5.26). Очевидно, что здесь существенно минерализованы южные кратеры, возможно потому, что события на севере воздействовали на систему так, что местами очаг разгрузки гидротерм в южном направлении (Hedenquist, 1983). Хотя северные кратеры (Рис. 5.25) выбрасывали гидротермально изменённые породы, они сейчас не разгружают гидротерм, что подтверждает предположение о смещении активности на юг.

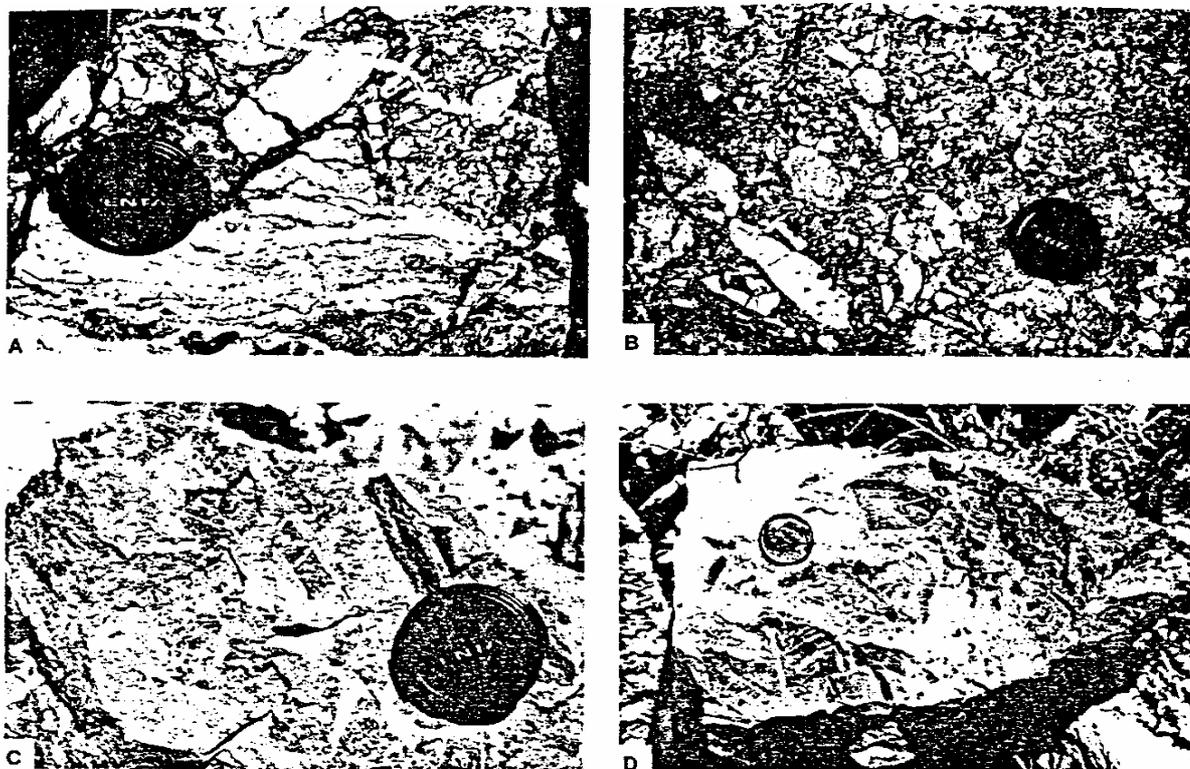


Рис. 5.24 Брекчия гидротермального взрыва из а) отложений Маклавинов, Калифорния; в) отложений Косуга в Японии; с) отложений Бореалис в Неваде; д) отложений Хасброук, Невада. Nelson, Giles, 1985.

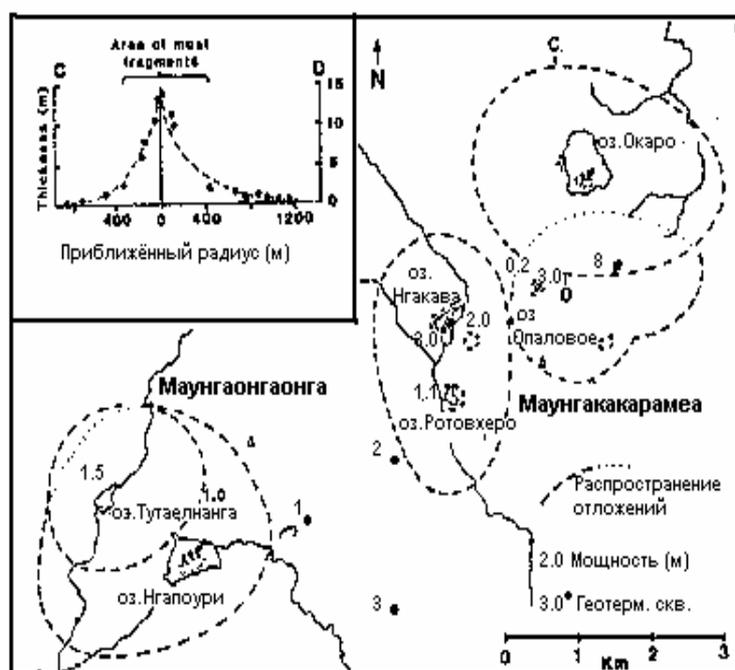


Рис. 5.25 Распределение извергнутых отложений вокруг кратеров в северной части Вайотапу (Hedenquist, Henley, 1985).

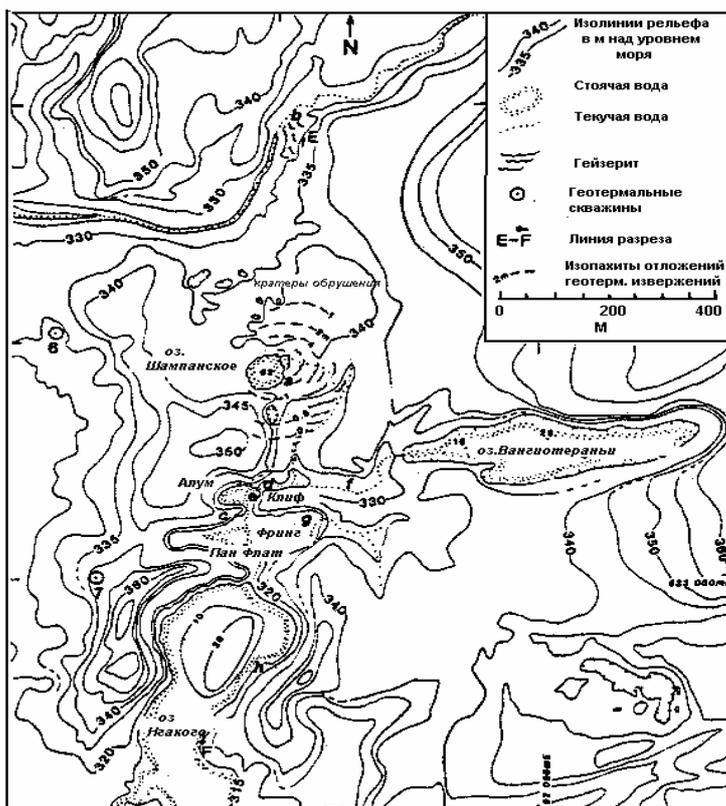


Рис.5.26. Размеры кратеров гидротермальных взрывов и их распределение в южной части Вайотапу. Поперечный разрез с юга на север на рис. 5.21. (Hedenquist, Henley, 1985a)

Брекчирование и отложения, связанные с гидротермальными взрывами, не всегда можно отличить от вулканической, осадочной, тектонической и химической брекчий и неправильная идентификация может привести к ошибке в интерпретации и реконструкции эпитептермальной системы. Поперечный разрез структуры с “загадочной” структурой является достаточно хорошим доказательством гидравлического структурообразования, хотя полноценное определение обычно возможно только сделать в контексте всей системы (скорее всего при изучении обнажений, чем под микроскопом). Таким образом, лишь полноценная полевая геологическая работа, чётко устанавливающая взаимоотношения в разрезе пород и т. д., может быть использована для интерпретации множества типов брекчий, которое характерно для эпитептермальных систем в вулканических породах. Картирование всех брекчий (первичных и вторичных), наряду с другими свитами (горизонтами), которые слагают водоносные и водоупорные горизонты, необходимо для реконструкции палеотопографии и палеогидрогеологии эпитептермальной системы.

## 6.0 Гидротермальные изменения в эпитептермальных системах.

### 6.1 Введение.

Изучение гидротермальных изменений важно при исследовании эпитептермальных рудных месторождений по нескольким причинам:

1. Вторичные минералы регистрируют физико-химические условия, существующие в эпитептермальной системе в период рудообразования (т.н. температуры, температурные градиенты, зоны кипения и смешивания гидротерм и т.д.).

2. Парогенезис гидротермальных минералов может свидетельствовать о цикличности или угасании эпитептермальной системы или наложении одной системы на другую (т.н. эпитептермальной на меднопорфировую).

3. Гидротермальные изменения дают возможность определять расположение месторождений и поскольку они обычно занимают большую площадь, чем рудопроявление, то могут использоваться в качестве поисковой цели.

Для понятия и создания модели эпитептермальной системы, должны быть охарактеризованы как гидротермы, так и гидротермальные минералы. Гидротермы обсуждались и описаны ранее. Браун (1978, 1984,6) обобщил факторы, влияющие на образование гидротермальных минералов, и показал, что гидротермально изменённые горизонты развивались в зависимости от а) температуры, в) давления, с) типа пород, d) проницаемости, e) состава гидротерм, f) продолжительности активности.

Браун (Browne, 1978) определил, что влияние типа пород на равновесие было наиболее значительным при низкой температуре (<1800°C). Выше этой температуры (приблизительно до 350°C) минеральные комплексы не зависят от типа пород. Хотя это справедливо не всегда.

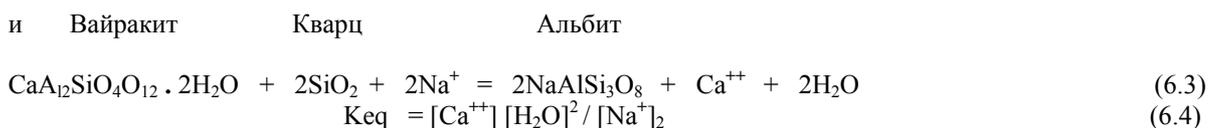
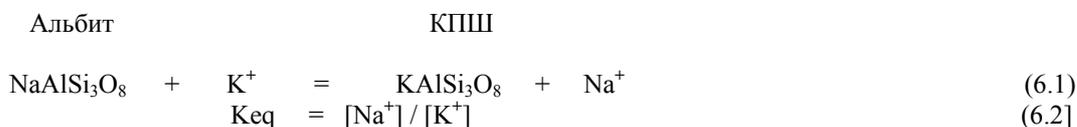
Ранее считалось, что зависимость гидротермального метаморфизма от типа пород является следствием воздействия гидротерм на образование щелочно-известкового и щелочного вулканизма. Примеры скарнов и гидротермального метаморфизма, развитого в ультраосновных поясах, показывают, что тип породы может оказывать очень сильное влияние на минералогию метаморфических пород.

## 6.2 Равновесия минерал – гидротермы в эпитеермальных средах.

В этом разделе мы сделаем обзор обычных реакций образования гидротермальных минералов, которые происходят в эпитеермальных средах, и их интерпретацию в виде равновесий минерал – флюид, т.е. приведём описание химических процессов в гидротермах, из которых образуются минералы.

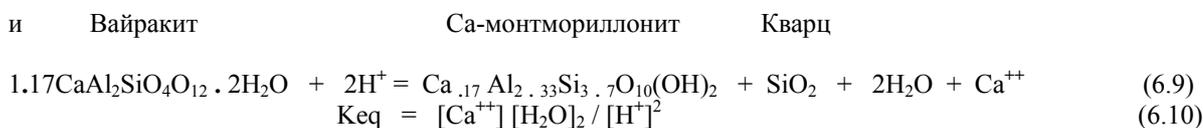
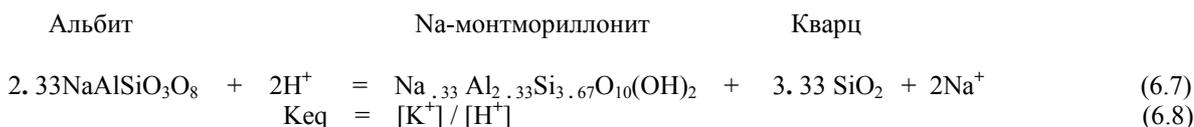
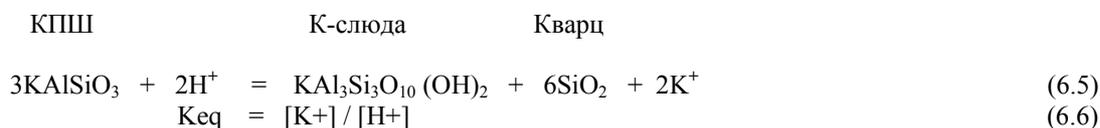
### 6.2.1. Реакции гидротермальных изменений, связанные с почти нейтральными гидротермами.

В эпитеермальных водоносных комплексах, в которых высокая проницаемость и время воздействия воды на породы достаточно длительное, должно устанавливаться химическое равновесие.



Ке<sub>q</sub> - константа равновесия реакции, зависящая от температуры. Для конкретной температуры можно прогнозировать состав гидротерм в равновесии с предполагаемой минеральной реакцией.

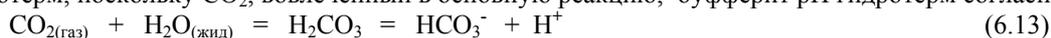
Активность иона водорода (pH = -lg [H<sub>4</sub>]) контролируется реакциями гидролиза:

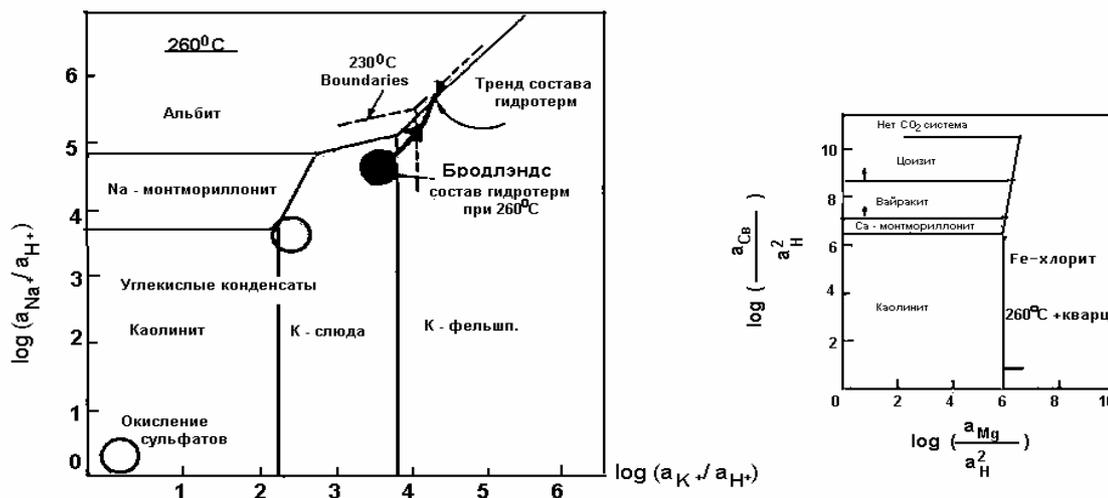


Выражение константы (Ке<sub>q</sub>) для реакций активности (“концентраций”) твёрдых фаз допускается одна для всех и поэтому она не включена в минеральные равновесия. Мы не будем обсуждать термодинамику этих реакций и в дальнейшем. Хороший обзор по этому вопросу и других привлекаемых гидротермальных равновесий приводится из Henley et al., (1984).

На основании написанных уравнений, возможно, связать минеральные реакции с составом гидротерм и, следовательно, получить их химический состав по минералогическим комплексам. Состав глубинных гидротерм в геотермальной системе Бродлэндс (т.н. pH, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>E</sup> и т.д.) хорошо известен и он показан на Рис. 6,а (Browne, Ellis, 1970). Его расположение соответствует присутствию высоких содержаний иллита (К-слюда) в керне и шлифах, хотя также представлены адуляр и альбит

При кипении эпитеермальных гидротерм, даже при повышенных содержаниях Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup> в остаточном растворе, их отношение остаётся постоянным; эта также справедливо, если гидротермы разбавлены гидротермами с нулевыми содержаниями Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup>. Однако, во время кипения газ (в основном CO<sub>2</sub>) переходит в пар. Это приводит к сдвигу в pH гидротерм, поскольку CO<sub>2</sub>, вовлечённый в основную реакцию, буферит pH гидротерм согласно





Так как  $CO_2$  (растворённый в жидкости в виде  $H_2CO_3$ ) переходит в пар (вследствие его сильного фракционирования в парогазовую смесь), реакция 6.13 сдвигается влево,  $H^+$  расходуется и pH увеличивается. Это крайне важная реакция в низкосерных системах и будет рассмотрена более детально в главе Рудообразование (Минерализация).

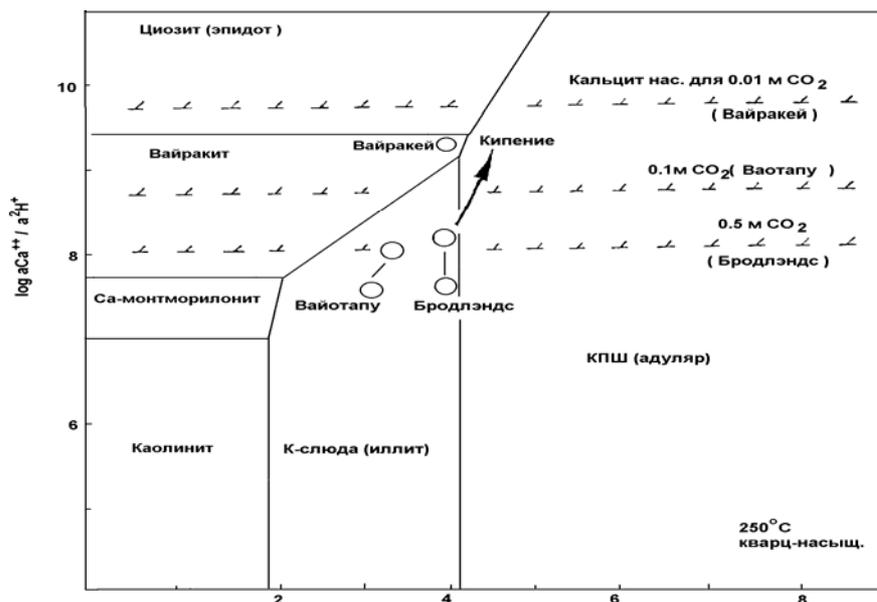


Рис. 6.1,а и b. (верхний левый и правый) вод  $a_{K^+}/a_{H^+}$  и с- (нижний): силикатное равновесие в эпитеpмальных системах. Состав гидротерм активной системы Бродлэндс. Отмечается граница углекислого конденсата, которая располагается вблизи стабильности монтмориллонита (Browne, Ellis, 1970; Hedenquist, 1986).

Уменьшение  $CO_2$  в растворе на один порядок увеличивает его pH на единицу. Это может происходить при равновесном фракционировании во время кипения в интервале 260-240°C (для расчётов см. Henley et al., 1984, гл.4). Таким образом, кипение и парогазоотделение приводит состав жидкой фазы к миграции вдоль 45° наклона на Рис.6.1, а, от стабильности К-слюды к стабильности адуляра. Кроме того, изменения минерализации в низкосерных системах будут влиять на pH через баланс зарядов между анионами и катионами (т.н.  $Cl^- + \dots = Na^+ + K^+ \dots$ ) (Ellis, 1970; обсуждено детально Henley et al., 1984, гл.7). Так, например, при 250°C гидротермы, буфферированные комплексом К-слюды КПШ и кварцем и содержащие 0.1 вес % NaCl, будут иметь pH около 6.9, тогда как идентичная система с 10 % NaCl будет иметь pH ~ 4.9

Там, где гидротермы находятся в тесном контакте с гидротермальными минералами (т.е. вмещающие породы пористые, а не трещинные), минералы будут стремиться буфферировать pH, несмотря на кипение и газоотделение. Однако, если гидротермы "изолированы" от вмещающих пород, как это происходит в трещинно-

жильных породах, pH жидких гидротерм может увеличить и стабилизировать адуляр во время кипения. Buchanan (1981) в своём обзоре 60 эпитегрмальных месторождений отмечает, что адуляр является главным жильным минералом в 40 месторождениях. Эмпирическая связь жильной золотой минерализации подтверждает наличие кипения в качестве обычного процесса, происходящего в жилах и связанного с отложением минералов (см. далее).

Углекислые термы отмечаются во многих активных и палео эпитегрмальных системах (т.н. Бродлэндс, как обсуждалось в последней главе, в месторождении Creede; см гл. Примеры). Они располагаются выше или на границе с глубинными хлоридными гидротермами; их химический состав находится вблизи инвариантной точки каолинита, К-слюды, монтмориллонита, соответствуя с высоким содержанием глинистых минералов. Кислые сульфатные воды размещаются в поле стабильного каолинита и будут рассмотрены позже.

Аналогично фазовые диаграммы могут быть построены для Ca и Mg (или Fe), содержащиеся в минералах (Рис.6.1b). Напротив, гидротермы современных систем располагаются вблизи хлоритов, цоизитов (эпидота) и цеолитового равновесий, что согласуется с наблюдаемыми минеральными комплексами (хотя термодинамические данные, используемые для Fe –хлорита и цеолитов, имеют некоторую неопределённость, связанную с ними).

Вскипание будет стремиться продвигать гидротермы в направлении стабильности хлорита. Однако, другая реакция, вовлекающая кальцит также имеет значение. Скорее всего, вовлечённый в обменную реакцию кальцит, будет отлагаться в соответствии с простой реакцией растворения. Растворимость кальцита может быть выражена реакцией



При данном pH концентрации  $\text{Ca}^{++}$  и давления  $\text{CO}_2$  положение кальцитового, “скрытого содержания” может рассчитываться и нанесено на Рис. 6.1 с. Следовательно, при  $\sim 260^\circ\text{C}$  гидротермы Бродлэндс с содержанием 0.15m  $\text{CO}_2$  в растворе должны быть насыщены по отношению к кальциту. Кроме того, при умеренном содержании  $\text{CO}_2$ , кальцит всегда будет стабилен по сравнению с эпидотом; при повышенном содержании  $\text{CO}_2$  стабильность кальцита может вытеснять стабильность Ca цеолитов. Этим объясняется отсутствие цеолитов, а иногда и эпидота даже, если температура гидротерм благоприятна для стабильности минералов, что может свидетельствовать о высоких концентрациях  $\text{CO}_2$  в гидротермах, так что кальцит образуется прежде Ca-силикатов.

При кипении гидротерм,  $\text{CO}_2$  выделяется и кальцитовая маскировка снимается (кальцитовый фактор проявляется). Однако, состав гидротерм изменяется в связи с газоотделением в два раза быстрее, чем кальцитовая маскировка, согласно ранее приведённому уравнению. Следовательно, кипение и выделение  $\text{CO}_2$  из гидротерм, довольно близкое к насыщению кальцита, обычно будет приводить к осаждению кальцита. Buchanan отмечает, что 40 из 60 месторождений, содержащих жилы кальцита и 27 из 60 также имеют псевдоморфозы кварца по кальциту. Хотя присутствие кальцита позволяет предполагать (хотя однозначной информации нет) наличие зоны кипения, но отсутствие кальцита не предполагает, что кипения не было. Если система имеет очень низкое первоначальное содержание  $\text{CO}_2$ , то кипение не может сопровождаться осаждением кальцита. В этом случае должно происходить образование Ca-цеолитов и эпидота. Как уже отмечалось их отсутствие может свидетельствовать не об относительно высокой концентрации  $\text{CO}_2$ . Высокие содержания  $\text{CO}_2$  (плюс другие газы) способствуют минерализации и брекчированию (см. далее).

pH раствора, находящегося в равновесии с К-слюдой и адуляром, нельзя определить по фазовой диаграмме, подобной Рис. 6.1 с без знания концентрации  $\text{K}^+$ , поскольку Na и K являются главными катионами в эпитегрмальном растворе. Их отношение зависит от температуры, а концентрация хлора при данной температуре будет регулировать концентрацию  $\text{K}^+$ . Однако, для большинства разбавленных эпитегрмальных гидротерм концентрация  $\text{K}^+$  такая, что pH поля стабильности К-слюды-адуляра составит 5.6-5.8 при  $t=250^\circ\text{C}$ , что по существу, является нейтральной реакцией при данной температуре. Таким образом, большинство глубинных эпитегрмальных гидротерм (низкосерного типа) имеют почти нейтральный pH перед кипением и газовой выделением, поскольку они являются стабильными для К-слюды—адуляра.

Кипение и газоотделение, как обсуждалось ранее, сопровождается повышением pH, оставшейся жидкой фазы. Если парогазовая смесь (в основном  $\text{CO}_2$ ) конденсируется в грунтовых водах, то нагретые паром гидротермы будут иметь высокие содержания  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (карбонатной кислоты) и, следовательно, pH стремится к понижению. Поскольку углекислота является слабой кислотой, то pH бывает ниже 5, но этого достаточно для продвижения нагретых паром гидротерм к полю стабильности иллита (глин) и приводит к образованию больших ореолов глинистых изменений (аргиллизации), которые наблюдаются при образовании относительно периферийных низкотемпературных гидротермальных изменений во многих современных системах и рудных месторождениях (палео системах).

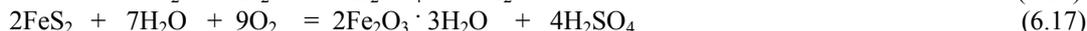
Если парогазовая смесь ( $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{S}$ ) достигает вадозовой зоны (располагается над зеркалом грунтовых вод), то  $\text{H}_2\text{S}$  будет адсорбироваться насыщенными кислородом водами и окисляться до серной кислоты (см. далее).

Этот процесс приводит к образованию нагретых паром кислых сульфатных гидротерм, уже описанных выше, что отразится в различии компонентов гидротермальных минералов. Хотя кислые (сульфатные и хлоридные) гидротермы высокосерных систем образуются различными путями (гл. 1 и 4), они могут также находиться в равновесии с одними и теми же минералами. Более высокие температуры кислых высокосерных гидротерм могут также привести к образованию кислых минеральных комплексов, отличающихся от комплексов, образованных при  $t\sim 100^\circ\text{C}$ ; однако иногда также отмечается (т.н. Бак, Ман и другие Филиппинские системы), что кислые гидротермы поверхностного формирования инфильтруются вглубь по трещинам, нагреваются и также участвуют в образовании высокотемпературных кислых минеральных комплексов.

### 6.2.1 Гидротермальные реакции, связанные с относительно кислыми гидротермами.

Комплексы минералов, свидетельствующих об относительно кислом составе гидротерм, обычно располагаются в близ поверхностных условиях активных эпитеермальных систем (т.н. каолиновые и смектитовые (монтмориллонит) глины, плюс алунит и самородная сера). Этот комплекс “продвинутой аргиллизации» в случае присутствия смектита и, возможно, каолина связан с сульфатно-кислыми конденсатами (относительно высокое содержание общей серы). Гидротермы, их производящие, могут быть углекислыми конденсатами (см. выше).

Bethke (1984) предлагал следующие реакции генерации сульфатно-кислых гидротерм (условий) в эпитеермальных системах.



Первая реакция 6.15 является обычной и может привести к образованию сульфатно-кислых, нагретых паром, конденсатов вблизи поверхности. Кислород для этой реакции получается из атмосферы. Это приводит к обычной поверхностной аргиллизации, перекрывающей многие системы.

Третья реакция происходит, в результате окисления ранее образованных сульфидов железа в супергенных условиях, в постминерализационных процессах, вовлекающих окислительные (насыщенные кислородом) грунтовые воды. Это приводит к окислению рудной зоны и перекрытию сульфидных руд (т.н. Пуэбло Виехо. см. далее).

Вторая реакция представляет собой переход магматического  $\text{SO}_2$  в сульфаты и сульфиды и также сопровождается  $\text{HCl}$  и  $\text{HF}$  (глава 4). Это глубинные кислые гидротермы будут находиться в недрах системы (непропорционально высокие содержания  $\text{SO}_2$  при  $t$  выше  $300^\circ\text{C}$  приводят к образованию высокотемпературных комплексов “кислых минералов”).

Комплекс “поверхностной аргиллизации” характеризуется высокой степенью гидролиза и выщелачиванием, относительно высоким содержанием общей серы и окислительными условиями. Следовательно, сера окисляется и серная кислота выщелачивает катионы, вынося алюминий и силикаты и/или сульфатные комплексы. В зависимости от температуры и относительной концентрации металлов (т.н.  $\text{Cu}$ ,  $\text{As}$ ), изменяются характеристики комплексов этих минералов. В большинстве случаев эти гидротермальные изменения происходят сверху вниз; хотя высокосерные системы не всегда следуют этому обобщению.

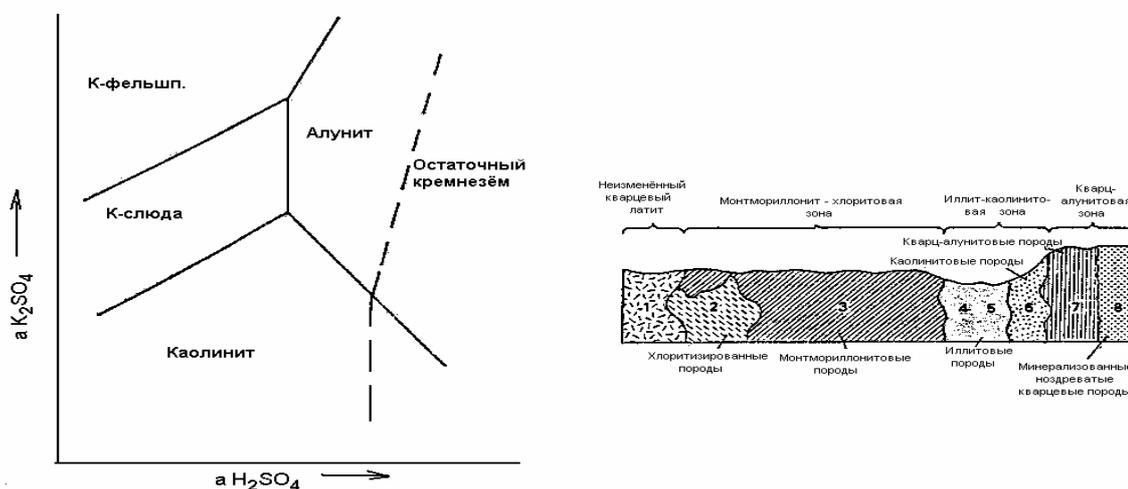


Рисунок 6.2 показывает схематическое взаимоотношение между остаточным кремнезёмом, алунитом, каолинитом, К-слюдой и адуляром в виде pH и концентрацией сульфата и  $\text{K}^+$  (Henley et al., 1969).

Рис. 6.2 (левый). Обобщённая иллюстрация взаимоотношений полей стабильности продуктов гидротермальных изменений дана в виде функции активностей  $\text{K}_2\text{SO}_4$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Каолинит стабильнее пиррофиллита при  $t$  ниже  $250^\circ\text{C}$ . Кварц присутствует при постоянных  $t$  и  $P$ ; размер поля остаточного кремнезёма зависит от концентрации алюминия. Диаграмма и фазовые взаимоотношения составлены Henley et al. (1969); Stoffregen (1985).

Рис.6.2 (правый) Ореол гидротермальных изменений от рудного остаточного кварца до свежих пород в Summitville в Колорадо. (Steven, Ratte, 1960).

При pH 1.7-2.0 (зависящих от концентрации алюминия; Stoffregen, 1985), происходит общее выщелачивание катионов, оставляя только кремневый осадок (т.н. Ивато, см. примеры-Саммитвилл). При

пониженных pH (т.н. в виду того, что кислые гидротермы нейтрализуются породами) проходить образование алунита, каолинита (или пирофиллина при высоких температурах), иллита и КПШ в свежих породах (Рис.6.3).

Тонкозернистый рассеянный пирит часто встречается вблизи нижней границы сульфатно-кислых изменений, где железо осаждается из раствора вследствие присутствия восстановленной серы. Аморфный кремнезём и кристобалит являются обычными минералами, связанными с сульфатно кислыми изменениями.

В зависимости от концентрации общей серы в жидкой фазе (см. гл. Минерализация-рудообразование) самородная сера может образовываться наряду с алунитом или каолинитом. Самородная сера может осаждаться прямо из раствора по мере конденсации пара, а  $H_2S$  адсорбируется жидкостью. Так как  $H_2S$  окисляется до сульфата, то общая сера в растворе будет возрастать и pH уменьшаться. При pH 2-4 (в зависимости от температуры и общей серы) самородная сера становится стабильной, наряду с сульфидами и сульфатами.

Нижний предел pH поверхностных сульфатных вод обычно  $\sim 2$ ; более низкие pH свидетельствуют о присутствии вулканогенного HCl, HF и т.д., которые не были нейтрализованы (т.н. высокосерные системы, гл.4). Следовательно, остаточный кремнезём, главным образом, ассоциируется с высокосерными средами.

Золотоносные кислые сульфатные термы на Филиппинах и в Н. Зеландии были недавно интерпретированы (Vogie et al., 1987), как результат адсорбции газового потока в грунтовых водах (часто над глубоко лежащими термальными участками). В результате этого формируются большие площади поверхностных гидротермальных изменений (аргиллизация, измеряемая сотнями метров по простиранию в несколько км<sup>2</sup>). Vogie et al., (1987) назвал эти структуры Кайпохан и предположил, что они образовались в результате остывания на глубине парогазовой смеси в результате конденсации пара, но при отделении газов (главным образом  $CO_2$  и некоторого количества  $H_2S$ ) к поверхности (как только они достигали уровней насыщения в глубинных гидротермах, нагретых паром). По мере того, как пар нагревал сульфатные гидротермы,  $H_2S$  окислялся до сульфата. Этот процесс может не сопровождаться какими-либо гидротермальными изменениями; однако, изменения являются индикатором близости глубинной гидротермальной системы, современной или древней (остывшей). Вертикальное разделение поверхностной Кайпохан и глубинных гидротерм будет усиливаться в районах с высоким рельефом. Поскольку газы поднимаются под относительно большим углом, то в районах с высоким рельефом они будут располагаться ближе к глубинному восходящему потоку системы, чем потоки жидких гидротерм (Henley, Ellis, 1983; Vogie et al., 1987).

Связь между каолинитом и пирофиллитом показана на Рис. 6.4.

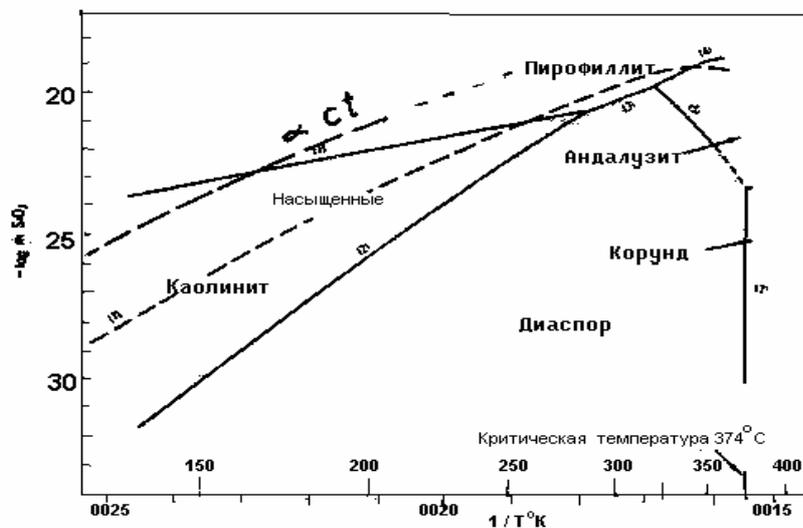
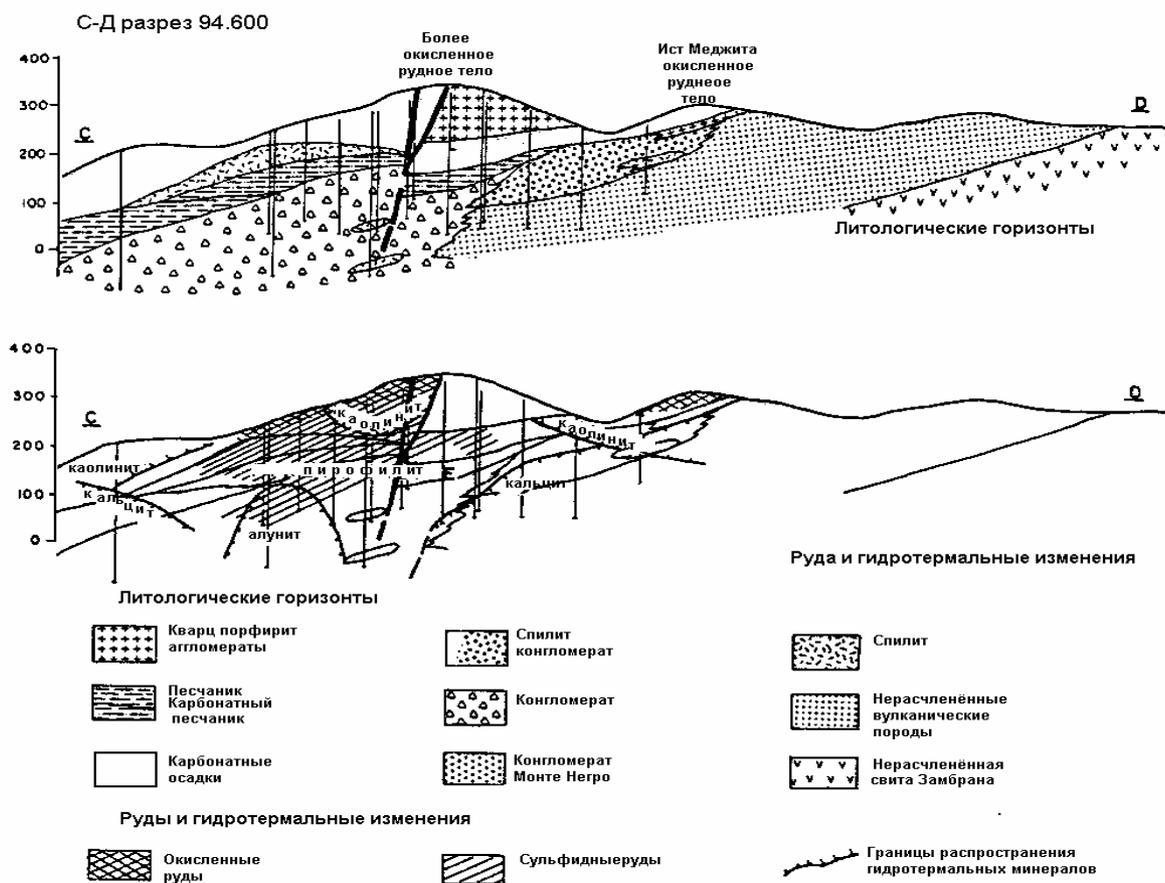


Рис. 6.4 Взаимоотношения стабильностей в системе  $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  вдоль кривой жидкость-пар. Отмечается положение кривой растворимости кристобалита (Henley et al., 1980).

При насыщении кварцем (т.е. увеличение  $SiO_2$  в растворе с ростом температуры), пирофиллит находится в равновесии с каолинитом при  $\sim 250^\circ C$ . Пирофиллит образуется при более высоких температурах (Henley et al., 1980). Этот парагенезис наблюдается, по-видимому, в равновесном состоянии в современных Филиппинских системах при более низких температурах, хотя минимальные температуры, как показывают эксперименты, при которых может существовать пирофиллит и диаспор –  $280^\circ C$  (Reyes, 1985).

В кислых условиях, при которых существуют стабильно пирофиллит и каолинит, кремнезём в растворе, по-видимому, контролируется растворимостью полиморфными разновидностями, а не кварцем. Если кремнистый минерал кристобалит, то оба алюмосиликата сосуществуют при  $150^\circ C$  (рис.6.4). Следовательно, вывод Kesler et al., (1981), что пирофиллит-каолиновая зона в Пуэбло Вегио (Рис.6.5) показывает минимальную температуру  $260^\circ C$ , по-видимому, неправильный (наряду с оценкой палеоглубин её образования 400-500 м); они допускали, что современный кварц образовывался как кварц. Скорее всего,  $150^\circ C$  температура (соответствует присутствию каолинита, пирофиллита и гидротермальных кремнистых разновидностей) допускает предположение, что

месторождение формировалось сразу под поверхностью с последующей раскристаллизацией полиморфных разновидностей кремнезёма в кварц.



Распространение минералов сульфатно-кислых гидротермальных изменениях изучалось в активной системе Хатгобару на о. Кюсю (Рис.6.5).

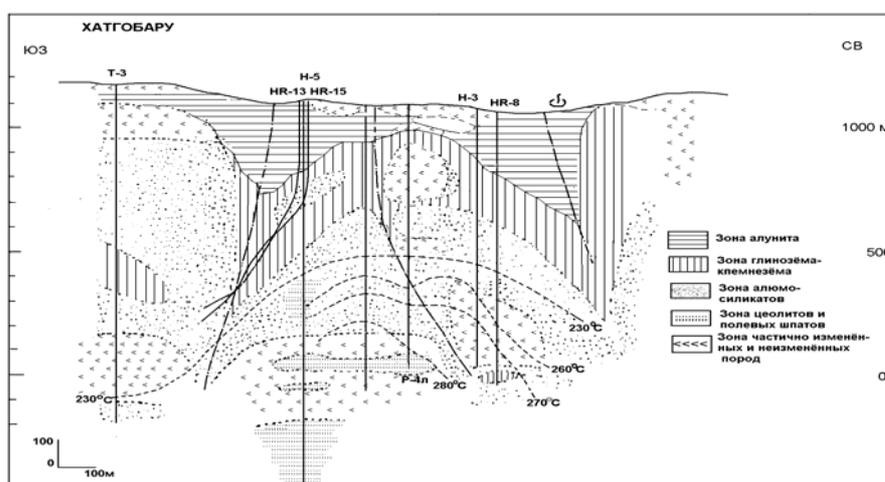


Рис.6.6. Поперечный разрез, показывающий гидротермальные изменения в активной системе Хатгобару в Японии. Отмечается погружение зоны аргиллизации в виде конусов (Taguchi, Hayashi, личное сообщение).

Алунит, каолинит, пиррофилит и самородная сера встречены на глубинах 400-600м. Скважины же вскрыли типичные разбавленные хлоридные гидротермы с нейтральными рН на глубине 800 м при  $t=280^{\circ}\text{C}$ . Здесь сульфатно-кислые гидротермы, образованные на поверхности района андезитового вулканизма с высоким рельефом, инфильтруются в систему вдоль разломов. Это приводит к образованию воронкообразного ореола гидротермальных изменений (Рис. 6.5 и 6.6). Этот ореол изменѐнных пород распространился латерально по наиболее проницаемым горизонтам. Зоны распределились от кислого изменѐнного ядра с переходом в зону регионального метаморфизма пропилитового типа, поскольку кислые гидротермы нейтрализовались в результате взаимодействия вода-порода.

### 6.3 Классификация гидротермальных изменений.

Исследователи, изучавшие гидротермальные изменения, неоднократно классифицировали наблюдаемые комплексы гидротермальных минералов в группы. Это было необходимо, т.к. в этом процессе образовывался очень разнообразный набор гидротермальных минералов. Таблица 6.1, а (Browne, 1978) показывает минералы, образованные в активных геотермальных полях и эпитеермальных рудных месторождениях.

Таблица 6.1, а.  
Гидротермальные минералы некоторых геотермальных полей

	Imperial Valley, California	Yellowston, Wyoming	The Geysers, California	Pauzhetsk, Kamchatka	Mattsukawa, Japan	Otake, Japan	Togonan, Philippines	Kawah Kamojiang, Java	N.Z. Volcanic Zone	El Tatio, Chile	Low temp Iceland	High temp. Iceland	Larderello, Italy
Аллофан				x									
Кварц	x	x	-	x		x	x	x	x	x	x	x	x
Кристобалит		x		x		x	x	x	x	x			
Каолиновая группа	x	x	x	x	-	x	x	x	x	x			
Монтмориллонит	x	x		x	-	x	x	x	x	x	x	x	
Переслаенные-ил.-монт.	x			x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Иллит	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
Биотит	x			x									
Хлорит	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x
Селадонит		x		x						x	x		
Амфигилит			x	x	x	x		x					
Ангидрит	x			x	x	x	x	x	x			x	x
Сера				x	x	x	x	x					
Пирофиллит				x	x	x	x	x					
Тальк	x						x						
Диаспор					x	x		x					
Кальцит	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Л. агонит	x <sup>h</sup>						x <sup>h</sup>	x <sup>h</sup>					
Сидерит			x	x			x	x	x				
Анкерит	x			x								x	
Доломит	x												
Анацим		x		x				x			x	x	
Вайрацит	x		x	x		x	x	x				x	x
Гмелинит											x		
Гисмондин											x		
Эрионит		x											
Ломонтит		x		x	x	x		x	x	x	x	x	
Филлипсит				x									
Сколецит				x							x		
Шабазит				x							x		
Томзонит				x							x		
Клиноптилолит		x					x						
Гейландит		x		x		x	x	x		x	x	x	
Стилбит											x	x	
Морденит		x		x				x		x	x	x	
Пренит	x			x				x		x	x	x	
Амфибол	x			x			x					x	
Гранат	x			x								x	
Эпидот	x			x		x	x	x		x	x	x	
Клиноцоизит							x	x			x	x	x
Пектолит		x						x					
Сфен	x			x			x	x					
Адуляр	x	x	x	x		x	x	x	x				x
Альбит	x			x		x	x	x				x	
Рутил				x	x	x							
Лейкоксен			x	x	x			x					
Магнетит							x						
Гематит	x	x		x			x	x	x	x	x		
Пирит	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Пиротит	x						x	x					
Марказит							x	x					
Сульфиды полиметаллов	x		x				x	x					
Флюорит		x						x					

Минералы, представленные в 17 эпитеермальных месторождениях, приведены в таблице 6.1,b (Heald et al., 1987). Они включают много редких, главным образом, рудных минералов.

Таблица 6.1,b.

Гидротермальные минералы 17 эпитермальных месторождений Америки (Heald et al., 1987).

	Отман, Аризона	Раунд Монтейн Невада	Сильвер Сити, Айдахо	Деламар, Айдахо	Тонопан, Невада	Комсток, Невада	Гуанахуага, Мексика	Колоун, Перу	Пахука, Мексика	Саннисайд Майн, Еврика, Колорадо	Крид, Колорадо	оз. Сити I, Колорадо	оз. Сити II, Колорадо	Хюлкани, Перу	Рэд Монтейн, Колорадо	Саммитвилл, Колорадо	Голдфилд, Невада
Au, Ag	■	■															
Au-теллуриды																	
Ag, Au-селениды																	
Тетраэдрит-теннантит																	
Другие сульфосальт																	
Висмутонит																	
Стибнит																	
Ag-сульфиды																	
Сфалерит	?																
Галенит																	
Халькопирит											S?						
Ковелит																	
Борнит																	
Энаргит																	
Пирит	?																
Пирротит																	
Арсенопирит																	
Циннабарит																	
Реальгар																	
Аурипигмент																	
Вольфрамит																	
Ангидрит (гипс)	S																
Барит																	
Флюорит																	
Кальцит																	
Доломит																	
Сидерит																	
Родохрозит																	
Мп-силикаты	S	S			S			S		S	S?						
Мп-окислы	S		S?		S										S	S	S
Гематит																	
Магнетит																	
Хлорит																	
Эпидот																	
Кварц																	
Халцедон																	
Адуляр, КПШ																	
Альбит																	
Мусковит																	
Серицит/адуляр/сметит																	S
Сметит		S									S?						
Каолинит											S						
Галлоизит																	
Диазит																	
Зунит		S									S						
Алунит				S?													

Адуляр-серицитовый тип

Сульфатно-кислый тип

■ Главный

S Вторичный или супергенный

▬ Второстепенный

S? Возможно вторичный или супергенный

— Редкий

- - - - - Неизвестное содержание

? Не установлено

Таблица 6.2 представляет обобщение типов гидротермальных изменений в алюмосиликатных породах, т.е. обычно в изменённых вулканических, осадочных и метаморфических районах. Эта классификация базируется в основном на классификации Meyer, Henley (1967), но термины использовались в различных контекстах Rose (1970), Lowell, Guilbart (1970). Однако, это целесообразно обсудить прежде, чем использовать общие термины, т.к. они часто используются по-разному различными исследователями.

Когда предполагается наличие гидротермальных изменений первичных минералов в породе, то необходимо определить параметры интенсивности гидротермальных изменений. Эта величина является мерой степени реагирования породы с гидротермами, в результате чего образовались новые минералы. Параметры легко определить по соотношению свежей (0%) и полностью изменённой (до 100%) породой.

Интенсивность не заменяет диагностику вновь образованных минералов, а только их содержание.

Таблица 6.2

## Типы гидротермальных изменений в алюмосиликатных породах

Тип гидротем. изменений	Ключевые минералы	Второстепенные (акцессорные) минералы	Предполагаемая T <sup>0</sup> C	Химический состав гидротерм
Аргиллизация	Смектит или Иллит-смектит	Сульфиды, цеолиты, кварц, Кальцит	<200 <sup>0</sup> C	Нейтральный pH, малое aCa <sup>+</sup> /aH <sup>+</sup>
Серицитизация (филлик)	Серицит, (иллит), кварц	Сульфиды, окислы, Каолинит (<11Å)	<220 <sup>0</sup> C	Нейтральный pH, но увеличение aH <sup>+</sup> , aK <sup>+</sup>
Пропилитизация	Эпидот	Хлорит, иллит (10Å), сульфиды	250 <sup>0</sup> C	Нейтральный pH, относительно высокое aCa <sup>+</sup> /aH <sup>+</sup>
Глубинная пропилитизация	Эпидот, актинолит	Хлорит, иллит (10Å)	300 <sup>0</sup> C	Как выше
Калиевый метосамоз	Биотит, КПШ магнетит	Эпидот, хлорит, мусковит	320 <sup>0</sup> C	Нейтральный pH, относительно высокое aK <sup>+</sup> /aH <sup>+</sup>
Поверхностная аргиллизация (низкие T <sup>0</sup> C)	Каолинит, Алуниит	Халцедон, Кристобалит, кварц, пирит	180 <sup>0</sup> C	Кислый pH
Поверхностная продвинутая аргиллизация (высокие T <sup>0</sup> C)	Пирофиллит, диаспор, андалузит	Кварц, сульфиды, турмалин, энаргит/лузонит	Обычно 250 <sup>0</sup> C, но неопред. андалузит >350 <sup>0</sup> C	Кислый pH

Наоборот, классификация гидротермальных изменений зависит от определения новых минералов и основывается на их значимости в зависимости от субповерхностных условий (т.е. температуры, химического состава и т.д.). Это эмпирический и более объективный параметр, чем интенсивность, получается при макроскопическом и

микроскопическом исследовании с помощью рентгеноскопического и дифференциального термического анализов. Классификация зависит от минералогии, хотя высокая интенсивность не означает высокую степень изменения (т.н. обширные низкотемпературные гидротермальные изменения в высоко проницаемой зоне могут относиться к низкой степени, с высокой интенсивностью). Некоторая часть используемой информации, получаемой при исследовании гидротермальных минералов, применяется для определения палотемператур в эпитегрмальных системах (т.е. можно определить границы системы или глубину эродированности месторождения). Некоторая сложность существует в определении теоретической термической стабильности минералов в природных системах. Она заключается в ограниченном количестве имеющихся в наличии термодинамических данных, влияния твёрдых растворов на стабильность минералов и трековых и летучих компонентов.

Мониторинг на геотермальных скважинах в последние годы позволил установить эмпирическую стабильность взаимоотношений минералов. Рисунки 6.7, 6.8 и 6.9 показывают различные оценки температур из различных работ. Отмечается значительное совпадение между наблюдаемыми и предполагаемыми стабильностями, что позволяет считать таблицы надёжными и полезными в качестве эмпирических геотермометров.

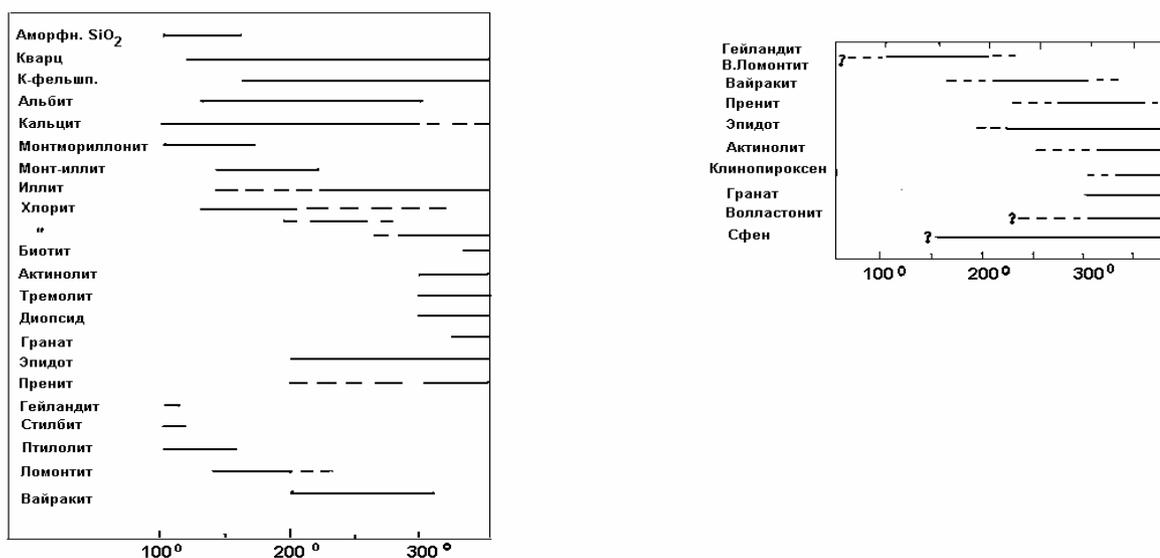


Рис.6.7 (верхний левый) Стабильности минералов в геотермальных системах, расположенных в вулканогенных образованиях.

Рис. 6.8 (верхний правый). Стабильности минералов в системах, сложенных широким спектром вмещающих пород.

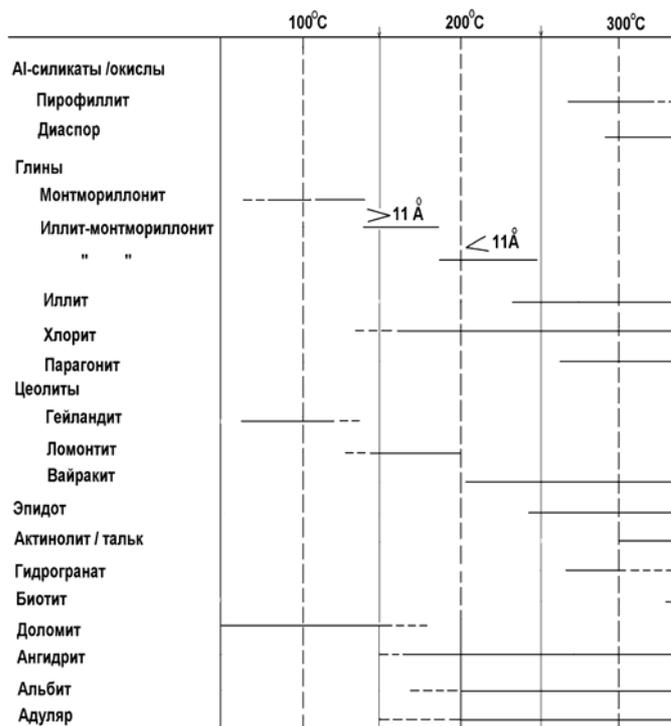


Рис. 6.9 Термическая стабильность минералов в Филиппинских системах

Некоторые исследователи пытаются совершенствовать такие таблицы, привлекая химические анализы гидротермальных минералов, но таких данных относительно немного. Микронзондовые анализы также малоэффективны в полевых работах: простая диагностика минералов и использование стабильности минералов изображена на Рис.6.7 – 6.9 достаточно для большинства эпитегрмальных месторождений. Иногда в качестве эмпирических геотермометров используются филосиликаты (иллит, смектит, слюда), которые почти наверняка имеют эпитегрмальное происхождение, а также Са-силикаты, там, где они присутствуют

### 6.4.1 Глины

Steiner (1968) первым заметил регулярность изменений в составе глин в зависимости от глубины (температуры) на Вайракейском геотермальном поле. Он дал “скрытый масштаб” минералогического геотермометра, который возможно калибровать, так как и замеры температуры и замеры давлений делаются в скважинах регулярно. Так, например, (Рис.6.10) Lan et al., (1980) отмечают аналогичную картину в составе глин по глубине и температуре в Татун на Тайване (Рис. 6.11), за исключением изменяющихся смешаннослойных хлорит смектитов.

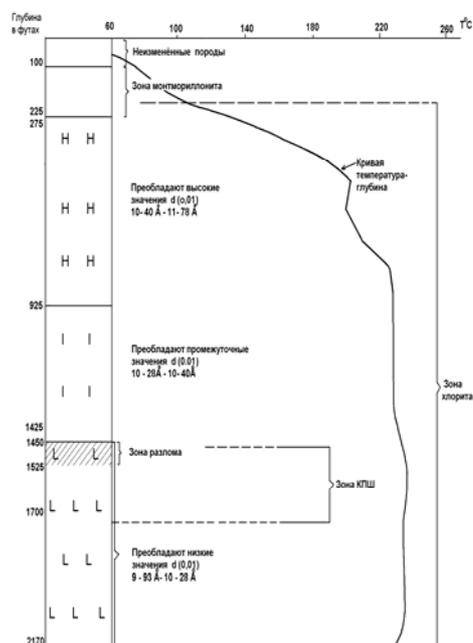


Рис. 6.10. Распределение значений  $d(0,01)$  иллита и смешанно-слойных иллит-монтмориллонитов по отношению к монтмориллонитовой зоне, в зоне тектонического разлома в зависимости от температуры. Вайракей, скв.71. (Steiner, 1968).

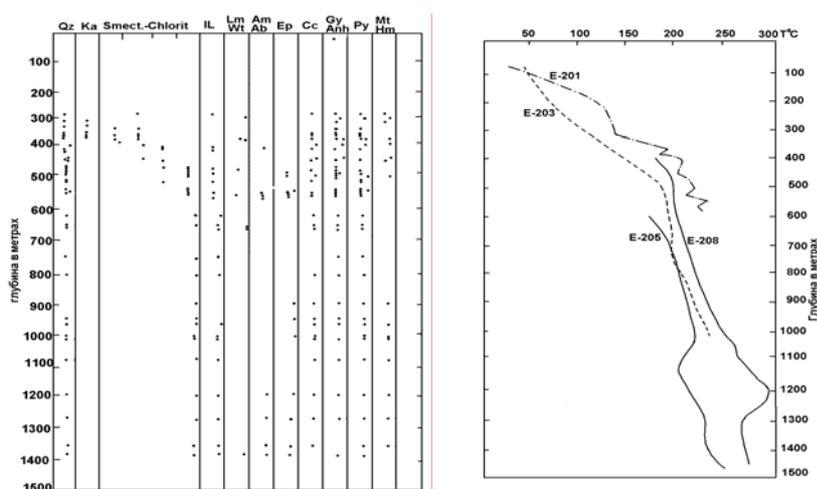


Рис.6.11. Изменения вторичных минералов и температуры с глубиной в разведочных скважинах E-201,203,205,208 из Матсато, Татун на Тайване. Qz-кварц, Ka-каолинит, IL-иллит, Lm-ламонит, Wt-вайрацит, Am-анальцит, Ab-альбит, Ep-эпидот, Cc-кальцит, Anh-ангидрит, Py-пирит, Mt-магнетит, Hm-гематит.

Kristmannsdottir (1976) показал, что в Рейкьянее в Исландии в изменённых базальтах при  $t \sim 200^{\circ}\text{C}$  смектиты беспорядочно переслоены хлоритом. При  $t 270^{\circ}\text{C}$  неразбухающий хлорит является единственным минералом. В Н. Зеландии в Вайотапу неразбухающий хлорит становится стабильным в силикатной пирокластике при  $\sim 220^{\circ}\text{C}$ .

Это распределение температурной чувствительности глин было задокументировано при разведке Голден Кросс в Н.Зеландии (Ronde, 1985; см. гл. Примеры). Таблица 6.3 включает его критерии для рентгеноструктурного определения различных глин и Рис.6.12 показывает основной пространственный режим слоистых глин после различных подготовительных методов.

Таблица 6.3

Критерии рентгеноструктурного определения типов глин в Голден Кросс из главных типов (0.01 и 0.02). Из de Ronde (1985).

Тип глины	Межплоскостные Расстояния	Межплоскостные Расстояния
Каолинит	7.17 и 3.6 Å	-
Смектит	14 – 15 Å и 4.5 Å	17 Å
Иллит-смектит	40.1-26.8 Å и 12.3 Å	25.2(0.01) 12.8
Иллит-смектит		(0.02) 9.4 (0.03)
Иллит	10.0 и 5.0 Å	-
Хлорит	13.6-14.3 и 7.0-7.2 Å	-

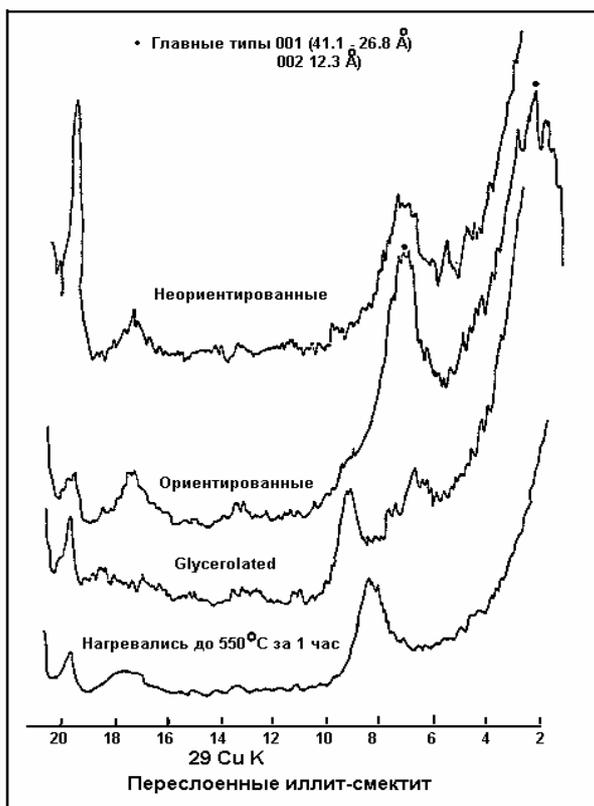


Рис. 6.12 Диффракция рентгеновских лучей, переслоенных иллит-смектитовых глин из Голден Кросс, Н. Зеландия.

(Case Studies; Ronde, 1985)

Horton (1985) применял смешаннослойные иллит-смектиты в качестве палеотемпературного индикатора в месторождении Ag-неблагородных металлов Крид в Колорадо (см. гл. Примеры). Он изучал глины из штолен и скважин, размещённых приблизительно в правых углах главной жильной аметистовой структуры (Рис. 6.13). Здесь преобладали проникающие глинистые изменения, которые относились, главным образом, к вышележащим углекислым гидротермам, нагретых паром, образовавшихся в результате кипения и пароотделения минералообразующих гидротерм, поднимающихся по аметистовой жиле. Эти нагретые паром гидротермы имели

очень низкую минерализацию по сравнению с минералообразующими гидротермами (Foley et al., 1982) и служили в качестве разбавителя глубинных гидротерм (Науба, 1984). Аналогичная ситуация происходит в активной системе Бродлэндс (Hedenquist, Stewart, 1985).

Рисунок 6.14 показывает пять замеров на рентгеновской установке, которые различаются по содержанию иллита (от 75 до 97%) в иллит-сметитовой смешаннослойной глине. Эти тренды показаны на Рис. 6.15, где процент содержания иллита увеличивается в сторону жилы, по чему можно прогнозировать увеличение  $t$  в этом направлении. Исключением этому является скв. 28, которая располагается параллельно жиле; иллит-сметитовое отношение в ней не изменяется, свидетельствуя о постоянном тепловом режиме вдоль жилы.

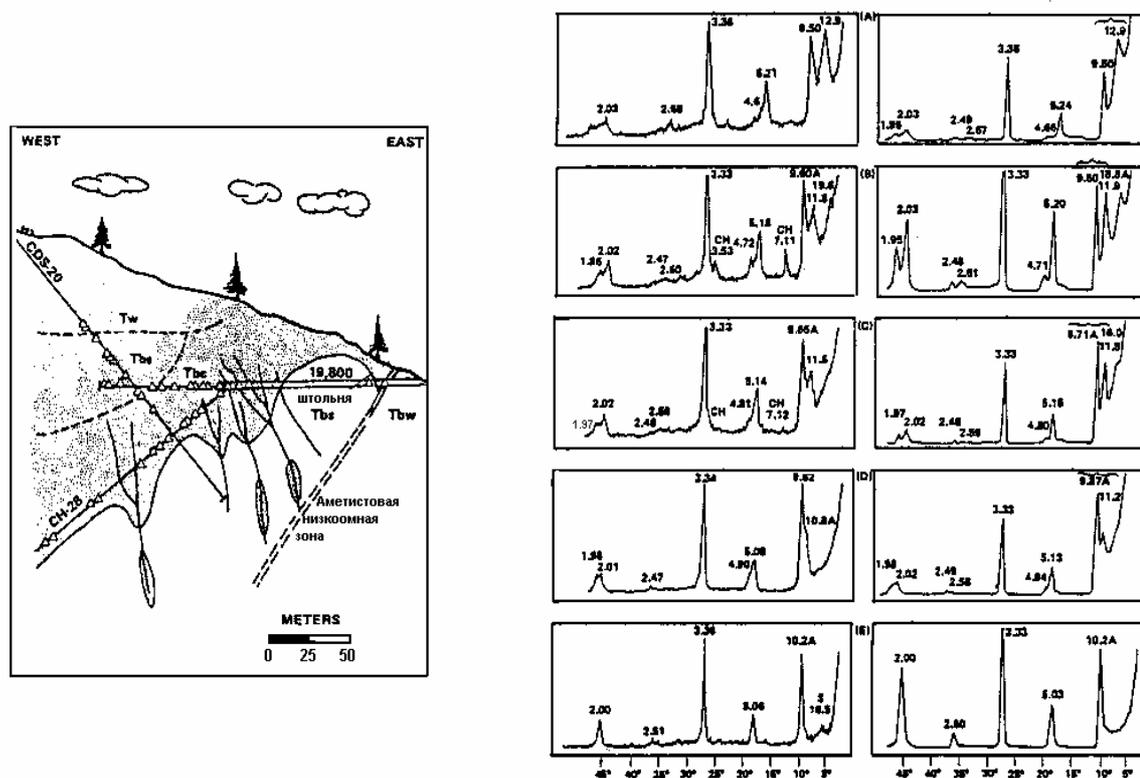


Рис. 6.13 Обобщённый поперечный разрез через аметистовую жилную систему. Зона аргиллитов обозначена точками. Расположение проб показано треугольниками. (Рис. 6.14-6.16, Horton, 1986).

Рис. 6.14 (справа). Дифракция рентгеновских лучей (слева) и соответствующие рассчитанные профили (справа) для проб иллит-сметита. А, R=1, 75% иллит; В, R=2,80% иллиты; С, R=3, 85% иллита; D, R>3, 90% иллита; E, R≥3, 97% иллита. Все рисунки для ориентированных, растворённых в гликоле проб ≤2μм размера фракции. СН-хлорит, S-дисперсный смектит.

Horton (1985) связал содержание иллита с палеотемпературой, воспользовавшись исследованиями на современных системах Бродлэндс и Вайракей (Рис.6.16). Однако, оказалось, что он сильно уменьшил пределы температурных колебаний по сравнению с теми, которые наблюдались в Н.Зеландии (показано штриховой линией; С. Р. Wood, личное сообщение, 1987).

## 6.4.2 Кремнезём.

В предыдущих разделах было рассмотрено равновесие между алюмосиликатами и гидротермами, связь гидротермальных изменений с температурным режимом, потоками гидротерм и составом гидротермальных минералов, образованных в кислых гидротермах. Однако одной из наиболее важной и наиболее очевидной реакцией минерал-флюид в эпитептермальной системе является простая реакция осаждения кремнезёма. Окремнение проявляется повсеместно в верхних частях эпитептермальных систем, вследствие больших градиентов спада температур по мере приближения гидротерм к поверхности (Рис. 4.4а) и уменьшения растворимости всех кремнистых разновидностей с уменьшением температуры (ниже 330°C, Рис. 6.17). В результате этого содержание кремнезёма в нейтральных гидротермах горячих источников может использоваться для оценки минимальных температур в водовмещающих

комплексах. Для подробного ознакомления с геохимической методикой использования  $\text{SiO}_2$  в геотермальной разведке, смотри Fournier (1981), Henley et al. (1984).

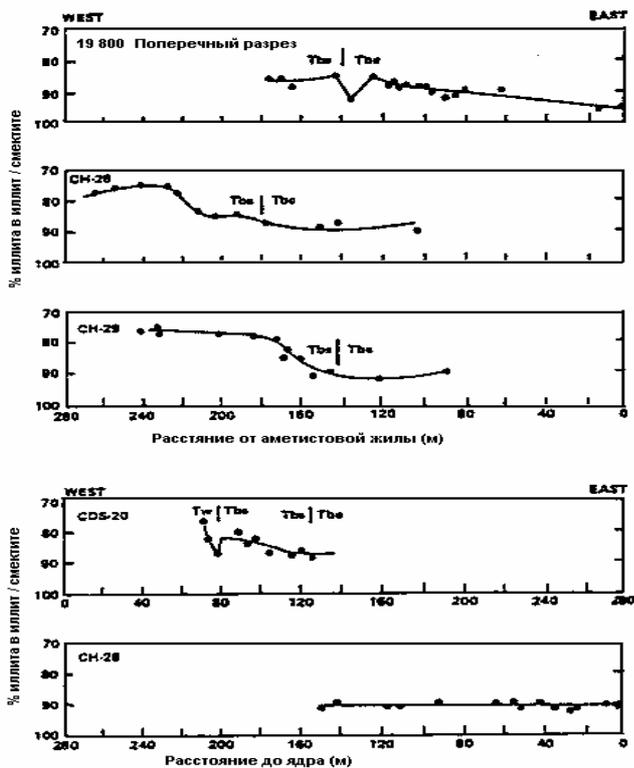


Рис. 6.15 Состав иллита-смектита относительно к расстоянию от Аметистовой жилы (исключение для CH 28, которая параллельна жиле).

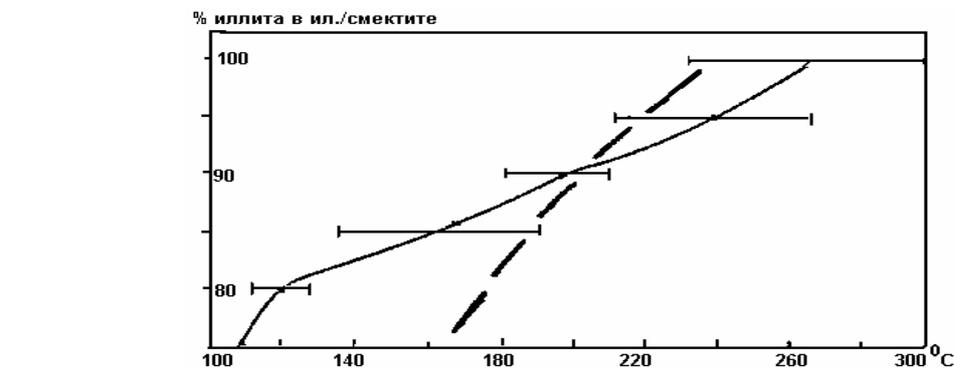


Рис. 6.16. Отношение составов иллита-смектита к температуре, полученное Norton (1986). Пунктирная линия обозначает отношение составов иллита-смектита и температуры для Н. Зеландских современных геотермальных систем.

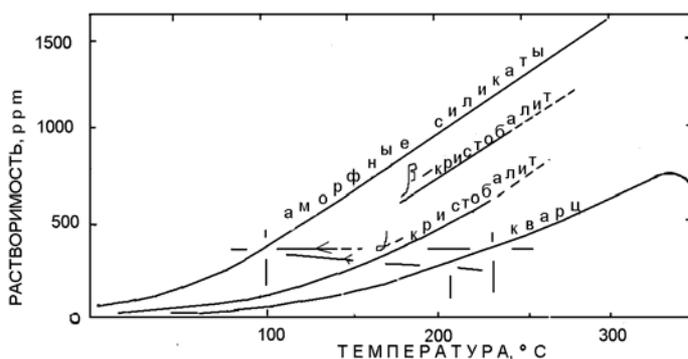


Рис.6.17. График растворимости различных полиморфных разновидностей кремнезёма в воде в зависимости от температуры

Первичный кварц не должен присутствовать в свежих породах с гидротермами, которые насыщены относительно кварца. Это происходит, потому что алюмосиликаты и вулканическое стекло, по мере того как они

изменяются, поставляют кремнезём в гидротермы, до тех пор, пока достигается насыщенность по отношению к кварцу при данной температуре. Если гидротермы слегка остывают, то кремниевая кислота ( $H_4SiO_4$ ) полимеризуется и осаждается в виде кварца при  $t$  от  $330^{\circ}C$  (эта температура является максимальной для растворимости кремнезёма при давлении насыщенного пара) до температуры  $\sim 200^{\circ}C$ . Ниже, от 180 до  $200^{\circ}C$  наблюдается осаждение кремнезёма в виде кристобалита, а ещё ниже (от  $130-140^{\circ}C$ ) кремнезём осаждается в аморфном состоянии. Со временем при умеренной температуре (в жидкой фазе) аморфный кремнезём кристаллизуется в кристобалит, который затем перекристаллизовывается в кварц, хотя обычно размеры зёрен будут очень небольшие (халцедон). Это увеличение кристалличности со временем иллюстрируется на рентгенограмме (Рис. 6.18). Если же отмечается наличие кремнистых отложений на поверхности современных или палеосистемах, то можно прогнозировать минимальные субповерхностные температуры (современные или палео). Кремнистые отложения всегда осаждаются в аморфном состоянии. В кипящих источниках ( $t +100^{\circ}C$ ) растворимость аморфного кремнезёма ( $\sim 400$  мг/кг) будет ограничивающим фактором содержания кремнезёма в гидротермальном растворе. Следовательно, если глубинные гидротермы находятся в равновесии с кварцем при  $235^{\circ}C$  (эвгедральные кристаллы кварца присутствуют повсеместно в эпитепирмальных системах) и их охлаждение в результате подъёма к поверхности происходит до  $100^{\circ}C$ , то равновесие насыщения будет соответствовать аморфному кремнезёму; если глубинная температура несколько выше, то кремнистые отложения будут образовываться на поверхности (кремнезём будет отлагаться также по пути миграции гидротерм к поверхности). Если гидротермы поднимаются адиабатически от  $\sim 210^{\circ}C$  (т.е. кипят и сопровождаются пароотделением), то пароотделение будет повышать концентрацию кремнезёма в остаточной жидкой фазе гидротерм таким образом, что насыщенность аморфного кремнезёма достигается при  $100^{\circ}C$ .

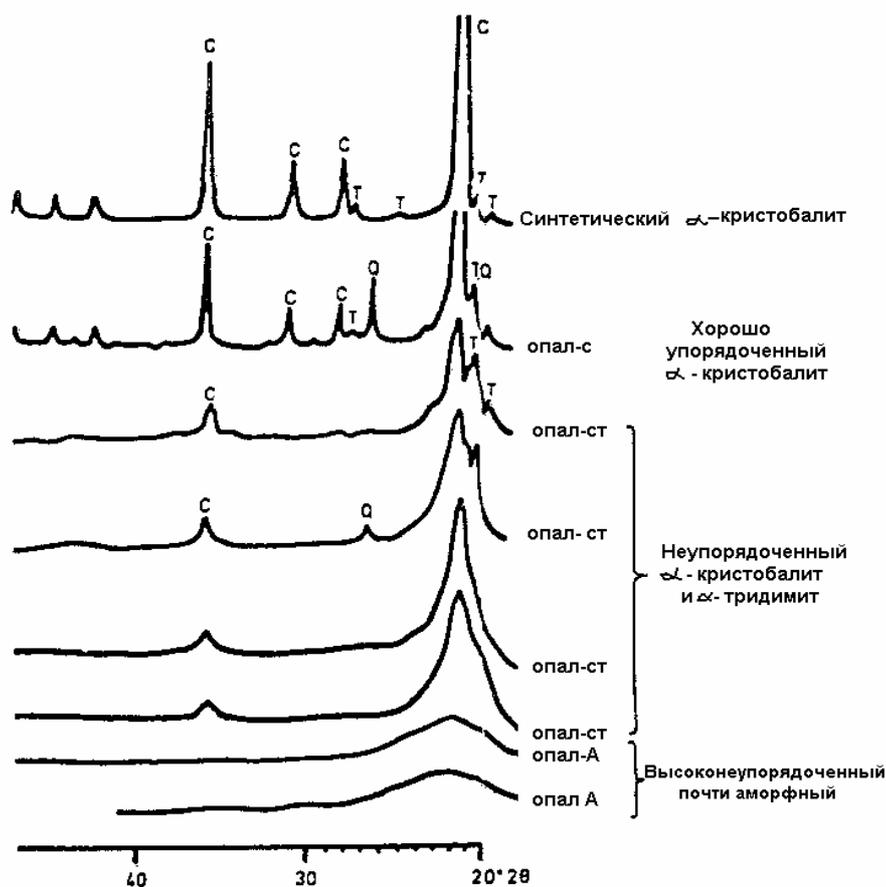


Рис. 6.18 Кристалличность кремнезёма во времени, начиная с аморфного кремнезёма

Присутствие кремнистых отложений на поверхности относительно редкое геологическое явление и в палеосистемах, чем они древнее, тем меньшая вероятность их сохранности, т.к. они подвергаются эрозии. Эти образования формируются на поверхности в результате отложения из почти нейтральных гидротерм; термин “зиптер” не используется для окремнения ранее существовавших пород. Они идентифицируются, как кремнистые зиптеры в эпитепирмальных системах и свидетельствуют о том, что мы имеем дело с палеоперхностью. Здесь реализовывалась поверхностная разгрузка относительно неразбавленных глубинных хлоридных гидротерм и их температура была  $210-235^{\circ}C$ . окремнение полосчатых (т.н. озёрных) осадков может быть вызвано кисло сульфатными гидротермами, которые местами растворяли вулканическое стекло и имели высокие содержания кремнезёма (вследствие аморфного

состояния стекла). При низких рН кинетика отложения кремнезёма очень медленная. Если кремнийсодержащие кислые гидротермы нейтрализуются при инфильтрации через осадочные породы, то они будут отлагать кремнезём также быстро, как и глубинные хлоридные гидротермы.

Так называемое окремнение, может быть также результатом кислого выщелачивания пород, оставляя кремнистую основу, и этот процесс должен отличаться от окремнения вследствие остывания глубинных минерализованных (почти нейтральных) гидротерм. Такой остаточный кремнезём обычен для высокосерных систем. Каверны, часто присутствующие на месте фенокристаллов, выщелочены (т.н. Summitville). Обычно, окремнение приводит к увеличению плотности, потенциально является причиной положительных остаточных гравитационных аномалий. Кремнистые породы не являются электропроводниками, они показывают относительно высокое сопротивление, как и кварцевые жилы (см. Примеры месторождений).

Если при разведке наблюдается окремнение и присутствуют поверхностные кремнистые отложения (зонтеры), то не обязательно температура должна быть более  $210^{\circ}\text{C}$ . Если во время разведки не встречено окремнение, то это должно вызвать подозрение, что должно быть какое-то другое изменение (т.н. глины, пирит) не гидротермального происхождения (температуры в недрах недостаточно высокие, чтобы мобилизовать кремнезём в большом количестве). Наоборот мы будем иметь относительно большую глубину в системе, где кремнезёма отлагается очень мало ( $>250^{\circ}\text{C}$ ). Эти аспекты могут уменьшить привлекательность поискового значения минеральных комплексов (если хлоридные глубинные и кремнезёмистые гидротермы не имели поверхностной разгрузки или, по меньшей мере, нет вблизи других изменений; это может быть обычным в районах с высоким палеорельефом).

Рисунки 4.4а и 6.17 показывают, почему окремнение преобладает в верхних 100-200 м эпитеpmальных систем. На глубине 700 м кривая кипения чистой воды будет иметь температуру  $\sim 274^{\circ}\text{C}$  и содержание кремнезёма в таких гидротермах  $\sim 650$  мг/кг. Каждый килограмм такой воды будет осаждать 75 мг кремнезёма на 100 м их подъёма, оставаясь в равновесии с кварцем (включая конденсацию выделенного пара). Однако при подъёме от 200 м ( $T=210^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{SiO}_2=320$  мг/кг) до 100 м ( $T=184^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{SiO}_2=225$  мг/кг), будет выпадать более 100 мг кремнезёма на каждый кг гидротерм на 100 м. В интервале от 100 м до 50 м при температуре  $155^{\circ}\text{C}$  более 90 мг кремнезёма осадится из каждого кг гидротерм на 50 м, скорость отложения  $\text{SiO}_2$  будет здесь более чем в два раза, чем на глубине ниже 500 м.

Gibson et al., (1983) предполагал, что обширное окремнение риолитов Амулет в Неваде в Квебеке было вызвано архейской гидротермальной системой. Они отмечали, что район окремнения намного больше, чем поле других гидротермальных изменений.

### 6.4.3 Сульфиды.

Стабильность сульфидов и окислов может свидетельствовать об уровне серы (как вида сульфидов, так и сульфатов) и степени окисления в эпитеpmальных гидротермах. Рисунки 6.19,а и 6.19,б представляют диаграммы  $a \text{ S}_2 - a \text{ O}_2$  и  $a \text{ O}_2 - \text{pH}$  и показывают относительные стабильности сульфидов и окислов в эпитеpmальных условиях. Рисунок 6.19,а может иметь границу сульфид/сульфат (вертикальную) для данной концентрации серы и рН 4 для эпитеpmальных условий он стремится располагаться ближе к границе магнетит/гематит. Использование различных минеральных комплексов и химических составов минералов приводит к получению состава рудных гидротерм, в результате чего можно что-то сказать о химических условиях рудообразования и в связи с этим в дальнейших дискуссиях о комплексных соединениях, которые переносят золото и другие металлы.

Barhton et al., (1978) предполагал, что железистые хлориты стабильны при наложении на магнетит в эпитеpmальных условиях ( $<300^{\circ}\text{C}$ ). Отсюда рисунок 6.19,в, имеет районы стабильности пирита, хлорита, гематита и пирротина, плюс участки стабильности халькопирита, галенита и т.д. Это помогает фиксировать химические условия отдельных комплексов. Силикатные комплексы (т.н. К-слюда-адуляр) могут также помогать нам фиксировать рН раствора, если общая концентрация  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$  известны. Это можно проследить на Рис. 6.19,в и 7.1.

Сфалерит является индикатором (его химический состав отражает химический состав гидротерм; другим примером является пирротит). Если сфалерит находится в равновесии с пиритом и хлоритом, повышенная  $\alpha \text{ O}_2$  (более окислительные условия) будут отражены в пониженном содержании FeS в сфалерите. Это легко определяется зондовым анализом и иногда даже прямым наблюдением, т.к. сфалерит с низким содержанием Fe изменяется от медножёлтого цвета до темного красно-коричневого, когда обогащён Fe. Зональный сфалерит из коллекции Криде имеет изменяющееся содержание FeS, как показано на Рис. 6.20. Эта зональность позволяет предполагать периодическую "пульсацию" восстановленных гидротерм (с высоким содержанием FeS). Флюидные включения, проанализированные из каждой зоны роста, также отражают "подачу" различных гидротерм с различной температурой и минерализацией для каждой зоны (Рис.5.11). Такие исследования даже поверхностные, при мелкомасштабной разведке, могут идентифицировать среду, благоприятную для золотого рудоотложения (как это будет обсуждено в следующем разделе).

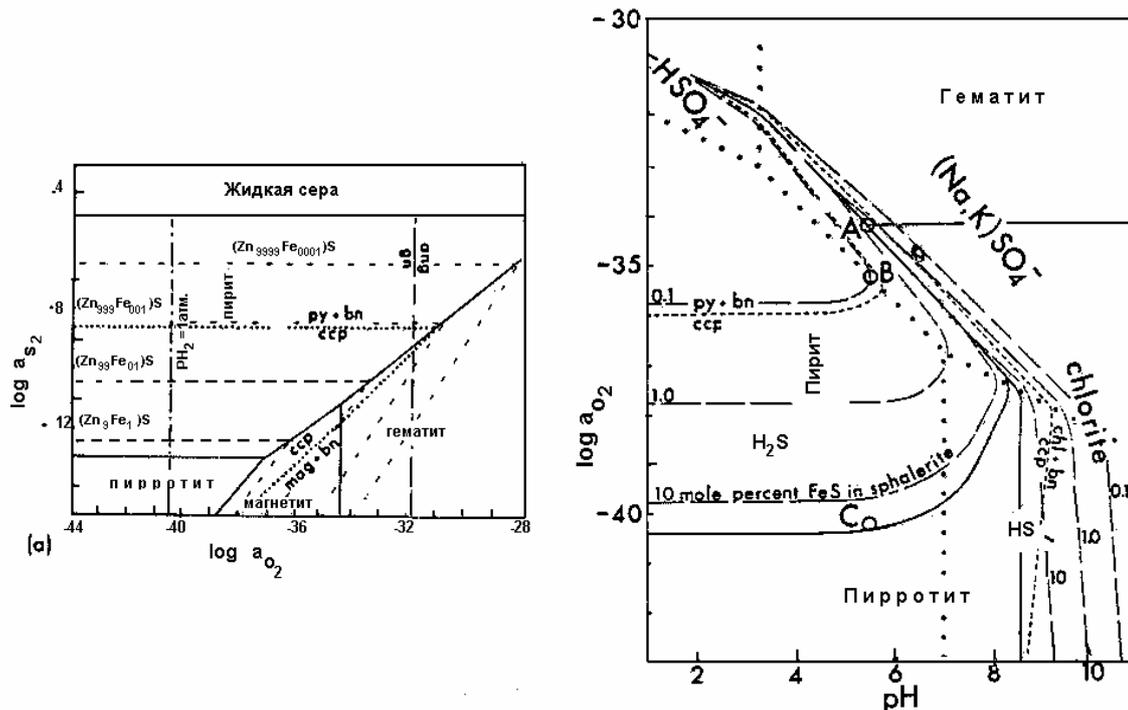


Рис. 6.19,а. Диаграмма  $\log a_{O_2} - \log a_{S_2}$  для  $250^\circ\text{C}$  ионной силы 1.0 и  $S=0.02$ ; все кривые показаны в зависимости от pH (Borton, Skinner, 1979).

Рис.6.19,в. Диаграмма  $\log a_{O_2} - \text{pH}$  при  $250^\circ\text{C}$  и  $\log = -1.7$  (640 мг/кг). Сплошные линии: границы между пиритом пиротином, хлоритом и гематитом; короткий штрих: пределы стабильности халькопирита; длинный штрих - содержание железа в сфалерите.

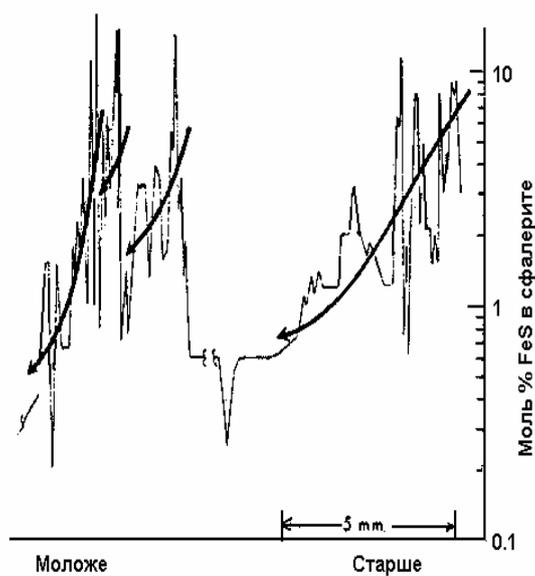


Рис.6.20 График усреднённой толщины участков кристаллов полосчатого сфалерита, обогащённых железом. Из месторождения Крид.



зонах растёков (горизонтальных потоков; Рис.1.3). Таким образом, при разведке эпитегрмальных систем вы будете стремиться пройти через почти вертикальные границы между комплексами гидротермальных минералов, когда находитесь на границе системы (при условии постоянного отсутствия последующих гидротермальных изменений). В окрестностях шахты Нашионел Белл (см. Примеры) картины гидротермальных изменений концентрические; однако границы не вертикальные, поскольку имеются различные превышения. Также, кислосульфатные комплексы минералов будут образовываться на больших отметках в системе независимо от их приближения или удаления к глубинному восходящему потоку (хотя кислые гидротермы могут течь в сторону пониженных отметок).

Это горизонтальное расположение гидротерм по отношению к их вертикальному положению прекрасно иллюстрируется в геотермальной системе Лос Азуфрес (Рис.6.22). На хорошо разбуренном участке установлены термальные границы системы и Cathelineau et al., (1985) определили, что они великолепно соответствуют распределению гидротермальных минералов, зависящих от температуры (Рис.6.23).

Utada схематически обобщил зональность и морфологию зон эпитегрмальных изменений в гидротермальных системах и зон диагностических минералов в Японии (Рис.6.24).

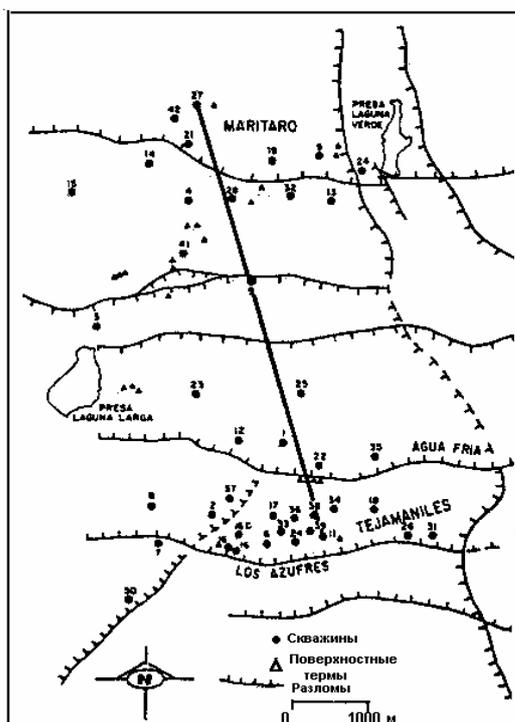


Рис. 6.22 Карта геотермального поля Лос Азуфрес (Cathelineau et al., 1985).

#### 6.4.4 Проблемы метаморфизма.

Большинство эпитегрмальных месторождений относительно молоды, поэтому влияние метаморфического положения было недавно идентифицировано.

Однако, исследования более древних эквивалентов эпитегрмальных рудных месторождений нарастает в особенности Рз Австралии, то важно понять минералогические эквиваленты низкотемпературного регионального метаморфизма и гидротермальных изменений.

Хотя справедливо, что региональный метаморфизм породы имеет хорошо развитую структуру, однако такая же структура может проявляться в метаморфизованном эпитегрмальном месторождении. Kristmannottir (1979) отмечал этот признак в некоторых Исландских геотермальных полях. Он обычно встречается в некоторых растёках Индонезии. На рисунке 6.25 показано их соотношение (Kristmannottir). Необходимо также отметить, что метаморфизм зон поверхностной аргиллизации, состоящий в основном из каолина, будет приводить к высокой концентрации алюмосиликатов, таких как андалузит. Хотя в этой зоне могут быть летучие элементы, такие как ртуть (и их первичные ореолы), образующиеся во время метаморфизма, недавними исследованиями показано, что летучие элементы сохраняют первоначальное распределение вокруг метаморфизованных месторождений массивных сульфидов в Австралии. Smith et al., (1974) предполагал, что летучие элементы, такие как таллий (обычно второстепенный в эпитегрмальной минерализации) будет переживать метаморфизм лучше, чем элементы, подобные ртути и мышьяку, поскольку таллий замещает калий во многих силикатах. Следовательно, Тl может входить в минералы, такие как слюда при метаморфизме, тогда как Hg может выноситься.

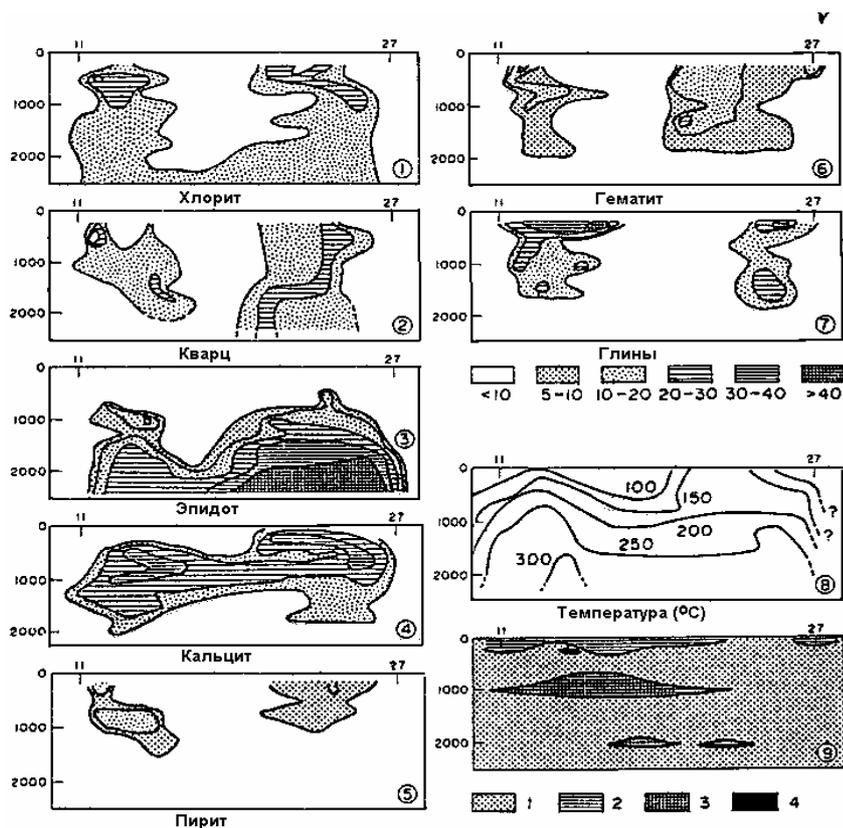


Рис.6.23. Разрез по линии, соединяющей скв. 11 и 27 (Рис.6.22) и показывающий распределение минералов (сегмент 1-7), температур (сегмент 8) и горизонты (сегмент 9). Числа означают петрографические горизонты: (1) – микролитовый андезит; (2) – риолиты и игнимбриты; (3) – порфиробластовые андезиты; (4) – дациты. (Cathelineau et al., 1985).

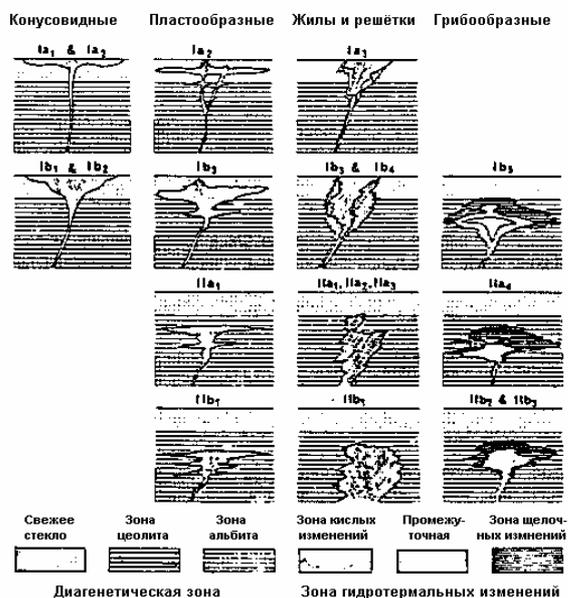


Рис.6.24. Схематическое представление морфологии и минералогии гидротермальных изменений в некоторых эпитермальных месторождениях Японии. (Utada, 1980)

## 6.5 Некоторые проблемы, связанные с интерпретацией гидротермальных изменений.

1. Наложение: Часто повторяющаяся природа вулканизма в эпитермальных провинциях означает, что во многих районах влияние одной геотермальной системы налагалось на другую, которое приводило к образованию одной свиты геотермальных изменений, наложенной на ранее существовавшую гидротермальную свиту-процесс обычно известный, как наложение. Это может также происходить, когда гидротермальная система развивается в районе уже подвергавшегося региональному метаморфизму (т.н. “Зелёные туфы” в Японии, см. Рис.6.24).

При интерпретации разведанных в эпитегрмальном месторождении важно различать два возможных механизма формирования наложений:

- (i) наложение, вызванное тепловым спадом единственного эпитегрмального события;
- (ii) наложение, вызванное наложением эпитегрмальных (или меднопорфировых) событий, обусловленных возрождением магматической активности.

Для интерпретации различия этих двух альтернативных событий часто привлекаются детальные исследования распределения зон гидротермальных изменений, а также данные по геохронологии возможных источников тепла. Типичные примеры таких взаимоотношений в Палимпсионском геотермальном поле показаны на Рис. 6.26. Leach, Vogie (1982) отмечают, что современные гидротермальные изменения налагаются на более ранний (меднопорфировые) тип изменений в современной системе Негрое.

Корреляция зон гидротермальных изменений в зависимости от температуры				
Последовательности зон гидротермальных изменений в современных геотермальных районах	Определённые минералы	Региональные метаморфические фации	Минералогические изменения	Приблизительные температуры пород °C
Зона I a ----- b	Смектит цеолит	Цеолитовые фации	→ Смектит и цеолит низкотемпературные	100 °
			→ Низкотемпературные цеолиты исчезают Ломониты Смектиты становятся переслоенными	
Зона II	Смеш.-слоин. глин. минералы	[штрихованная фация]	→ Вайраит - ломонит исчезают	200 °
Зона III	Хлорит эпидот		→ Смектит-смешаннослойные глинистые минералы → Смешаннослойные хлориты	250 °
Зона IV	Хлорит актинолит	Зелёносланцевые фации	→ Эпидот постоянно встречается → Актинолит Плагиоклаз обычно альбитизированный	300 °

Рис. 6.25 Зоны гидротермальных изменений в высокотемпературных геотермальных районах, скорректированные с температурой пород и метаморфическими фациями (Kristmannsdottir, 1979).

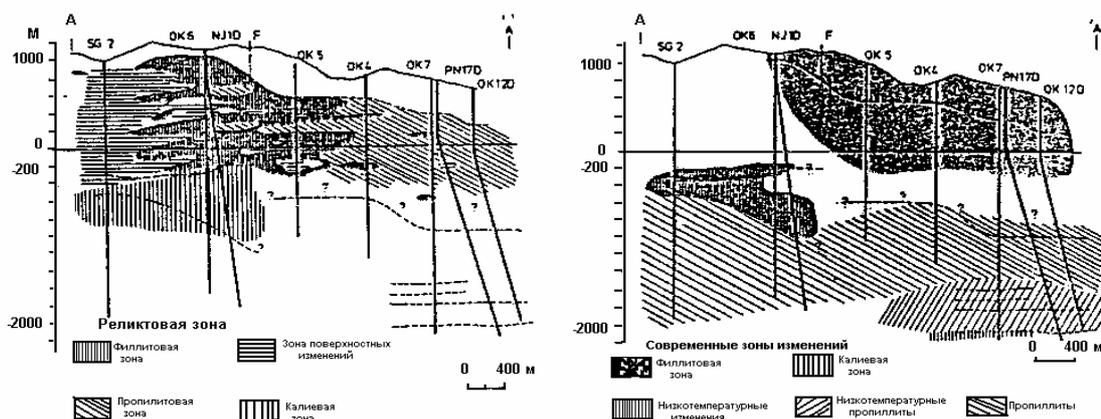


Рис. 6.26. Гидротермальные изменения современной системы Палимпсион, наложенные на более раннюю фазу гидротермальных изменений (Leach, Vogie, 1982).

2. Интерпретация приповерхностной аргиллизации: Рисунок 6.27 показывает типичные условия, в которых происходит поверхностная аргиллизация в эпитегрмальных средах (Рис.6.5 и 6.6). Идентификация зон поверхностной аргиллизации важна в понимании эпитегрмальных систем, как уже выше рассматривалось. Часто высокотемпературная приповерхностная аргиллизация может формироваться без рудообразования, тогда как в других ситуациях она может свидетельствовать о зонах кипения или фактически быть вовлечена в наложение на первую минерализацию.

В случае Бакон Монито (Рис.6.27) низкотемпературный пар нагревал сульфатно-кислые воды, опустившиеся вглубь по геологической структуре (разлому) в глубинный резервуар (водоносный комплекс). Миграция гидротерм часто попадала на остаточные кислотные минералы и, следовательно, в результате взаимодействия таких гидротерм с породой не происходило их сильной нейтрализации. Поскольку инфильтрационные воды нагреваются, то они

приходят в тепловое равновесие с более высокотемпературными кислыми гидротермами. Кислотные изменения, произведённые при такой фильтрации, по существу, образованы безрудными гидротермами, которые могут мигрировать на очень короткие дистанции и, следовательно, не являются рудообразующими (за исключением случаев, когда они ремобилизуют первичные рудные минерализации).

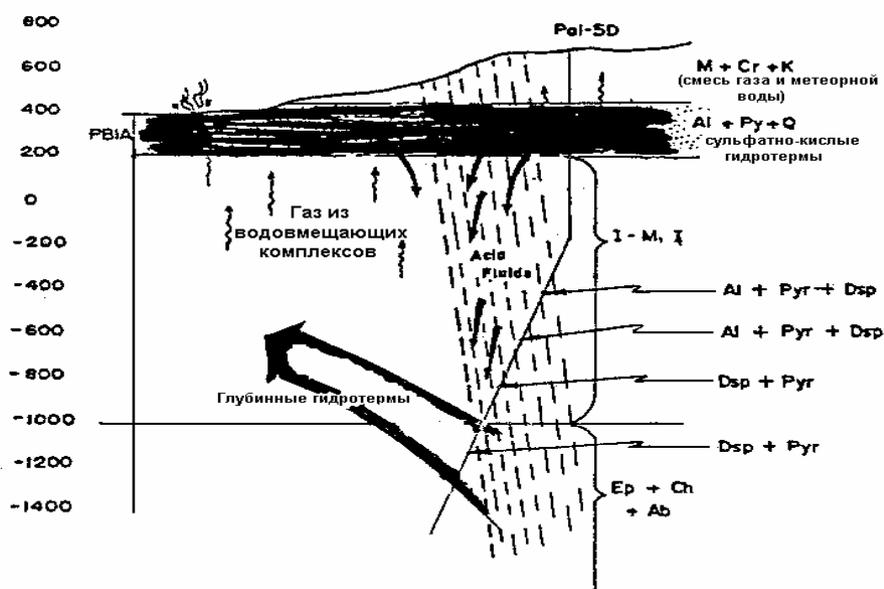


Рис.6.27. Распределение комплексов кислотных минералов в геотермальной системе Бакон-Монито Филиппины. (Leyte).

3. Неравновесные комплексы минералов. Многие реакции вода-порода очень медленно протекают и очень зависят от притока гидротерм, чтобы достигнуть равновесия. В слабо проницаемых породах неравновесные комплексы часто консервируются или наоборот не образуют стабильных минералов. Наблюдения показывают, что это часто справедливо для эпидота и актинолита и, по-видимому, эти минералы часто высоко спородически. Выше приведённая дискуссия представляет только малую часть проблем, которые могут встречаться при интерпретации гидротермальных изменений. Это будет обсуждаться более детально в последующем. Несмотря на сложность интерпретации, гидротермальные минералы также дают большую информацию для геологов.

## 7.0 Перенос и отложение металлов.

Умение рассчитывать растворимость различных металлов, комплексированных с различными лигандами (т.н. сульфиды, хлор, мышьяк и т.д.) зависит от наличия высококачественных экспериментальных данных (Seward, 1981). Там, где нет таких данных, можно чаще оценивать растворимость металлов в виде определённых компонентов и затем рассматривать химические и физические процессы, которые будут дестабилизировать комплексы и приводить к осаждению металлов. Однако, это может привести к неточностям (или иногда очень нереальным) в интерпретации. В этом разделе будут рассмотрены в основном металлические комплексы, которые были изучены в лабораторных условиях и процессы, приводящие к их дестабилизации с последующим осаждением металла, что само по себе является доказательством идентификации зон палео кипения и разбавления в эпитептермальной системе.

### 7.1 Отложение золота в низкосерных средах.

В предыдущих разделах рассмотрены граничные химические условия, полученные для эпитептермальных систем, основанные на знании гидротерм современных систем и комплексов минералов палеосистем. Здесь будет рассмотрена растворимость золота при пересечении этих границ, в особенности вблизи нейтральных pH низкосерных сред. Геохимические условия в высокосерных системах ещё плохо изучены. Поэтому дискуссия о переносе металлов в этих системах будет не безупречной.

Золото, а также мышьяк и сурьма имеют очень стабильные сульфидные комплексы. Для золота главная реакция вблизи нейтрального pH может быть такой:



При этом также надо помнить реакцию  $\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{HS}^-$  с увеличением pH,



Эта реакция с золотом была изучена Seward (1973), который получил термодинамические данные, позволяющие рассматривать растворимость золота в виде  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  при различных температурах, концентрациях сульфидов, окислительно-восстановительных условиях и pH. Необходимо помнить главную реакцию, контролирующую pH в гидротермах, когда они изолированы от буферирующих комплексов минералов (в результате нахождения, возможно, в трещине, в разломе)



Кипение и отделение  $\text{CO}_2$  из низкосерной жидкой фазы гидротерм приведёт к увеличению pH в соответствии с реакцией 7.3.

Рисунки 7.1, a, b построены для 250° и 175°, соответственно, для общих концентраций серы, наблюдаемых в активной эпитепирмальной системе в Вайотапу, где золото в настоящее время накапливается около или на поверхности оз. Шампанское. Кремнистые осадки содержат 80 г Au/т, 175 г/Au/т, 2 вес% As и Sb и высокие аномалии Hg и Tl. Эти температуры устанавливают пределы отложения эпитепирмального золота; если концентрации общей серы на один порядок выше (как иногда описывается для эпитепирмальных месторождений золота), то растворимость золота должна быть также на один порядок больше.

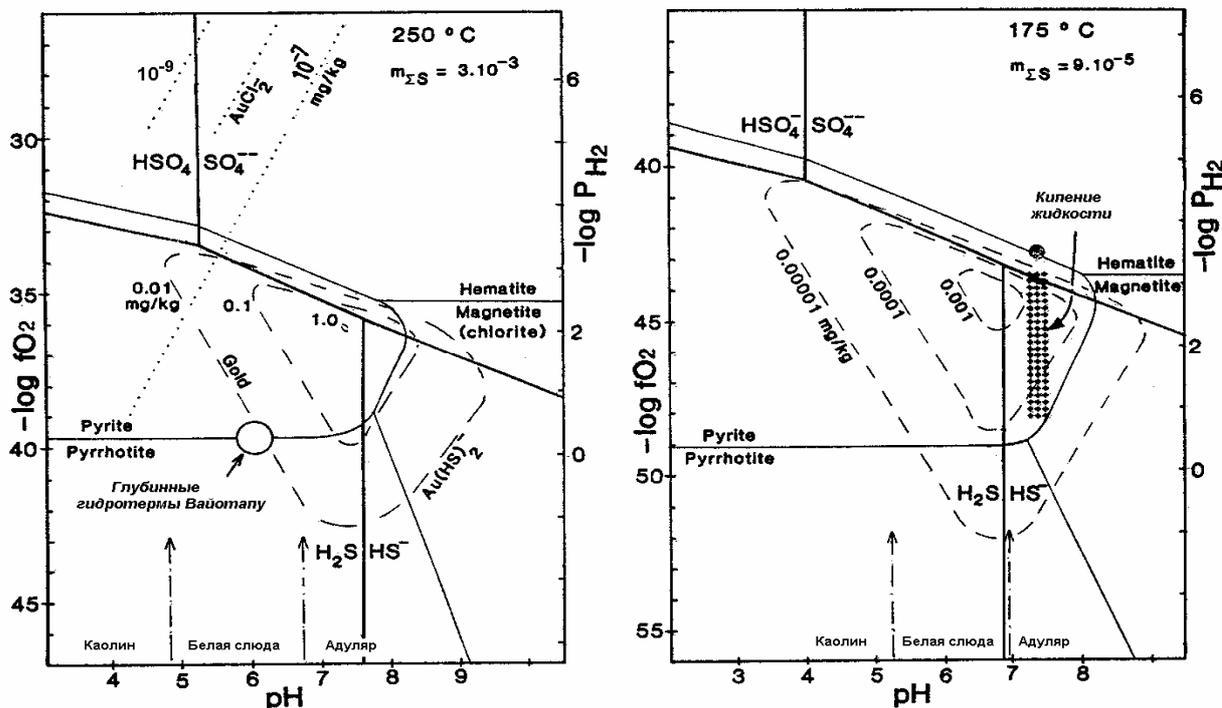
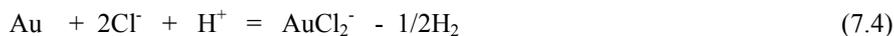


Рис. 7.1 Диаграмма  $f\text{O}_2 - \text{pH}$ , показывающая растворимость (в мг/кг) золота в виде тиосульфатных комплексов при 250 и 175 °C (на S уровне) и в виде хлоридных комплексов при 250°C (при 0.25 вес % NaCl). Показаны стабильности водных соединений серы и минералов. Кипение и газоотделение приводит к резкому уменьшению концентрации  $\text{H}_2\text{S}$ , главного лиганда в переносе золота. По мере того как температуры уменьшаются в результате кипения, pH и  $f\text{O}_2$  может увеличиваться, если они не буферированы минеральными комплексами. Активности, используемые в расчётах:  $\log a_{\text{Cl}^-} = -1.6$ ,  $\log a_{\text{Na}^+} = -1.7$ ,  $\log a_{\text{K}^+} = -2.80$  (Hedenquist, Henley, 1985,a).

Этот тип диаграмм может быть построен и для эпитепирмальных месторождений, при условии получения данных о химическом составе гидротерм по флюидным включениям и комплексам минералов (Casadovale, Ohmoto, 1974; Barton et al., 1979). Однако, они часто полагаются на некоторые важные допущения, такие как общая сера в гидротермах и т.д. Эти допущения не обязательны при моделировании активных систем.

Изолинии растворимости золота в виде хлоридных комплексов также рисуются в соответствии с реакцией



при 250°C и концентрациях NaCl для Вайотапу (0.25 вес %). Если концентрации хлоридов увеличивались на порядок, то изолинии растворимости должны сдвинуться на 2 единицы pH вправо (отмечается, что 2 молекулы  $\text{Cl}^-$  для каждой молекулы  $\text{AuCl}_2^-$  в реакции). Даже при повышенных концентрациях хлоридов золото в глубинных эпитепирмальных гидротермах (К-слюда, адуляр, пирит, хлорит-комплекс минералов, т.е. pH 5-7 и  $\log f\text{O}_2$  -37 до -40 при  $t=250^\circ\text{C}$ ), должно переноситься в основном в виде сульфидных комплексов.

Стабильность сульфидов золота имеет крутой "обрыв" на границе сульфид-сульфат, который часто наблюдался в эпитепирмальных условиях (сульфатно-кислые гидротермы производят алунит, каолинит, тонкозернистый

пирит и т.д. плюс рассеянный гематит). Кипение будет вызывать увеличение pH гидротерм, в связи с потерей  $\text{CO}_2$ . Потеря  $\text{H}_2$  может также быть причиной относительного роста окислительно-восстановительного состояния гидротерм, так что состав выкипевших ( $175^\circ\text{C}$ ), остаточных гидротерм будет обозначен точечной площадью (Рис. 7.1,b). Отметим, что выкипевшие гидротермы мигрируют в район повышенной растворимости золота (Рис.7.1,a) в результате пароотделения, потери  $\text{H}_2\text{S}$  и понижения температуры вызовет общее уменьшение растворимости золота (Рис.7.1,b). Эти изменения в химическом составе гидротерм будут происходить, когда гидротермы не буферятся вмещающей породой (т.е. когда кипение происходит в открытой трещине). Однако, поскольку выделение  $\text{H}_2\text{S}$  с паром будет резким в начале кипения (Рис.4.4b), то значительно уменьшится стабильность сульфидного комплекса. В большинстве таких случаев будет происходить относительное насыщение комплексов сульфидов золота (см. стабильность  $\text{Au}(\text{HS})_2$ ). Однако, кипение может непосредственно не приводить к отложению золота, если pH возрастает и потеря  $\text{H}_2\text{S}$  компенсируется (Cole, Drummond, 1986; Seward, личное сообщение, 1987). В этом случае кипение происходит в интервале нескольких десятков градусов (возможно связано с подъёмом гидротерм на пару сотен метров) прежде чем золото начнёт осаждаться. Таким образом, начало кипения (об этом можно судить по составу минералов, флюидным включениям и т.д.) не обязательно совпадает с зоной отложения золота.

Рисунок 7.2,c комбинирует все различные факторы, влияющие на растворимость золота, так как сульфидный комплекс, как и гидротермы, отвечающие химическому составу гидротерм Вайотапу, кипят от  $250^\circ\text{C}$  до  $175^\circ\text{C}$ . Наибольшее влияние на растворимость золота оказывают потери  $\text{H}_2\text{S}$  (уменьшая на 2 порядка на пути миграции (1) или в зависимости от механизма перехода газа в пар). Если содержание золота в глубинных гидротермах 1—3 мг/кг (Brown, 1985) и кипение происходит как под оз. Шампанским (Рис.7.3), то система Вайотапу в настоящее время должна отлагать золото в трещинных каналах гидротермальных извержений под оз. Шампанским (Рис.7.2,a).

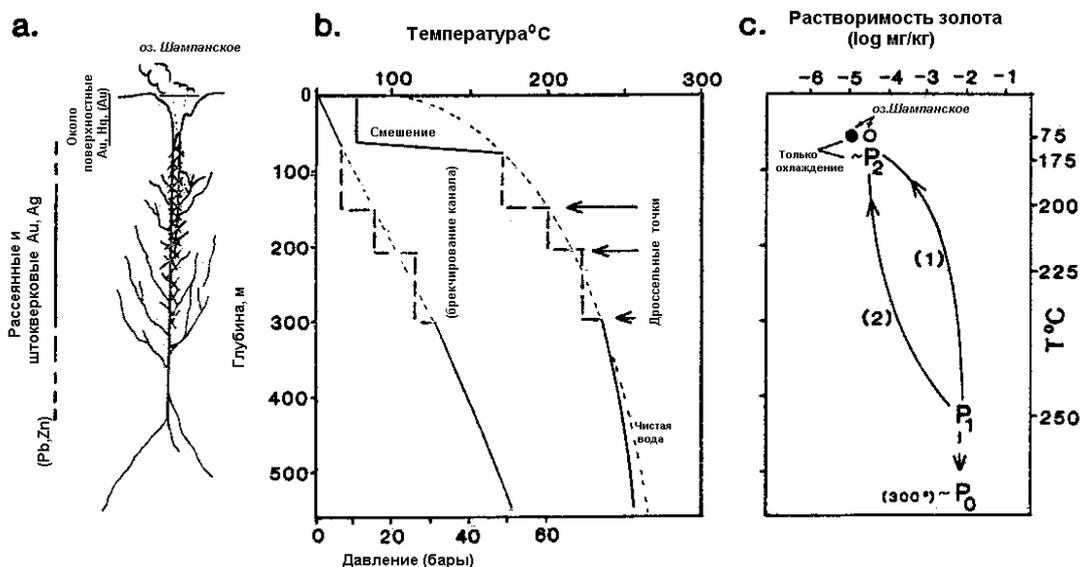


Рис. 7.2 Обобщённая схема минерализации вод оз. Шампанского в Вайотапу. b- профили температур и давления под Вайотапу. c - изменение растворимости золота в виде тиосульфатного комплекса при кипении, кружёк представляет растворимость золота  $75^\circ$  – гидротерм оз. Шампанского, чёрная точка - действительную замеренную растворимость золота (A.W. Mann, Hedenquist, Henley, 1985,a).

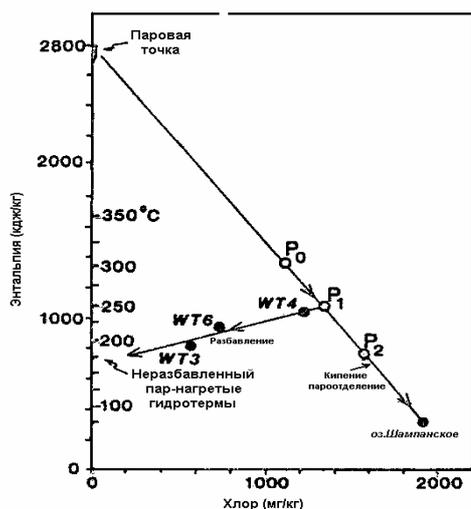


Рис. 7.3 Диаграмма смешения энтальпия-хлор для Вайотапу, показывающая доказательство кипения гидротерм оз. Шампанского на глубине, тогда как гидротермы из скважины разбавлены периферийным нагретым паром конденсатом (Hedenquist, Henley, 1985,a).

Пример отложения золота из разбавленных кипящих гидротерм в эпитермальном месторождении описывался Kamilli, Ohmoto, (1977) в канале Финландия, в округе Кокви в Перу. Хотя месторождение в основном Zn-Pb, боназковые серебряно-золотые руды были недавно открыты и в 1968-73 г.г. было добыто 0.3 млн. тонн руды с содержанием 1.2 млн. грамм Au и 525 млн. грамм Ag. Данные по флюидным включениям показали, что золотая стадия минерализации связана только с кипением (Рис. 7.4), с более поздней стадией. С более минерализованными и более хлоридными гидротермами связана минерализация (рудообразование) благородных металлов.

Этот механизм отложения золота при переходе газа в пар также описывался Brown (1986) на оголовках скважин в современной системе Бродлэндс. Чешуйки сульфидов, обогащённых халькопиритом, образуются непосредственно в нижней части потока (депрессивные точки) в нескольких скважинах. Эти сульфидные отложения содержат до 3 вес.% золота и 30 вес. % серебра (Рис. 7.5; треки осадков). Brown (1986) определил, что это происходит в результате фракционирования  $H_2S$  и  $H_2$  при переходе в паровую фазу (которая образуется в результате снижения давления), которая вызывает осаждение золота из оставшейся жидкости.

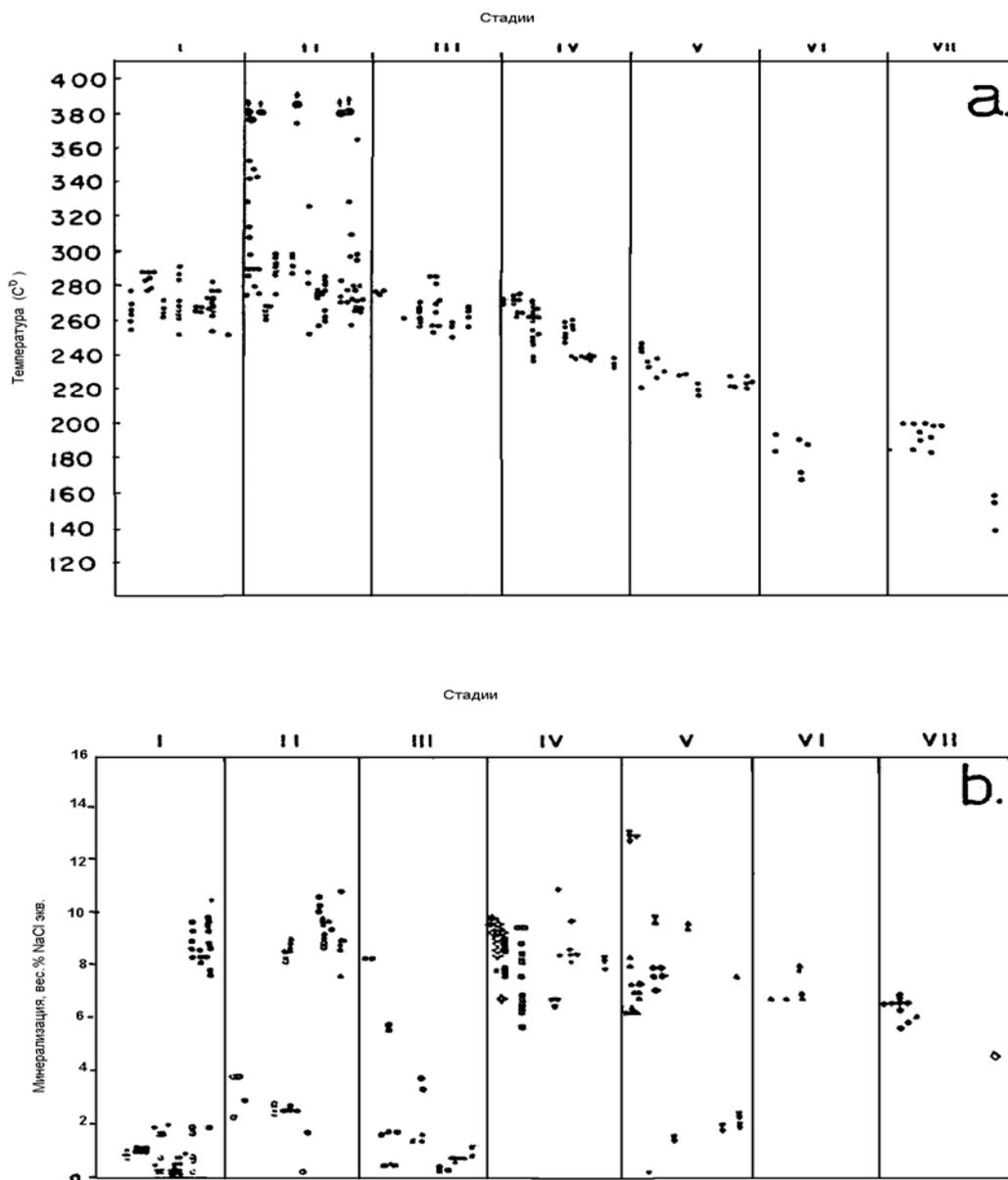


Рис.7.4 а. Диаграмма температур заполнения по флюидным включениям для жилы Финландия, округ Колкви, Перу. Чёрные кружки показывают включения, которые не гомогенизировались при верхних предельных температурах при нагревании (3900С). Стадия II – это Au-Ag стадии, с высокими значениями Th, свидетельствующим о кипении гидротерм.

Рис. 7.4 б. Диаграмма минерализации гидротерм по флюидным включениям жилы Финландия. Отмечается низкая минерализация гидротерм, образовавших благородные металлы (стадия II). (Kamilli, Ohmoto, 1977).

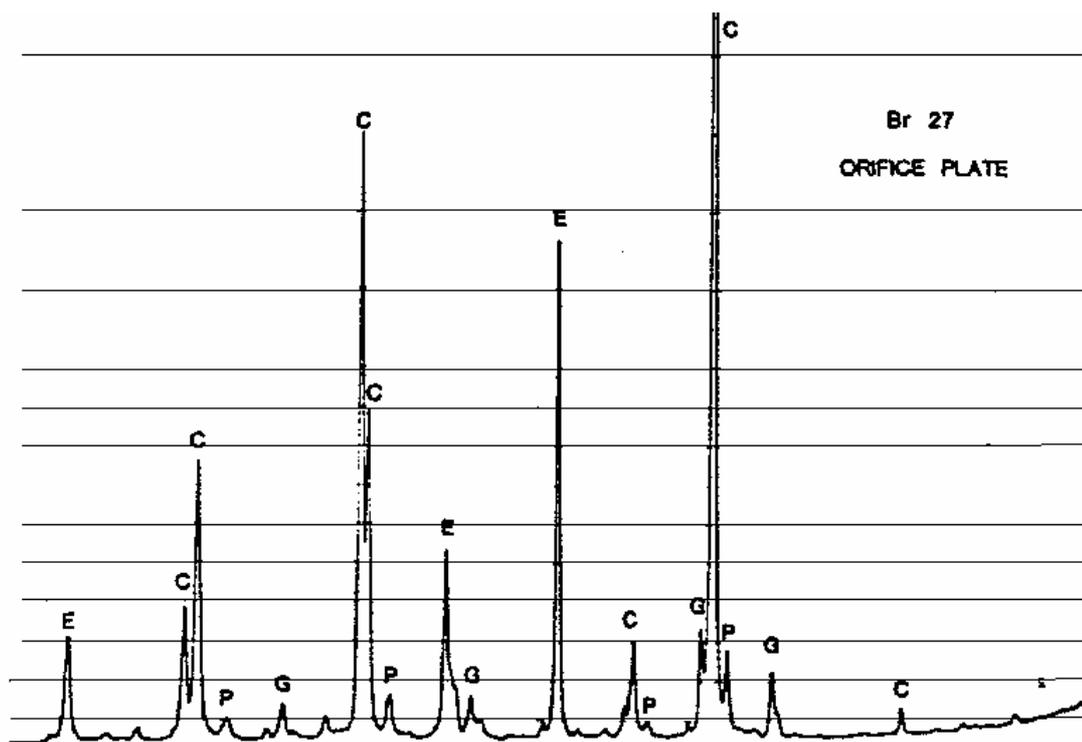


Рис. 7.5. Рентгенограмма сульфидных отложений на жиклёрной плите со стороны пониженного давления на скв. 27 Бродлэндс. E – электрум, G – галенит, C – халькопирит, P – пирит (Brown 1986).

Однако, непонятно какова степень окисления при выделении из жидких гидротерм восстановленных газов до  $H_2$ , хотя некоторые авторы выбирают модель процесса фракционирования на базе идеального равновесия (т.н. т.н. Drummond, Ohmoto, 1985). Такие качественные исследования (т.н. Giggenbach, 1980; Henley et al., 1984; Drummond, Ohmoto, 1985) показывают полезность модельных расчётов, чтобы помочь нам предсказать процессы, важные в рудообразовании и, следовательно, помочь интерпретировать минеральные комплексы в виде процессов, в результате которых они образованы. Это подтверждает, что было сказано ранее (хотя и на эмпирической основе, т.н. Buchanan, 1981) о важности кипения в отложении золота в эпитермальных системах.

Расчёты масс-баланса для условий Бродлэндса по общему содержанию золота, которое отложилось на плитах сбросных отверстий и анализа золота в растворе, взятые из сбросной струи ( $100^{\circ}C$ ) ( $0.04 \mu\text{g}/\text{kg}$ ) показывают, что, по крайней мере, 90% золота осаждается на оголовке скважины. Это позволяет предполагать, что глубинные гидротермы Бродлэндс ближе к насыщению золотом, чем ранее предполагалось (Seward, 1973). PH и  $PH_2$ , контролируемые в системе силикатным и сульфидным равновесием, один из которых может изменять и влиять на растворимость золота является  $PH_2S$ . Таким образом, относительно газонасыщенные системы (высокие содержания  $CO_2$  означает высокое содержание  $H_2S$ , так как  $CO_2 / H_2S$  обычно постоянно от 20 до 30 в эпитермальных системах) имеют способность переносить больше золота на единицу объёма гидротерм в зону отложения, если глубинные растворы являются почти насыщены золотом.

Таким образом, транспортные способности газонасыщенных эпитермальных систем выше, чем у систем с низким содержанием газа. В связи с этим возникают вопросы о контроле газосодержания в системе и все ли системы, насыщенные газом, обладают транспортными способностями. Имеются факторы, которые могут помочь при разведочных работах в региональном и локальном масштабах (т.н. какой их типов магм поставляет газ в связанные с ним гидротермальные системы?). Что-то возможно, получить при исследовании минералов и включений газов (т.н. высокие содержания  $CO_2$ , подразумевающие высокие содержания  $H_2S$ ) при разведочных работах в эпитермальных системах.

Конечно, когда сравнивается содержание газов в системах, необходимо помнить об изучаемом эрозионном уровне. Сравнение пониженного газосодержания палео системы А на глубине 100 м (т.е.  $180^{\circ}C$ ) с данными газосодержания на глубине 400 м (т.е.  $250^{\circ}C$ ) неверно, поскольку система А должна иметь более высокое газосодержание на этой глубине при  $250^{\circ}C$ , и сопровождаться большими газопотерями, в результате кипения (снижения  $t$  до  $180^{\circ}C$ ; Рис.4.4b).

Один из случаев получения глубинных минерализованных гидротерм – это “прыжок с обрыва” растворимости сульфидов золота представляет собой смешивание их с небольшими количествами относительно окисленных, кислых гидротерм (содержащих много железа). Эти гидротермы обычно образуются выше или вблизи наших глубинных гидротерм в форме сульфатно-кислых конденсатов (как в Вайотапу в большинстве активных и палео эпитермальных системах). Однако, вследствие отсутствия прямой связи между кислыми минералами (такими как каолинит) и золота (за исключением возможно месторождений типа Нансатсу) этот механизм не реалистичен.

Другим механизмом отложения золота в эпитермальной системе является абсорбция в аморфных сульфидах мышьяка и сурьмы (Ellis, 1968; Renders, личн. сообщ., 1987). Очевидно, этот механизм встречается в оз. Шампанском (Hedenquist, Henley, 1985,a) и эффективно сорбирует золото, связанное с мышьяком и сурьмой в кремнистых поверхностных отложениях (Weissberg, 1969). Коническая форма оз. Шампанского означает, что гидротермы охлаждаются до атмосферной температуры и быстро опускаются на дно озера на глубину до 60 м, охлаждая восходящие кипящие гидротермы. В этой точке  $\text{CO}_2$  долго не переходит в паровую фазу, но его пузырьки через толщу гидротерм поднимаются вверх по мере того, как давление уменьшается (отсюда название оз. Шампанское). Эта восходящая струя  $\text{CO}_2$  буферизует pH, который равняется 5.5 при  $t\ 75^\circ\text{C}$ . Это оптимальный pH для стабилизации аморфных сульфидов мышьяка. Они в свою очередь абсорбируют золото на своей заряженной поверхности. Это объясняет, почему оз. Шампанское имеет такие высокие концентрации золота в кремнистых поверхностных отложениях (зинтарс), тогда как другие соседние кипящие источники, разгружающие аналогичные гидротермы (хотя с pH 7-8 вследствие потери  $\text{CO}_2$ ) не содержат количественно измеряемое золото в их “зинтарсах”. Щелочной pH обуславливает формирование сульфидов аморфного мышьяка, в свою очередь, обуславливая отложение золота. Renders (личн. сообщ., 1977) показал, что даже при низких содержаниях золота в растворе (т.е. при низких транспортных возможностях) сульфиды мышьяка чрезвычайно эффективны. Таким образом, рудная сортировка (но не количество) может происходить вблизи поверхности активной системы. Это должно служить в качестве предостережения в оценке потенциала разведки на основании содержаний золота в “зинтарсах” (если окремненные породы являются в действительности зинтарсом). “Зинтарс” в Маклавллин содержат золото (хотя большая часть минерализации связана с неглубоким (50 м) окремнением), т.к. они образовались вокруг больших горячих источников, которые заполняли кратеры гидротермальных взрывов, очень похожих на оз. Шампанское. Высокие содержания золота, связанные с аномалиями мышьяка и сурьмы не означают, что глубинный потенциал системы высок. Наоборот, отсутствие золотой аномалии около палео поверхности (в особенности, если она не связана с As и Sb) не обязательно негативный фактор.

## 7.2 Золото в высокосерной среде.

В отличие от низкосерных эпитермальных систем, химический состав гидротерм, непосредственно связанных с переносом золота и отложением в высокосерных системах изучен плохо.

Известно, что первичные гидротермы в этих системах были очень кислыми, относительно окисляющими, возможно насыщенные хлором и с более высоким содержанием общей серы, чем низкосерные системы (но с очень низким отношением  $\text{H}_2\text{S} / \text{SO}_4$ ; гл. 4). Однако, Stoffregen (1985, в печати) и Hedenquist et al., (неопубликованные результаты) приводят доказательства осаждения золота из ранних (первичных) вулканогенных гидротерм. Кроме того, поздние гидротермы более похожи на метеорные воды, чем на вулканогенные. Они менее минерализованы, более восстановленные, менее кислые. До тех пор пока нельзя лучше охарактеризовать химическую эволюцию этих гидротерм (в особенности на примере общих хлора и серы, а также окислительно-восстановительного состояния) последующие идеи будут, в основном, предположительными.

Рисунок 7.6,а, слегка видоизмененный из Stoffregen (1985), показывает значительную геохимическую эволюцию гидротерм Summitville. A1 и A2 – это первичные выщелачивающиеся гидротермы (стабильные остаточный кремнезём и каолинит, соответственно), B – относится к золотой минерализации; заметны их повышенный pH и менее окисленное состояние. C – это поздняя стадия развития гидротерм, более окисленных (или субповерхностные сульфатные гидротермы, или возвратный цикл к первичным вулканогенным гидротермам). Этот химический состав, показанный для сравнения на Рис.7.6b, – типичные химические условия для низкосерной минерализации. Схема развития гидротерм Summitville аналогична, сделанной ранее для Нансатсу (Hedenquist et al., Рис. 7.7).

Если общая сера и хлор для высокосерных условий справедливы, то как  $\text{AuCl}_2^-$ , так и  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  (или скорее  $\text{AuHS}^0$ ; Seward, 1973) будут оба давать сходную растворимость золота в условиях A-первичных вулканогенных гидротерм. Таким образом, если pH возрастает, то  $\text{AuCl}_2^-$  будет уменьшать свою стабильность, то  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  будет возрастать, компенсируя, таким образом, изменение. Stoffregen (1985) отмечал, что в Summitville не наблюдается концентрации золота, очевидно, там, где происходит нейтрализация. Если гидротермы могут восстанавливаться, то оба комплекса должны уменьшить стабильность, а с увеличением pH, отмечаемом для среды B, этот фактор компенсирует.

Если B являются глубинными гидротермами, переносящими золото, то доказательство такого фактора, как смешение с кислыми гидротермами, нужно искать в механизме осаждения. Эта дискуссия также допускает, что общая сера и хлор не изменялись (невероятно) и что не было температурных изменений (также маловероятно).

Следовательно, до тех пор, пока нет данных об этой среде, нельзя быть уверенным в какой-либо геохимической модели высокосерных систем. Это, однако, не должно мешать их разведке (см. последнюю главу).

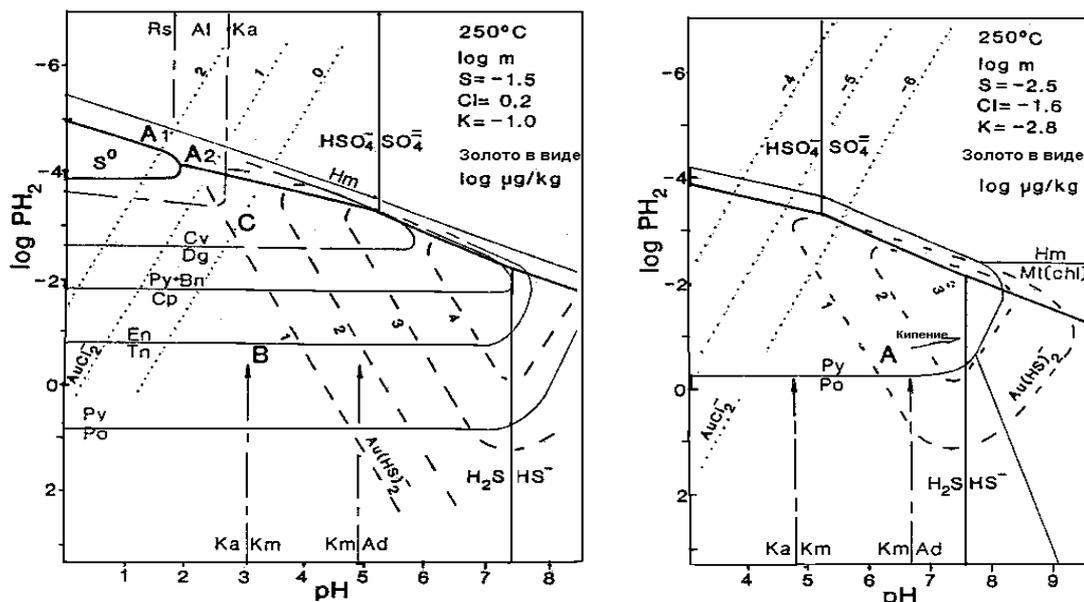


Рис. 7.6, а. Диаграмма  $P_{H_2}$  – pH, построенная для высоких концентраций S, Cl и K, существующих в высокосерных системах. Концентрация общей серы построена в зависимости от размера поля самородной серы (Stoffregen, 1985). Stoffregen (1985) вывел условия, связанные с гидротермальными изменениями в следующем виде: сильное выщелачивание или остаточный кремнезём (Rs) – A<sub>1</sub>; алунит (Al) – ореол каолинита – A<sub>2</sub>; глубинные рудообразующие гидротермы, в которых халькопирит (Cp) и теннантит (Tn) стабильны – B; и условия главной стадии золотого рудоотложения, где энергит (En), ковеллин (Cv) и борнит (Bn) стабильны – C. В главной стадии (C), растворимость хлоридов золота становится значительной относительно бисульфидов золота, ограничивающих процессы, вызывающие отложение золота.

Рис. 7.6, в. Диаграмма  $P_{H_2}$  – pH, показывающая относительные стабильности минералов, обычно встречающихся в низкосерных системах, и стабильные соединения серы. Химический состав рудообразующих гидротерм, наблюдаемый в активных системах и полученный по минералогии месторождений, показан в виде “А”. При этих условиях растворимость бисульфида золота (показанная в виде  $\log \mu\text{g}/\text{kg}$  –ppb) в основном превышает растворимость хлорида золота и ответственна за перенос золота. Кипение будет вызывать рост pH, вследствие потери  $\text{CO}_2$  и резкое уменьшение растворимости золота за счёт выделения  $\text{H}_2\text{S}$ . Построено по данным Stoffregen 191985), Hedenquist, Henley (1985,а), Helgeson (1969), Helgeson et al., (1973).

Пирит (Py), гематит (Hm), магнетит (Mt), хлорит (Chl), каолинит (Ka), К-слюда, адуляр (Ad).

	Время →		
	Первичные кислые вулканические гидротермы	Преимущественно метеорная циркуляция	
	A	B	C
Выщелачивание	—	—	—
Приграничный ореол	—	—	—
Проницаемость	Выщелоченные	Bx	Bx
Отложения кварца	—	—	—
Пирит	—	—	—
Энергит (пузонит)	—	—	—
Ковеллин	—	—	—
Алунит	—	—	—
Серя	—	—	—
Золото (электрум)	—	—	—
Гетит	—	—	—

Рис.7.7 Парагенетическая последовательность минерализации по нескольким источникам Нансатсу (см. Исследованные системы), включая Urashima et al., 1981; Saito, Sato, 1979. Последовательность минералообразования сходна с описанной Stoffregen (1985) для Summitville (Рис.7.6,а). Hedenquist et al., неоп. дан.

### 7.3 Серебро и неблагородные металлы.

Серебро переносится в виде комплексов хлора в соответствии с реакцией (Seward, 1976)



Хотя в разбавленных хлоридных растворах значительное количество будет переноситься в виде сульфидных комплексов Ag (Henley, 1987).

В этой реакции рост pH, вследствие кипения и потери  $\text{CO}_2$ , будет происходить с уменьшением растворимости хлорида серебра (потеря  $\text{H}_2\text{S}$  будет сопровождаться противоположным эффектом, хотя не при такой же pH; отмечается стехиометрия реакции). Простое разбавление хлоридов может также уменьшить растворимость, хотя кипение должно оказывать доминантное воздействие в большинстве случаев эпитегрмальных систем (поскольку газоотделение обычно происходит на порядок величины, тогда как разбавление в несколько раз эффективней).

Растворимость Ag в виде сульфидного комплекса не изучалась в подходящих условиях, несмотря на то, что эти работы проводились в лабораториях. В сильно разбавленных хлоридных растворах (менее 0.5 вес % NaCl) значительное количество общего серебра в растворе будет, по-видимому, присутствовать в виде сульфидного комплекса (Henley, 197). Серебро, переносимое в виде сульфидного комплекса ведёт себя аналогичным образом, как ранее отмечалось для переноса и отложения сульфидного золота.

Галенит и сфалерит также обычно связаны (или близко к этому) с минерализацией драгоценных металлов в эпитегрмальных системах. Поскольку есть некоторые экспериментальные данные для сфалерита в соответствующих условиях, то здесь будет рассмотрена только растворимость галенита.

Рисунок 7.8 показывает распределение различных хлоридов Pb в виде функции  $m_{\text{Cl}}$  – основанную на экспериментальных данных (Seward, 1984).

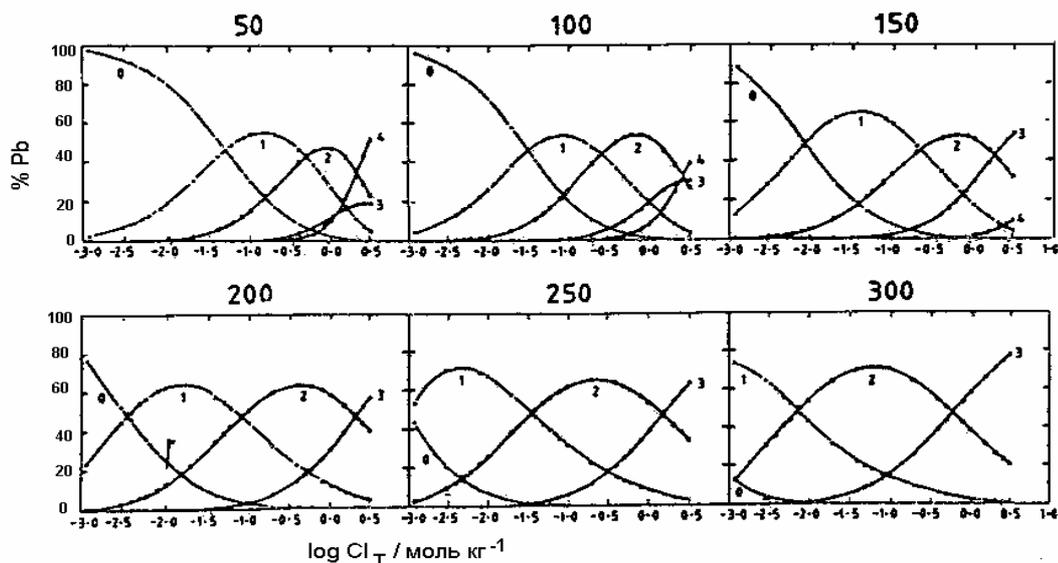


Рис.7.8 Процентное распределение свинца в виде хлоридных (II) комплексов в виде функции общей концентрации хлора,  $\text{Cl}_T$  до  $300^\circ\text{C}$  при давлении насыщенного пара системы; кривая для каждого комплекса обозначается в соответствии лигандным числом (т.н. кривая "2" соответствует  $\text{PbCl}_2^0$ ), Seward, 1984.

Из этих данных видно, что  $\text{PbCl}_2^0$  концентрирует около 50% растворённого Pb. Растворимость галенита может быть описана



Используя аналитические данные по гидротермам Бродлэндс, получаем  $m_{\text{Pb}} = 0.011 \mu / \text{кг}$  (в виде  $\text{PbCl}_2$ ). Таким образом, реальная растворимость галенита, включая все хлоридные соединения, составит  $0.02 \mu / \text{кг}$ . Эта оценка значительно ниже того, что показали анализы гидротерм ( $1-10 \mu / \text{кг}$ ) (Weissberg et al., 1979), и, что в этих низкоминерализованных гидротермах должны присутствовать другие комплексные соединения.

Имеющиеся данные не допускают значительных количеств  $\text{PbOH}^+$  и соединений тиосульфатов Pb в этих условиях, но другие соединения, подобные  $\text{PbHCO}_3^+$  и смешанные гидроокись-хлоридные соединения, могут быть важными (Seward, 1984).

Рисунок 7.9 показывает расчётную растворимость галенита в виде функции температуры для 1.0 моль раствора хлорида (~6 вес % NaCl, аналогичного раствору для многих эпитегрмальных месторождений неблагородных металлов). Отмечается большая растворимость свинца, чем в гидротермах Бродлэндс при увеличении содержания хлора в 25 раз. Следуя Henley (Henley, Brown, 1985) можно рассчитать увеличение растворимости, ожидаемой при  $2650^\circ\text{C}$ , если соединения, подобные  $\text{PbHCO}_3^+$ , присутствуют. Мы имеем простую реакцию для образования  $\text{PbHCO}_3^+$ .

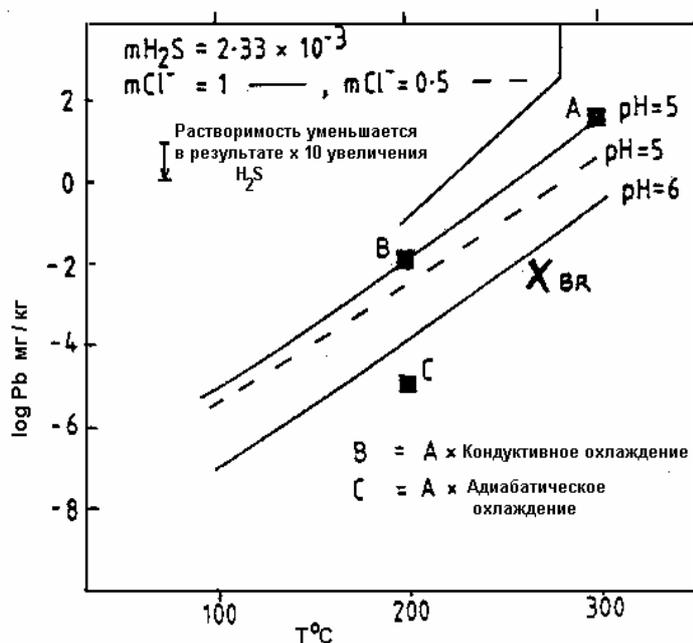
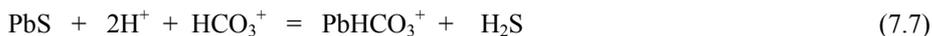


Рис. 7.9. Растворимость галенита в хлоридном водном растворе (модифицировано Henley, Brown, из Seward, 1984). Отмечается, что при кипении в 300-2000С гидротермы должны мигрировать от точки А к точке С, таким образом, уменьшая растворимость свинца (в виде хлоридного комплекса) на 6 порядков величины.

Увеличение хлора по сравнению с гидротермами Бродлэндс не влияет на написанную реакцию (поскольку соединения хлоритов не вовлечены в реакцию) за исключением изменений коэффициентов активности (поскольку ионные силы больше). Следовательно, если наблюдаемые цифры для свинца в гидротермах Бродлэндс (~5  $\mu\text{g} / \text{kg}$ ) являются следствием этих или других факторов, то их концентрация может быть определена прямо на Рис. 7.8 (точка X).

Если мы сравним растворимость хлорида свинца с концентрациями свинца в Бродлэндс, то станет ясно, что хлоридные комплексы преобладают при повышенной минерализации. Вследствие баланса давлений (см. Henley et al., 1984), в гидротермальной системе с высокоминерализованными гидротермами (т.н. 6 вес. % NaCl), pH этих гидротерм должно быть на 1-1.5 единиц меньше, чем для гидротерм Бродлэндс. Увеличенная растворимость  $\text{PbHCO}_3^+$  вследствие этого воздействия частично компенсируется уменьшением  $\text{mHCO}_3^-$  (поскольку  $\text{HCO}_3^-$  превращается в  $\text{H}_2\text{CO}_3$  при пониженных значениях pH).

Мы приходим к выводу, что комплексирующие хлориды свинца могут объяснить содержание свинца в растворе в разбавленных активных гидротермальных эпитептермальных системах, а также быть важными в высокоминерализованных гидротермах (как в месторождениях благородных металлов; Рис.4.2). Однако, комплексообразование хлоридов может объяснить перенос серебра во многих системах драгоценных металлов. Следовательно, если комплекс свинца (или цинка), который ответственен за перенос благородного металла в гидротермах с благородными металлами (т.н. разбавленные хлориды), аналогичен по типу с хлоридным комплексом, то процессы, которые приводят к отложению серебра, могут также вызвать осаждение благородного металла.

Из вышеприведённой дискуссии ясно, что преобладающим процессом отложения металлов из хлоридных комплексов, является кипение; увеличение pH в результате выделения  $\text{CO}_2$  является главным фактором отложения серебра (в результате стехиометрии реакции). В случае отложения сульфидов благородных металлов, выделение  $\text{H}_2\text{S}$  действительно увеличивает растворимость металлов, которая противоположна ситуации отложения золота, где растворимость непосредственно связана с содержанием сульфидов. Кипение также ответственно за отложение золота, но по различным причинам (т.н. выделение  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ ), поскольку комплексы представлены различными типами. Эти процессы более детально обсуждаются Henley et al. (1984) и Hedenquist, Henley (1985, a, b).

Следовательно, максимальное количество отложения каждого металла связано с комплексным взаимодействием между многими переменными (т.н. увеличение pH, выделение  $\text{H}_2\text{S}$ , выделение  $\text{H}_2$  и т.д.). Эти конкурирующие факторы могут приводить к металлической зональности, которую мы наблюдаем во многих эпитептермальных системах по пути гидротермальных потоков. Кроме того, простое остывание, а также разбавление влияют на некоторые металлические комплексы сильнее, чем на другие.

В частности, разбавление любых хлоридных гидротерм будет уменьшать растворимость хлоридов комплексированных металлов (т.н. серебра и благородных металлов) в соответствии с реакциями 7.5-7.7. Однако, Simmons et al. (в печати) пришли к выводу, что даже в относительно минерализованных растворах (до 12 % вес. NaCl) серебро-полиметаллических месторождений Фреснилло в Мексике, кипение является главным фактором, контролирующим отложение золота. Несмотря на большое уменьшение минерализации во времени, (данные получены по данным флюидных включений, Рис.7.10), серебро и благородные металлы отлагались из минерализованных гидротерм только совместно с кварцем, отлагающимся из разбавленных гидротерм. Simmons et.

al. не нашёл доказательств смешения (промежуточный минерал) между этими гидротермами; скорее всего эти гидротермы просто замещались другими пульсационно.

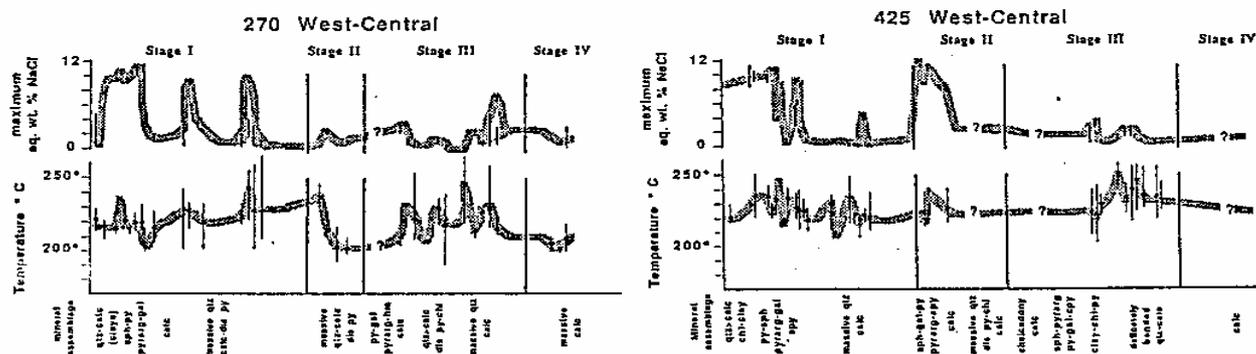


Рис. 7.10 Колебания температур (малые) и минерализации (большие) гидротерм во времени (Simmons, в печати).

## 7.4 Супергенное распределение благородных металлов.

Золото после отложения в эпitherмальной системе, часто в виде электрума, может быть перераспределено последующими гидротермами 2-х типов. Первый-сульфатно-кислые нагретые паром гидротермы могут наложиться на глубинную минерализацию, по мере того как активность системы убывает при “обрушении” в систему вод поверхностного формирования и второй - в результате супергенного выветривания, вызванного различными типами вод, которые связаны с местностью, климатом, геоморфологией и первичной минералогией месторождений.

В обеих ситуациях первичные сульфиды окисляются, хотя возможно в большей степени в условиях супергенного выветривания. В этой ситуации насыщенные кислородом грунтовые воды окисляют сульфиды в вадозовой зоне вплоть до подземных вод.

Важно изучить ремобилизацию золота по некоторым причинам: 1-золото может быть обогащено выше нормы, таким образом, приводя к поверхностным “выбросам”, не характерным для субповерхностной руды; 2- золото может иметь меньшие содержания в ремобилизованной зоне, таким образом, образуя выщелоченные зоны, вновь не представляя истинное содержание и 3- как отмечалось, окисление сульфидных руд может означать различие между рудными месторождениями и металлургической тайной (т.н. окислы по сравнению с сульфидными рудами в Пуэбло Вьехо). Здесь были изучены поведение золота и серебра в супергенной ремобилизации. Это базировалось, в основном, на современных исследованиях Mann (1984), Webster, Mann (1984), Webster (1986), Stoffregen (1986). Эти исследования определили три типичных условия ремобилизации золота в профиле выветривания: 1-кислые хлоридные рассолы, т.н. в Зап. Австралии (Mann, 1984); 2-сульфатно-кислые воды, т.н. в Саммитвилле (Stoffregen, 1986) и 3-нейтральные тиосульфатные воды Вау в Папуа Н. Гвинея (Webster, Mann, 1984; Webster, 1986).

Кислые хлоридные рассолы развивались в аридных и полуаридных закрытых бассейнах с периодическими дождями; хлор мог привноситься за счёт морских аэрозольей, даже если бассейн находился на большом удалении от океана. В латеритовом профиле окисление пирита до окисленного железа и последующий гидролиз приводил к образованию кислого pH. В этих условиях электрум растворим, однако, золото в последующем переосаждалось в виде мелких кристаллов, в результате восстановления  $AuCl_4^-$  ионом железа  $F^{+2}$ . Наоборот, серебро не восстанавливается из своего состояния  $AgCl_0$ , приводя к сильному вымыванию из системы. Обычно ремобилизованное золото имеет чрезвычайно высокую пробу (> 995).

Наоборот, Саммитвилл располагается на большом расстоянии от океана и не имеет источника хлора. Таким образом, когда рудные сульфиды окисляются, образуются сульфатно-кислые воды. Stoffregen (1986) показал, анализируя кислые шахтные воды, что хлор присутствует в них в малом содержании. Стоффрегген считал, что в этих условиях тиосульфатное комплексообразование золота происходит очень локально в виде тонких зёрен, сходных по составу срастаний с гётитом. Этот короткий перенос связывался с кратковременной стабильностью тиосульфатных комплексов в кислой среде.

В аналогичных условиях в Вау, где сульфиды окисляются в результате выветривания, конечный раствор обогащён сульфатом, но имеет почти нейтральную реакцию; это получается в результате нейтрализующего влияния руд, содержащих карбонаты (Webster, 1986). В этих условиях, как золото, так и серебро ремобилизуется из первичного электрума в виде тиосульфатных комплексов, стабильных при почти нейтральном pH. В Вау тонкозернистый электрум (400-670) в кальците, кварце, манганокальците, пирите и аргентите ремобилизуется и в окисленной зоне у зеркала подземных вод присутствует в виде грубокристаллического вторичного электрума (500-650) с окислом марганца у (Webster, 1986). Таким образом, в этой ситуации золото обогащается у зеркала подземных вод вследствие изменения в химическом составе выветривающихся флюидов. Однако состав электрума не отличается от состава в первичной руде. Распознавание случаев ремобилизации золота при разведке, как около

поверхности, так и в окисленных зонах, это по существу реконструируются первичные месторождения и определяется реальное содержание золота и его потенциальное распределение.

## 7.5 Контроль вариации золото-серебряных отношений в месторождениях.

Высокое отношение  $Ag/Au$  в месторождении предпочтительнее для относительно высокой минерализации (т.к. серебро переносится в виде хлоридного комплекса); хотя данные по включениям для Пахука и Гуанохуато (Buchanan, 1981) позволяют предполагать, что эти серебряно-золотые месторождения не отличаются повышенной минерализацией по сравнению со многими золото-серебряными месторождениями (см. Прим.2). Simmons et al., (в печати) показали, что серебряно-полиметаллическое месторождение Фреснилло имеет минерализацию ~10 вес% NaCl, сходную с минерализацией в Криде.

Другим фактором различий в месторождениях может быть первичное содержание металла в гидротермах. Однако, это трудно понять, поскольку является важным, если нет большого различия в содержании  $H_2S$  и /или хлора в промывающих гидротермах. Глубоко циркулирующие гидротермы с низким содержанием  $H_2S$ , прежде гидротерм с высоким содержанием  $H_2S$ , должны захватывать золото до того, как они достигнут насыщения. Напротив, содержания  $Ag$  в двух разных гидротермах должны быть одинаковы, если концентрации хлора были аналогичны и наоборот. Эти предположения определялись количественно (Рис.7.116 Henley, 1985) и объясняют причину изменения отношения  $Ag/Au$  от 0.1 до 500 и более для месторождений драгоценных металлов (Рис.7.11).

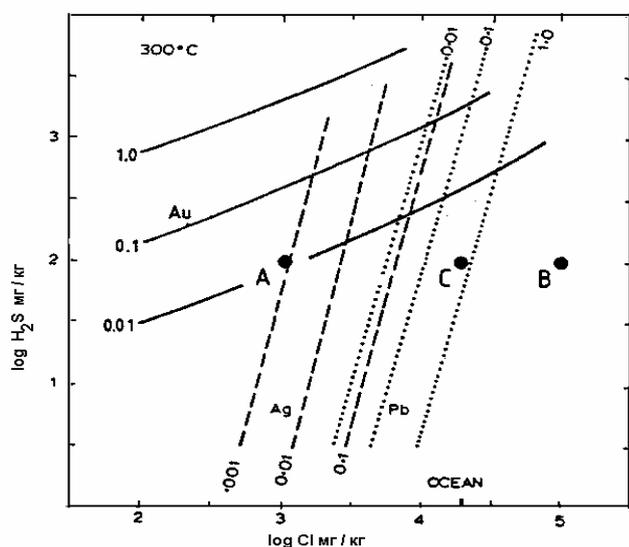


Рис. 7.11. Влияние на растворимость золота и серебра (изолинии в мг/кг металла в растворе) в виде сульфидов и комплексов хлоридов, соответственно, вариаций содержаний  $H_2S$  и хлора. Свинец так же приводится в виде хлоридного комплекса А-гидротермы Вайотапу, Бродлэндс, В-гидротермы Солтон Си (аналогичные с гидротермами Крид) и С-гидротермы Куроко. (Henley, 1985).

Изолинии растворимостей Au и Ag рассчитываются для их зависимостей от концентрации  $H_2S$  и хлора. Точка А представляет гидротермы с составом, аналогичным Вайотапу и Бродлэндс, точка В – для рассолов Солтон Си и точка С – для “морских” гидротерм Куроко. Допуская, что процесс отложения при кипении влияет одинаково на растворимость комплексов Au и Ag, то руда будет иметь такое же отношение  $Ag/Au$  как и в гидротермах. В этом случае отношение  $Ag/Au$  для А должно быть 0.1, тогда как для гидротерм с минерализацией, аналогичной в точке В  $Ag/Au$  должно быть около 1000. Эти объяснения различий в отношениях  $Ag/Au$  между разбавленными гидротермами месторождений благородных металлов и более минерализованными гидротермами месторождений неблагородных металлов. Это также объясняет различие металлического отношения между месторождениями благородных металлов аналогично кажущейся минерализации. Если богатые серебром месторождения имеют истинную минерализацию 3 вес.% NaCl и очень низкое газосодержание, то они имеют включения с Tm, такие же, как для 0.3 вес %, но содержащих ~ 4 вес.%  $CO_2$  и  $H_2S$ . Повышенное содержание  $H_2S$  в разбавленных хлоридных гидротермах приводит к повышенной растворимости золота, которое в свою очередь значительно влияет на отношение  $Ag/Au$ . Мы надеемся научиться определять богатые Ag месторождения, если фактически их гидротермы были бедны газами ( $CO_2 + H_2S$ ) в сравнении с месторождениями, богатыми золотом.

Наконец, очевидно, что процесс, который приводит к отложению металлов, также важен при образовании рудного месторождения в качестве транспортирующей способности гидротерм (т.н. фактическое содержание металлов). Хотя предварительно богатые металлом породы не способствуют формированию рудного месторождения, гидротермы должны обладать транспортной способностью, которая тесно связана с их химическим составом. Если поток гидротерм концентрируется в районе и работает процесс осаждения, такой как кипение, то есть вероятность образования рудного месторождения, если транспортная способность (общий расход = скорость x время) является достаточно высокой, чтобы насыщать рудные месторождения металлом. Это вытекает из высоких концентраций неблагородных металлов в большинстве современных эпитермальных систем; они только требуют механизм фокусирования потока, чтобы увеличить шанс формирования рудного месторождения. Содержание металлов в гидротермах и общий расход гидротерм в этих системах иными словами адекватен формированию

рудного месторождения. Следовательно, реконструкция гидрологии гидротермальных систем, процессы, действующие внутри неё, и химический состав гидротерм (следовательно, их транспортные способности) являются важными целями в разведке эпитермального золота и связанных с ним металлов.

## Часть II.

### 8.1 Голден Кросс, Н. Зеландия.

Этот раздел написан Cornel R.J. de Ronde и является главой 15 в Путеводителе (1986) под редакцией Henley, Hedenquist, Roberts. Это наиболее полное и значительное исследование эпитермального месторождения в Коромандел.

Au-Ag эпитермальное месторождение Голден Кросс (ГК) располагается в 8 км к СВ от г. Вайхи, в южном продолжении хребтов Коромандел Сев. Острова Н.Зеландии (Рис.8.1.1).

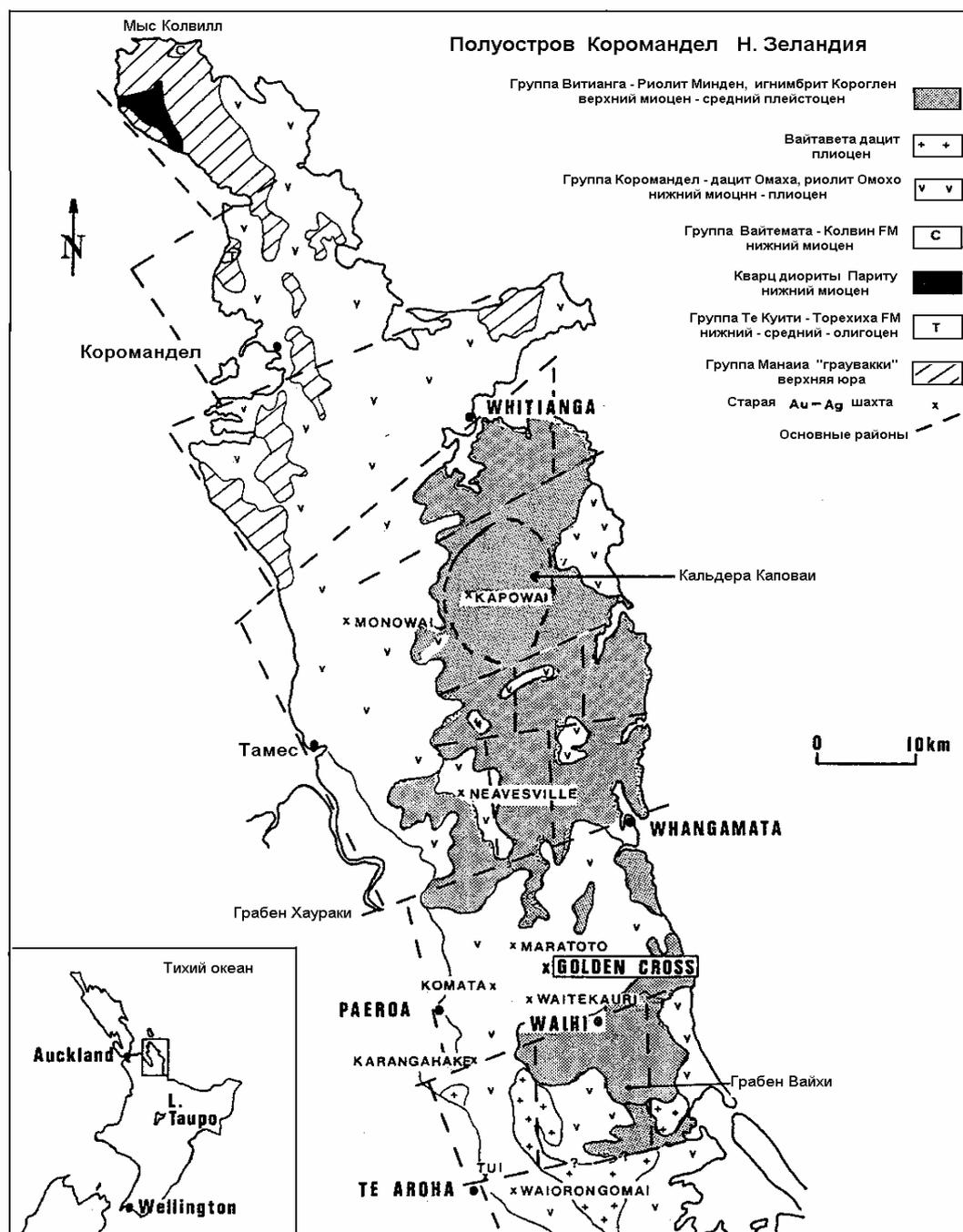


Рис.8.1.1 Полуостров Коромандел.

Значительные площади п-ва Коромандел подвергались обширным гидротермальным изменениям, сопровождавшимся благородным рудообразованием.

Несколько эпitherмальных участков, содержащих Au-Ag, встречается в округе Вайхи, который давал значительные количества благородных металлов, особенно: Маратото, 21903 млрд. унций; Комата - 534852 миллиардов унций; Вайтекаури - 44038 билл. унций; Карангахакэ - 4011470 билл. унций и исторически наибольший участок, Вайхи - 29249968 билл. унций (Downey, 1935; рис.8.1.1). Эти, содержащие благородные металлы участки, подобные Голден Кросс, все размещены в миоцен-плиоценовой вулканической группе Коромандел и имеют сходный комплекс минералов и структурных взаимоотношений. Большинство из этих участков, очевидно, сильно подвергались трещинообразованию с рудопоявлением, приуроченном к трещинно-жильной циркуляции гидротерм. Глубина гидротермальных изменений обычно не превышает 800 м от современной поверхности

Месторождение Голден Кросс было открыто в 1882 г. и дало 386331 билл. унций из 155184 тонн кварцевой руды в течение 1895-1900г.г. В настоящее время интерес к Au-Ag минерализации в округе Вайхи проявляется в интенсивном разбурировании несколькими горными компаниями.

В этой главе описывается эпitherмальное Au-Ag месторождение как, “древнее палеогенное” гидротермальное и показывается, какие вариации аналитических методов дают возможность реконструирования гидрогеологии системы и условий гидротермального минералообразования и благородных металлов.

### ***Геология и структуры.***

Фундамент хребтов Коромандел состоит из поднятых граувакков верхней юры (группа Манайя Хилл), которые обнажены на СЗ полуострова. Осадки олигоцена (группа Те Куити) и миоцена (гр. Вайтамата) перекрывают граувакки в северной части хребтов (Skinner, 1967). Вулканические породы хр. Коромандел описаны как продукты нескольких интрузивных и экструзивных стадий дифференциентов известковистой андезитовой магмы (Skinner, 1976) и колеблются по составу от роговообманково-гиперстенового андезита до дацитов и риолитов с относительно второстепенными базальтами (Schofield et al., 1967; Skinner et al., 1978; рис.8.1). Вулканизм начался в раннем миоцене и продолжался, по крайней мере, и плиоцене, достигая плейстоцена (Skinner, 1983; Stipp, 1983).

Региональные северо-западного простирания нормальные разломы отделяют полуостров от депрессии Хаураи на западе (Hochstein, Nixon, 1979). Главные нормальные разломы секут хребты, которые протягиваются как с северо-востока на юго-запад, так и с востока на запад.

Гидротермальные изменения широко распространены по всему полуострову, хотя они обычно более связаны с ранними миоцен-плиоценовыми андезитами и дацитами группы Коромандел (Morgan, 1924; Skinner, 1983).

Геология участка Голден Кросс сложена тремя главными стратиграфическими пачками, вулканиты группы Коромандел (мин. мощность 500 м), риолиты Вайтианга (мин. мощность 70 м) и “андезиты” Омахия (макс. мощность 100 м; неправильно названные так как геохимически и петрографически – это дациты, которые обобщены на Рис.8.1.2..). “Андезиты” Омахия, показанные на Рис.8.1.2 не являются андезитами Skinera, однако, формальное стратиграфическое название сохранилось. Эти пачки перекрывались озёрными осадками и карбонатными прослоями современной тефры, вероятно образованной в вулканической зоне Таупо.

Рисунок 8.1.3 представляет собой генерализованную геологическую карту района Голден Кросс. Вулканиты группы Коромандел легко распознаются в полевых условиях благодаря своей геологической позиции и интенсивными гидротермальными изменениями. “Андезиты” Омахия определяются по отсутствию гидротермальных изменений и выступающим пикам и хребтам. “Андезиты” лежат несогласно на вулканиках гр. Коромандел.

В южной части Голден Кросс большой дацитовый купол, описываемый как дациты Вайтавета, оказывается стойким к гидротермальным изменениям, кроме наличия кальцитовых и кварцевых жил, местами заполняющих трещины и разломы.

В местах обнажений риолиты группы Вайтианга подвергались начальным стадиям гидротермальных изменений. Риолитовое магматическое тело условно предполагается в качестве источника тепла, ответственного за формирование гидротермальной системы г. Кросс (de Ronde, 1985).

Исследования споропыльцы из карбонатного слоя между вулканиками гр. Коромандел и “андезитами” Омахия показывают, что споры подверглись гидротермальным изменениям. Датирование карбонатного слоя палеогеологическими, стратиграфическими и К-Аг методами ограничивает возраст гидротермальных изменений в Г. Кросс в интервале от раннего до позднего плиоцена, с возможным продолжением в плейстоцене (de Ronde, 1985). Гидротермальная система Г. Кросс была действующей в течение части этого интервала, возможно, в период 100-500000 лет, как это определялось для действующих систем вулканической зоны Таупо (Browne, 1971; 1984,a).

Структура в районе Г. Кросс определяется разломами, которые с трудом диагностируются в связи с плохой обнажённостью, отсутствием маркирующих горизонтов и маскировкой поздними “андезитами” Омахи и современной тефрой. Однако, часть разломов устанавливается полевым картированием, геофизическими исследованиями и при интерпретации аэросъёмки. Преобладают СВ-ЮЗ и в меньшей степени широтные разломы (Рис.8.1.3), нормальные разломы; обычно наклон сбрасывателя более 70°. Один из разломов, расположенный к северу от Г. Кросс, имеет величину вертикального смещения ~ 500 м. Предполагается, что весь участок Г. Кросс представляет собой горст в граувакковом фундаменте, ограниченный с юга разломом широтного простирания.

Озёрные отложения и карбонатные прослои на контакте вулкаников гр. Коромандел и риолитов гр. Вайтианга имеют падение 28-53° на восток, что позволяет предполагать региональное наклонение, произошедшее после их образования.

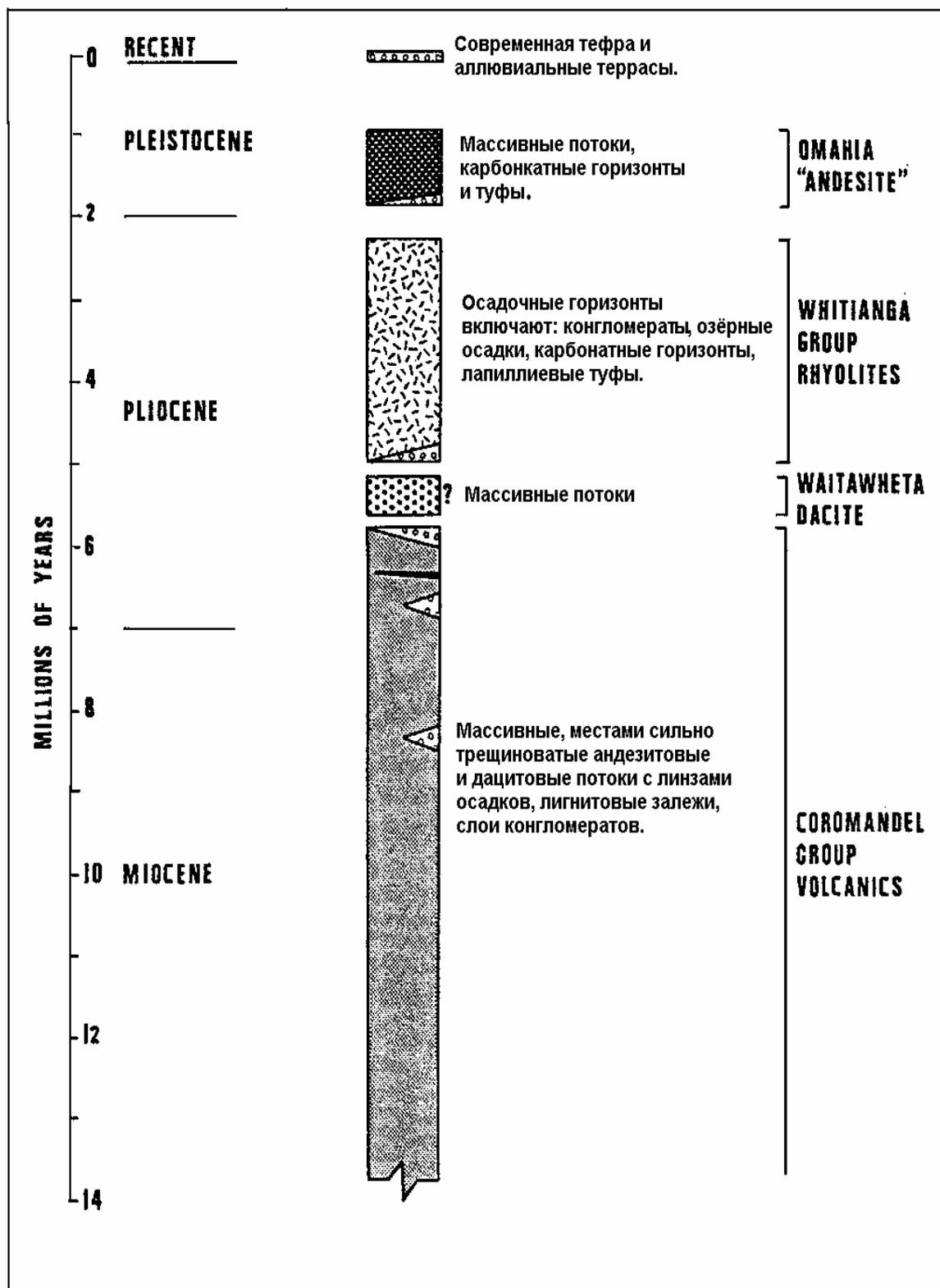


Рис.8.1.2 Стратиграфическая колонка.

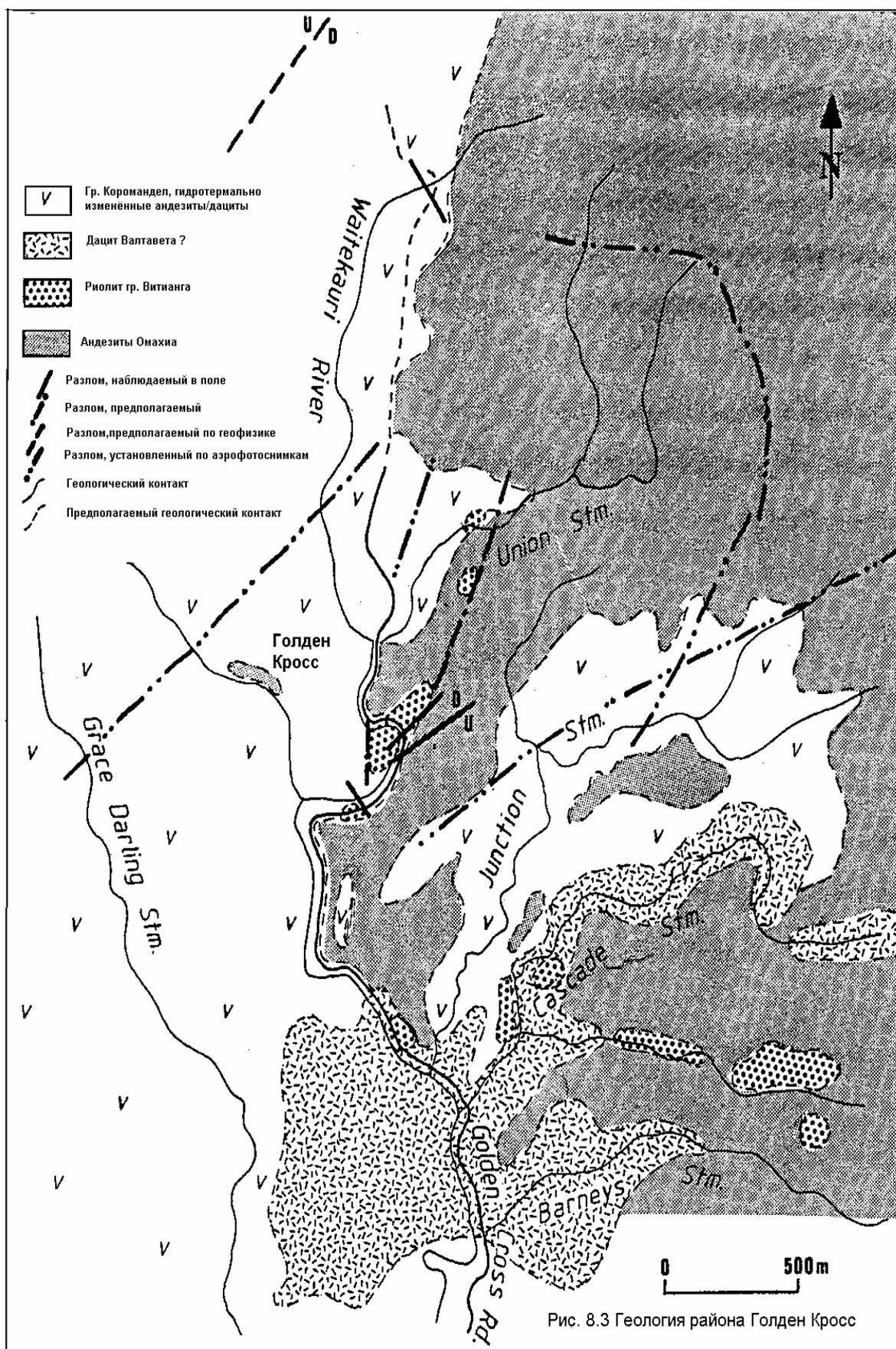


Рис. 8.3 Геология района Голден Кросс

Смещения в “андезитах” Омахия на 5-10 м определяются по структурным картам и разрезам через зоны разломов, построенным по результатам бурения. Современные разломы в “андезитах” также определяются по аэромагнитным данным.

### *Гидротермальная минералогия, зональность и наложение.*

Гидротермальные изменения являются результатом взаимодействия гидротермы-порода, наряду с такими факторами как проницаемость, пористость и температура, контролирующими интенсивность и степени изменения. Состав гидротерм может также влиять на гидротермальную минералогию.

Обычно вулканогенные породы очень чувствительны к гидротермальным изменениям, в связи с тем, что некоторые первичные минералы наиболее активно реагируют с гидротермами, чем другие. Следующая последовательность минералов описывает возрастание потенциала изменения первичных минералов в Г. Кросс: кварц, апатит, сфен, плагиоклаз (андезин), пироксен (гиперстен, диопсид-авгит), роговая обманка, биотит, магнетит, стекло. Основная масса вмещающих пород (преимущественно плагиоклаз) была также подвержена гидротермальным изменениям. Рисунок 8.1.4 суммирует типичные вторичные минеральные замещения первичных минералов, наблюдаемые в шлифах из кернов Г. Кросс. Сравнительный анализ гидротермальных минералов из риолитов вулканической зоны Таупо (Бродлэндс; Browne, Ellis, 1970) и Г. Кросс показал, что первичная минералогия вмещающих пород (т.е. риолиты по сравнению с андезитами) значительно не влияет на тип гидротермальных изменений.

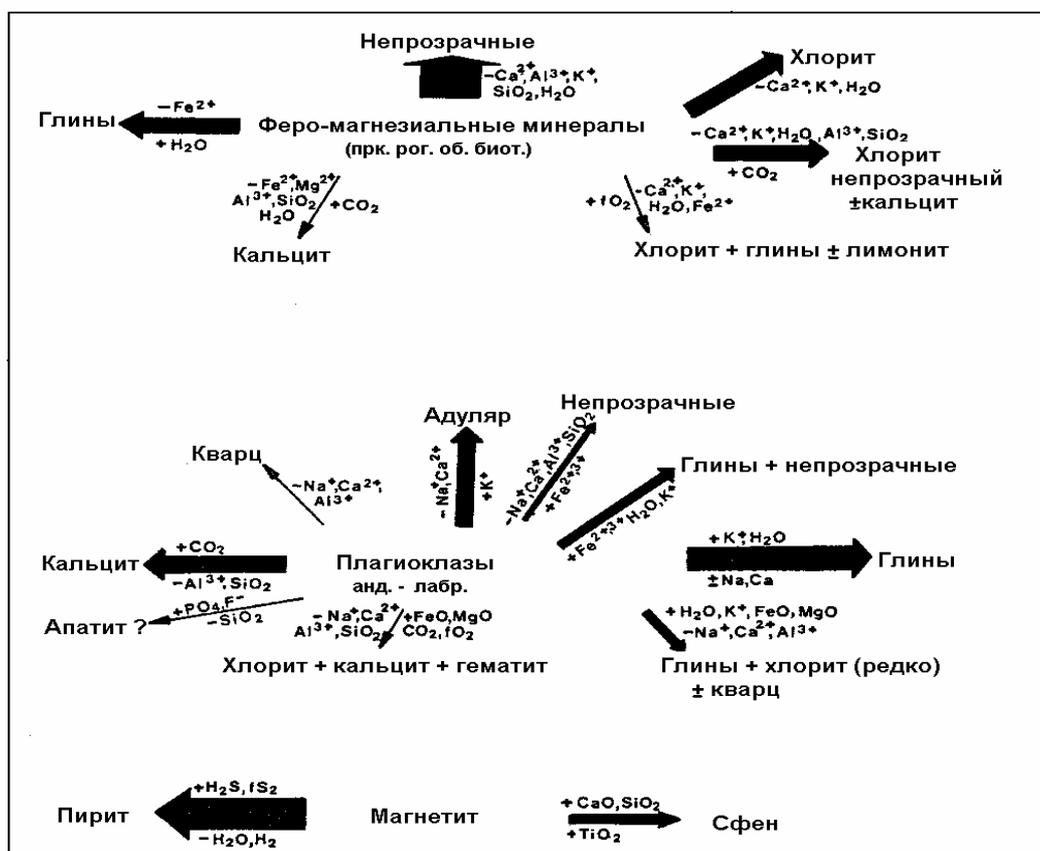


Рис.8.1.4 Наблюдаемые гидротермальные замещения.

**Гидротермальные минералы Г. Кросс:** кварц, адуляр, кальцит, сфен, апатит?, пирит, иллит (базальное пространство 001, 10.0 Å; 002, 5.0 Å), смектит (001, 14-15 Å; 003, 4.5 Å), переслоенные (смешаннослойные) иллит/смектит (001, 4.01-26.8 Å; 002, 12.3 Å), хлорит (001, 13.6-14.3; 002, 7.0-7.2 Å), ярозит, каолинит (001, 7.17 Å; 002, 3.6 Å), гематит, лимонит, редко кристобалит, мусковит и ангидрит?. Пирит является главной сульфидной фазой, локально-содержащей второстепенные включения меркезита. Редкий сфалерит является единственным сульфидом из полиметаллов в керне, хотя в аншлифах его не обнаружено; Au, Ag обнаружены в пробах. Belle, Fraser (1912) определили акантит, электрум, халькопирит? и галенит? в пробах, взятых из рифа №1 Г. Кросс. Арсенопирит, пирротит, лимонит и пиролюзит (в жиле) были найдены в пробах, собранных из ручья Грейс Дарлинг, расположенном ~ в 1 км к западу от Г. Кросс (Рис.8.1.3). Кварц, адуляр, кальцит и глины являются наиболее распространёнными вторичными минералами. Глины и пирит наложены на весь комплекс, преимущественно замещая основную массу и в меньшей степени вкрапленники (Рис.8.1.4).

Три примечательные особенности присущи гидротермальным минералам: обилие кальцита, вариации минералов глин и отсутствие Ca-Si-ов, таких как эпидот, пренит и цеолиты (вайрацит и ломонтит).

Кальцит и кварц подтверждают особое мнение, поскольку оба этих минерала встречаются в Г. Кросс в огромных количествах. Кварц представлен различными формами: кремнистым мелкокристаллическим кварцем, массивным молочного цвета с редкой чёрной полосчатостью, пластинчатым и сахаристым кварцем, замещающего кальцит, жилами прозрачного, ноздреватым и эвгедральными кварцевыми кристаллами. Текстурные взаимоотношения кварцевых жил, наблюдавшиеся в керне, показывают некоторые эпизоды отложения кварца и образования его после раннего отложения кальцита. Замещение кальцита кварцевыми разностями от начальной стадии до полного замещения в некоторых образцах, имеет признаки брекчирования и/или дробления, вероятно в результате гидравлического разрушения.

Предыдущие исследователи, описывавшие риф №1 Г. Кросс, также отмечали кварцевые метаморфозы по кальциту и красновато-коричневые окисления, окрашивающие кварц (Bell, Fraser, 1912) признаки, обычно ограниченные около поверхностным керном из скважин, пробуренных в северной части участка (Рис.8.1.5 для участков).

Кальцит встречается в виде трёх различных типов: тонкокристаллический кальцит с сахаристой текстурой, пластинчатый кальцит и наиболее обычный грубокристаллический (зернистый) кальцит с ромбами до 2 см размером. Кальцит отлагается преимущественно в 2 –х случаях. Первый мало изучен, поскольку повсеместно замещается кварцем (см. выше). Последующие гидротермы растворяли более ранний кальцит, в то же время отлагался кварц. Это описано Bell, Fraser (1912), которые рассматривали видимые большие каверны, выщелоченные в кальците в кварцевом рифе №1 Г. Кросс (6-15 м ширины и более 60 м в длину). Некоторые из этих пещер имели стенки, полностью замещённые кварцем. Второй случай отложения кальцита привязан к образованию больших тел кальцита, отлагавшегося ниже или на стенках раннего кварца, эффективно обволакивая кварцевое тело. Это отмечалось Bell, Fresom (1912) для рифа №1 Г. Кросс и в скважинах, расположенных к северу от рифа. На ещё больших глубинах кальцит становится редко встречающимся и там преобладают вулканогенные вмещающие породы. (Рис.8.1.7).

Рисунок 8. 5 показывает поверхностное распределение гидротермальных минералов в Г. Кросс. Пачка (1) - сероголубая глина, располагаясь стратиграфически ниже комплекса гидротермальных минералов, наблюдалась в долине и обнажена в основном вдоль ложа ручьёв. Обычно очень мягкая и содержит гидротермально изменённые фельшпатоиды, Сметитовая глина встречается в меньшем количестве, наблюдается каолинит и хлорит. Сметит изредка перемешан с иллитом. Наблюдаются вариации этих комплексов: ± сульфиды ± кальциты ± модальный кварц (отражение состава первичной вмещающей породы, т.е. дациты преобладают над андезитом). Кальцит обычно встречается в обнажениях восточнее реки Вайтекаури, вдоль ручьёв Junction, Cascade (Рис.8.1.5).

Пачка (2), белая глина, всегда встречается стратиграфически выше пачки (1). Изменённые фельшпатоиды наблюдаются часто и редко отмечаются зелёные смектитовые (?) гидротермальные изменения.

Рентгеновские анализы показывают преобладание смектита с подчинённым присутствием смешаннослойного иллит-смектита. Сульфиды и/или кальцит не встречены, в то время как местами появляется модальный кварц. Второстепенные количества адуляра и трековые количества каолинита, хлорита и иллита наблюдаются, в особенности, около кварцевых рифов.

Распознавание минеральных комплексов, особенно глин, может оказать ценную помощь в реконструкции палеоповерхности месторождений эпитептермального типа. Рентгеноструктурный анализ становится сильным методом в диагностике типов глин, хотя большинство глин можно изучать в шлифах. Пачки (1) и (2) имели в своём составе преимущественно смектит и глину, которая обычно образуется в близ поверхностных условиях в современных геотермальных системах. Это позволяет предполагать о минимальной эрозии верхней части палеогидротермальной системы Г. Кросс. Это может быть отнесено к части системы, покрытой “андезитами” Омахи, которые эффективно предотвращали эрозию в последние 2 млн. лет.

Недавно были пробурены разведочные скважины приблизительно в 400 м к СВ от старого рифа №1 Г. Кросс по линии 4850 м в районе известном под названием зона Эмпир (Рис.8.1.5). Эти скважины бурились для изучения гидротермальных изменений с глубиной в пределах гидротермальной системы. Для определения гидротермальных минералов применялись рентгеноструктурные исследования и изучение шлифов, а также проведены полуколичественные оценки их содержаний. Эти результаты обобщены на рисунках 8.6, 8.7. Границы распределения соответствующих минералов таковы, что они представляют районы, в которых эти минералы имеют средние проценты содержания в образце (10-50%). Для большинства минералов их реальное распространение может быть за пределами нарисованных границ, где они представлены, в трековых и малых количествах (<3-10%).

Из этих диаграмм и других данных могут быть отмечены некоторые моменты:

i) глины показывают характерное горизонтальное распределение, за исключением для границы слоистого иллит-смектита, которая стремится отклониться в сторону нека “окремнённой зоны”, где кварцевые жилы и окремнение преобладают;

ii) по мере увеличения глубины фиксируется ряд смектит-переслоенные иллит, смектит-иллит-хлорит, который может коррелироваться с интенсивностью отложения или изменением температуры (см. ниже);

iii) иллит и хлорит распространяются, по крайней мере, до глубины 500 м от современной поверхности.

iv) каолинит налагается на вышеупомянутые горизонтальные зоны и достигает минимальной глубины в 400м;

v) адуляр определяется в основном в зоне “окремнений”, хотя его распространение не ограничено в западном направлении, куда предполагается распространение латерального гидротермального потока. Эта черта характерна для некоторых активных гидротермальных систем Макаи (Henley, 1973; Bibbi et al., 1981);

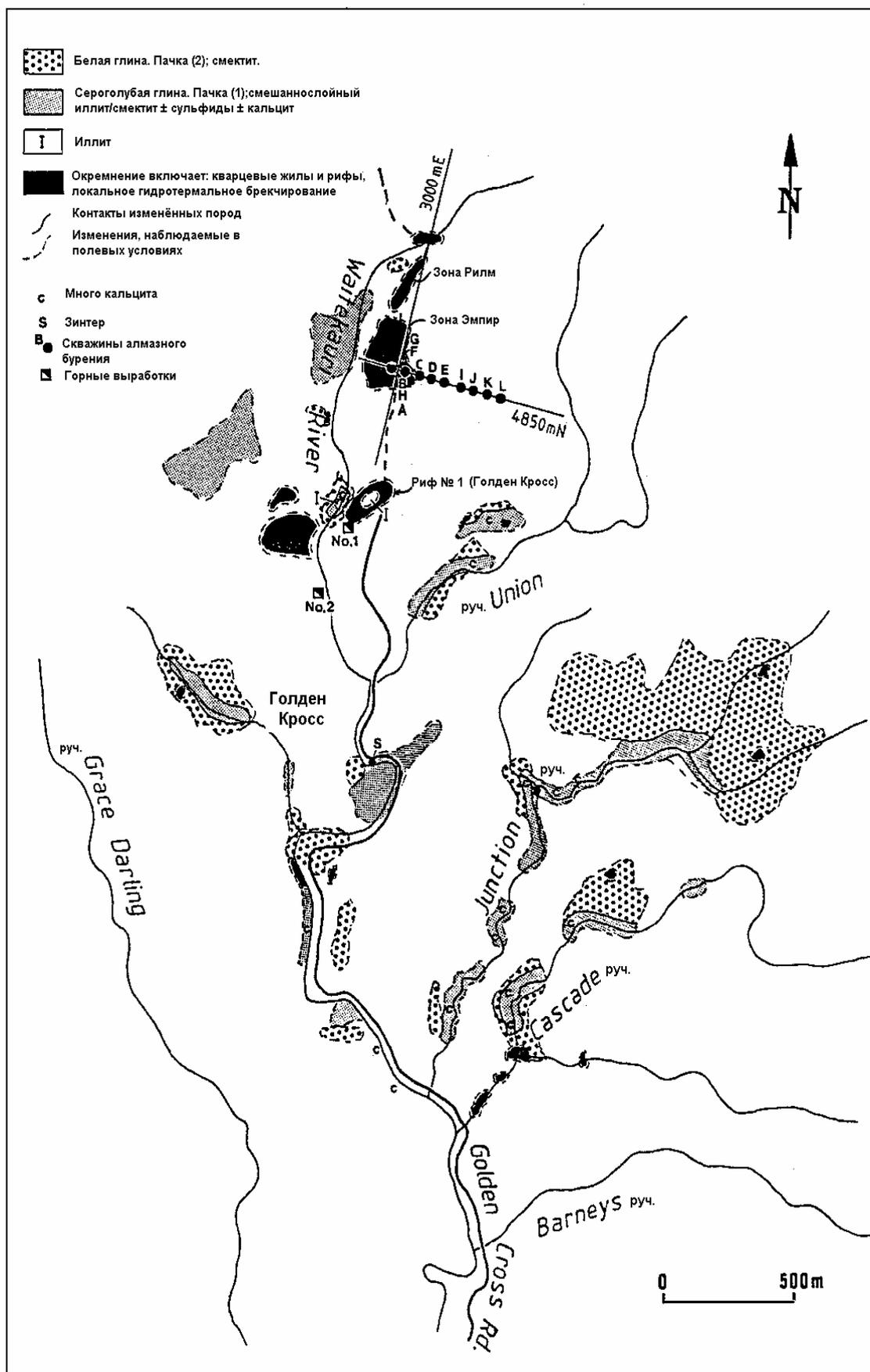


Рис. 8.1.5 Поверхностные гидротермальные изменения.

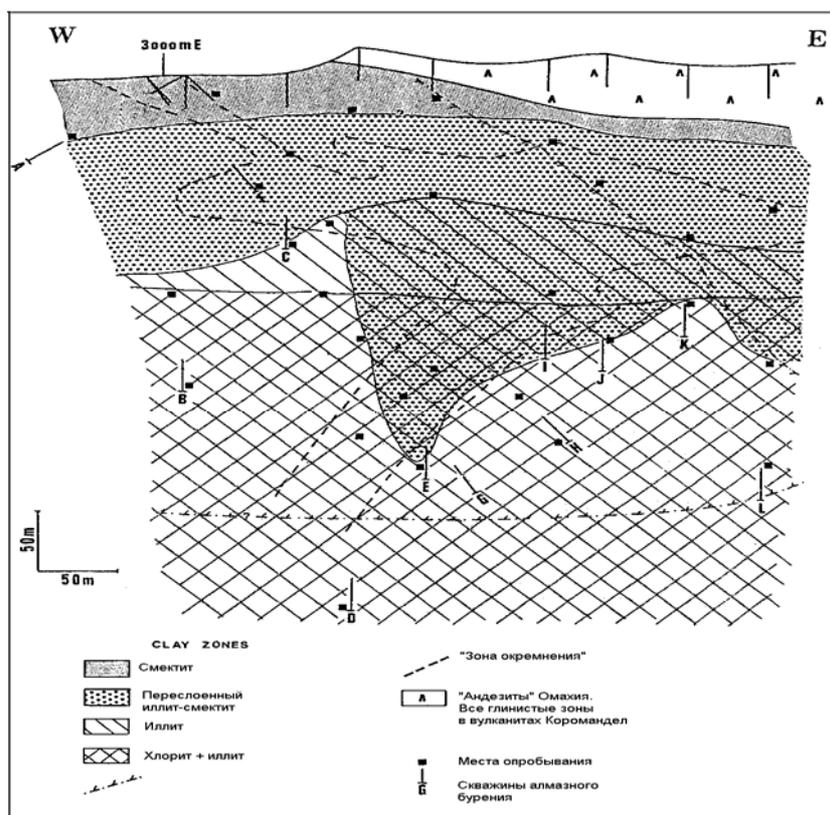


Рис.8.1.6 Распределение глинистых зон

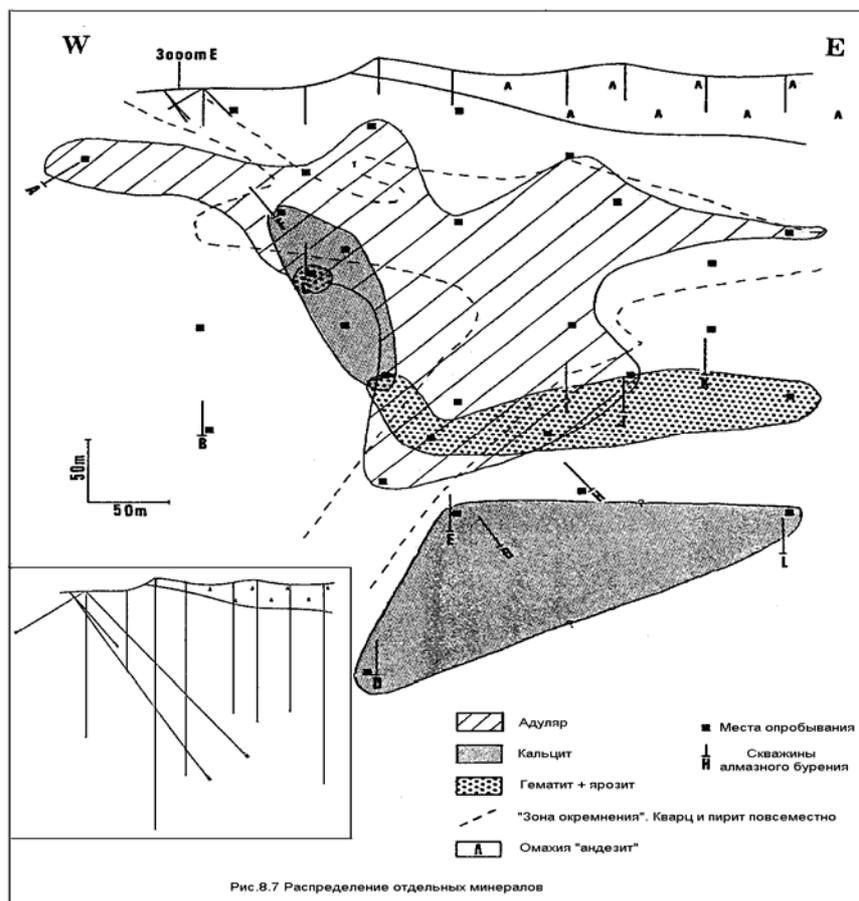


Рис. 8.1.7 Распределение отдельных минералов.

vi) кальцит преобладает на двух участках; в обоих случаях он располагается ниже зоны “окремнения;  
vii) гематит и ярозит наблюдались в керне. Rabon (1984) предполагает, что гематит, обычно наблюдаемый в виде трещиновых включений (30%), присутствует в большинстве скважин. Кварц определяется в больших количествах во всех образцах, а пирит, хотя и в аксессуарных количествах – повсеместно.

Результаты исследований шлифов и рентгеноструктурных анализов и их комбинации приведены в таблице 8.1. Зоны изменений, приведенные в таблице, определялись с использованием глин в качестве индикаторных минералов. Зона смектита стратиграфически самая верхняя и коррелируется с пачкой белых глин, описанных ранее. Зона переслоенных глин располагается под зоной смектита и коррелирует с пачкой голубовато серых глин. Зона иллита выделяется не чётко в отличие от других зон, тем не менее встречается в виде отчётливого горизонта. И, наконец, зона хлорита стратиграфически самая глубокая зона.

Таблица 8.1

Гидротермальные минералы	Увеличение глубины →				
	Каолинит	Смектит	Иллит-смектит	Иллит	Хлорит
Смектит			---		
Иллит-смектит		---		---	
Иллит			---		---
Хлорит				---	
Каолинит	---				
Гематит	---				
Ярозит	---				
Лимонит	---				
Кварц		---			
Адуляр				---	---
Кальцит				---	---
Пирит			---		---
Сфен					---
Серицит		?		?	
Апатит					---

Зона каолинита диагностируется, чтобы отличить различные типы гидротерм в системе (близ поверхностные сульфатно-кислые). Каолинит в основном накладывается на все ранее описанные зоны. Следовательно, эта зона объединяет всю минералогию этих зон. Только минералы, образованные кислыми гидротермами поздней фазы, нанесены в зоне каолинита (Таблица 8.1). Зоны глин почти горизонтальны в разведанной части системы по линии 4850 м. Последнее не обязательно подразумевает, что они протягиваются повсеместно непрерывно в системе. Однако, картированием нельзя определить присутствие иллита и хлорита в значительных количествах в долине Г. Кросс, позволяя предполагать, что зоны гидротермальных изменений могут быть субгоризонтальны везде.

Из рисунков 8.1.6, 8.1.7 можно выделить несколько характерных особенностей.

i) Проницаемость: существует хорошая корреляция между присутствием кварца (“зона окремнения”) и адуляра. Позже это будет показано в качестве хорошего индикатора проницаемости в современных геотермальных системах (Browne, 1978). Предполагается, что условия высокой проницаемости преобладали в районе адуляризации, показанном на Рис.8.1.7. Считается, что первичная проницаемость связана с трещинообразованием в вулканической группе Коромандел. Гидротермальные изменения затем значительно интенсифицировались в результате увеличенной проницаемости, повсеместного распространения тектонических разломов. Большой риф №1 Г. Кросс и, связанные с ним кварцевые жилы, параллельны разломам северо-восточного простирания (Рис.8.1.3, 8.1.5). Предполагалось, что усиление проницаемости во время рудообразования было вызвано повторяющимся структурообразованием (гидротермальные взрывы).

ii) Температура: температуры гидротерм можно определить по присутствию глинистых гидротермальных минералов-индикаторов (Browne, 1978). Монтмориллониты (или смектиты) стабильны при ~140°C, а иллит при 220°C в активных системах (Browne, 1978). Переслоенные иллит-смектиты стабильны в этом же интервале (140-220°C), но с вариациями в зависимости от соотношений этих двух типов глин. Browne (1978) показал, что с ростом температуры (вниз по скважине) отмечается соответствующее уменьшение базальных расстояний в переслаивающемся иллит-смектите, что определяется рентгеноструктурным анализом. Применение этого метода для переслаивающихся иллит-смектитов Г. Кросс показывает, что они образовались при  $t = 140-180^\circ\text{C}$ . Обычно каолинит не сохраняется при температурах более 60°C в новозеландских геотермальных системах (Browne, 1978), хотя редко он может встречаться до 120°C (Browne, 1978).

Если вышеприведённые температуры применить к рисунку 8.1.6, то минералогия глин позволит предположить вертикальное колебание температур от 140°C в верхней части разреза (смектит) до 220°C на глубине иллита и их латеральным (горизонтальным) распределением по разрезу. Когда разрез действительно горизонтально стратифицирован в температурном отношении, то хлористые глины в основании профиля должны иметь температуры образования более 220°C. Это согласуется с наблюдениями на Исландских геотермальных системах. Обширная каолинитизация предполагается, как позднее наложение холодных (<120°C) гидротерм.

iii) Давление: окружающее давление косвенно влияет на формирование гидротермальных минералов через кипение гидротерм. Зоны кипения часто можно диагностировать по присутствию пластинчатого кальцита (Browne, Ellis, 1970; Keith et al., 1978; Keith, Muffler, 1978; Tulloch, 1982), наблюдаемого в двух скважинах на глубине 110 и 117 м (Рис.8.1.7). Browne (1978, 1984) также предполагает, что близ поверхностное кипение может диагностироваться присутствием кварца и жил адуляра, как видно из Рис.8.7. Некоторые данные по флюидным включениям (двухфазные включения) подтверждают кипение в этой зоне.

iv) Состав гидротерм: химические свойства гидротерм могут быть получены по изученным комплексам гидротермальных минералов с использованием экспериментальных и теоретических данных взаимодействий гидротерма-минерал (Rose, Burt, 1979; Henley et al., 1984). Допущения в использовании этих данных включают то, что минеральный комплекс находился в равновесии с гидротермами во время отложения и комплекс минералов с тех пор резко не изменился в результате более поздних наложений или ретроградных изменений. Интенсивность гидротермальных изменений в Г. Кросс позволяет предполагать, что равновесные условия были достигнуты или почти достигнуты, в то время как каолинитизация (или связанные с этим процессом минералы) легко отличается в шлифах и при рентгеноструктурном анализе от гидротермальных изменений, свойственных около нейтральным хлоридно-щелочным гидротермам. Данных по ретроградным гидротермальным изменениям не обнаружены.

Минеральные комплексы Г. Кросс позволяют предполагать преобладание нейтральных щелочно-хлоридных гидротерм, приведших к отложению кварц-адуляр-глинистых ассоциаций и кальцита, что свидетельствует о повышенном содержании растворимой  $\text{CO}_2$ . Кальцит отлагается во время периодов кипения, спровоцированным изменением P/T условий. Последующие стадии деятельности нейтральных щелочно-хлоридных гидротерм также могут быть определены. Близ сульфатно-кислые поверхностные гидротермы эффективно откладывают на все эти минеральные ассоциации каолинит, гематит, ярозит и лимонит.

Типы гидротерм, описанные выше, являются типичными для активной гидротермальной системы вулканической зоны Таупо. Системы вулканической зоны Таупо имеют сравнительно неглубоко распространяющиеся зоны каолинита (до 60 м по сравнению с >400 м Г. Кросс; Рис.8.1.6). Отсутствие отложения каолинита частично объяснимо. Что касается геотермальных систем вулканической зоны Таупо, молодым по отношению к значительному наложению сульфатно-кислых гидротерм и/или прекращению геотермальной активности в Г. Кросс, то около поверхностные кислые гидротермы были способны проникнуть в глубину до водовмещающего комплекса. Установленные для Г. Кросс различные стадии активности гидротерм обобщены в таблице 8.2.

### **Поверхностные термоявления.**

В Г. Кросс, за исключением гидротермально-аргиллизированных горизонтов, характерны другие признаки гидротермальных проявлений: поверхностные кремнистые отложения (зинтеры), кварцевые рифы и жилы, гидротермальные брекчии и гидравлическое структурообразование.

“Sinter”, определяемые здесь как отложения аморфного кремнезёма там, где разгрузались гидротермы на поверхность, наблюдались только в одном месте около дороги Г. Кросс. Они обнажились в виде широкого бугра кремнистых отложений, расположенного вблизи небольшого купола риолитов, приблизительно в 1.4 км к югу от разреза, показанного на Рис. 8.6, высотой 7 м и шириной 3 м (Рис.8.1.5).

Кварцевые рифы и жилы почти исключительно располагаются на севере долины Г. Кросс. Более крупные кварцевые жилы (>3 см) и кварцевые рифы имеют устойчивое СВ-ЮЗ простирание с несколькими пачками жил, протягивающихся параллельно друг другу, прогрессивно ступенчатых в северном направлении. Эти жилы обычно почти вертикальны или крутопадающие в западном направлении. Три выступающих кварцевых рифа обнажаются: Г. Кросс №1, который прослеживался (частично в горных выработках) на расстоянии 713 м, изменяясь по ширине от тонкого прослойка до 6 м, в среднем 5.1 м, и рифы Эмрайр и Рилм, оба располагающиеся к северу от Г. Кросс №1. Риф Г. Кросс №1 падает на ЮВ под большими углами и является наиболее выдающейся гидротермальной структурой, наблюдаемой на участке.

Гидротермальная брекчия наблюдается в части кварцевых рифов и также отмечается в самом северном окончании долины Г. Кросс. Они диагностируются по остроугольным обломкам (обычно окремнённым) размещённым в кремнистой матрице. Угловатые обломки в гидротермальной брекчии не имеют какого-либо продолжения в матрицу, т.н. микропрожилки в угловатом обломке не распространяются в матрицу.

Гидравлическое структурообразование (дробление) не наблюдается в виде обнажений, однако, множество кусков и наносов (матрица 1 м диаметром) было найдено в р. Вайтекаури около Nos 1 и 2 шахтах (Рис. 8.1.5) почти определённо образованные из соседних хвостовых куч. Нанос, свидетельствующий о гидравлическом дроблении, содержал куски вмещающих пород в кальцитовой матрице. Критерии, используемые для диагностики гидравлического дробления, заключаются в том, что, если минерал матрицы был растворим, то куски вмещающей породы, должны приспособиваться друг к другу (вернуться на прежнее место), по крайней мере, частично. Гидравлическое дробление вмещающей породы диагностируется соответствием границ на противоположных зальбандах жил.

Вышеупомянутые поверхностные проявления располагаются в основном около р. Вайтекаури, где “андезиты” Омахия отсутствуют. Далее к востоку “андезиты” Омахия постепенно увеличиваются в мощности, таким образом, скрывая любые гидротермальные проявления, которые могли бы быть.

Таблица 8.2

Стадии активности гидротерм	Тип гидротерм	Предполагаемая Т °С <sup>1</sup>	рН	Комплексы гидротермальных минералов	Комментарии
Ранние высокотемпературные рассолы	Гидротермы неизвестного состава, возможно органика	>350	Очень щелочные (10-14 вес. % NaCl, экв.)	Кварц, по-видимому, связанный с этими рассолами	Ранний (первичный) горячий рассол не известного состава, возможно определяя самые ранние гидротермы в Г. Кросс. Другой тип миграции гидротерм (26-29 вес.% NaCl экв.), периодически связанный с горячими рассолами
Ранняя щелочно-хлоридная активность (отложение кальцита)	Глубинные щелочно-хлоридные гидротермы, восходящие вдоль трещин и разломов	200-220 ?	От нейтральных до щелочных	Преобладает кальцит, редко отмечается сохранность этих комплексов	Гидротермы, содержащие относительно большие количества растворённого CO <sub>2</sub> , увеличивая растворимость кальцита. Кальцит отлагается при кипении. Содержание растворённых солей низкое (<1 вес.% NaCl экв.)
Главная активность щелочно-хлоридных терм (главная стадия отложения кварца)	Глубинные щелочно-хлоридные гидротермы, поднимающиеся по разломам. Смешивание с грунтовыми водами. Образование разбавленных хлоридных терм.	200-270	Околонейтральные	Преобладает кварц и адуляр	Гидротермы содержат значительно меньше CO <sub>2</sub> и возможно больше солей. Охлаждение кипением привело к отложению кварца и адулара и растворению раннего кальцита. Как результатом "зона окремнения" становится очень проницаемой до изоляции каналов минералами. Оформляется поток гидротерм.
Поздняя активность щелочно-хлоридных гидротерм, отложение кальцита	Щелочно-хлоридные Глубинное происхождение	150-220	щелочные рН~7 (при 200°С)	Переслоенные иллит/сметит-иллит-хлорит-пирит	
		< 140	почти нейтральные	Сметит	
		180-200	От нейтральной до щелочной	Отлагается кальцит	Содержание CO <sub>2</sub> высокое, низкое содержание солей. При кипении выделяется CO <sub>2</sub> в паровую фазу, отлагается кальцит. Поток гидротерм сокращается, отложение кальцита ниже "зоны окремнения".
Активность кисло-сульфатных гидротерм	Около поверхностные сульфатно-кислые воды, образованные конденсатом (т.е. окисление H <sub>2</sub> S, выделение H <sub>2</sub> при кипении) глубинных щелочно-хлоридных гидротерм.	< 120	Кислый	Каолинит-гематит-ярозит-лимонит	Условия окисления преобладают, т.к. близ поверхностные сульфатно-кислые воды наложился на ранние минеральные комплексы до глубины минимум 400 м ниже современной поверхности.

1. Температуры, рассчитанные по минеральным комплексам и флюидным включениям.

Эти признаки гидротермальной активности могут дать ценную информацию для реконструкции гидрогеологической структуры палео гидротермальной системы. Зинтерс и другие кварцевые рифы определяют зоны разгрузки гидротерм и высокую проницаемость, соответственно. Гидротермальная брекчия свидетельствует о локальном превышении давления в системе, фиксируя зоны повышенной проницаемости и участки, где градиенты давлений могут изменяться, приводя к периодическому вскипанию гидротерм. Гидравлическое дробление является хорошим индикатором того, что гидростатическое давление периодически превышало над литосферным, что обычно является результатом отложения большого количества минералов (особенно кварца и кальцита), что приводило к постепенной изоляции гидротермальных дрен. По мере того как давление увеличивается вследствие подъёма гидротерм или увеличения содержания газа (Hedenquist, 1983), то возникает резкое дробление. Гидравлическое дробление является средством, которое поддерживает проницаемость в системе вдоль первичных дрен, когда они претерпевают сужение. Данные о гидротермальном брекчировании и дроблении получены при описании керна из зоны окремнения (Рис.8.1.7, в особенности в верхней части зоны).

Структуры, не наблюдавшиеся в Г. Кросс, но обычные для современных геотермальных систем (т.н. вулканическая зона Таупо), являлись кратеры гидротермальных извержений и сопряжённой с ними брекчией на поверхности. Предполагается, что эти признаки будут хорошими индикаторами зон кипения, которые образуются на путях миграции потоков (Hedenquist, Henley, 1985).

### Флюидные включения и изотопы кислорода.

Флюидные включения дают информацию о температуре гидротерм и их кажущейся минерализации. Пробы кальцита отбирались в поздней фазе осаждённого кальцита, расположенного ниже зоны окремнения (Рис.8.1.7) и при условии большого количества включений из крупных прозрачных кристаллов. Данные из проб очень трудно получить, из-за “молочности” большинства проб и маленьких размеров (<10 мкм) большинства включений. Пробы кварца, по-видимому, более “молочные” к периферии зоны окремнения, вследствие чего температуры гомогенизаций (Th) и замерзания (Tm<sub>ice</sub>), полученные по кварцу, сконцентрированы, там, где развиты более прозрачные кристаллы в центре системы.

Различаются три типа включений, наблюдаемых по фазовым отношениям при комнатной температуре: жидкие (типы I и Ia), паровые (тип II) и газовой-жидкие? (органические) включения (тип III). Различные типы включений отличаются на диаграмме Tm<sub>лед</sub> и Th, как показано на рисунке 8.1.8. Тип Ia – жидких включений (Th>350, 10-14 вес.% экв. NaCl)-представляет самые первые гидротермы, т.к. для таких гидротерм с t>3500°C можно ожидать присутствие высокотемпературных минеральных комплексов, таких как гидротермальные гранаты и амфиболы (Henley, Ellis, 1983). Однако, поскольку таких комплексов пока не обнаружено в Г. Кросс, то образование включений могло происходить быстро без значительного промежутка времени установления равновесия между гидротермами и вмещающими породами. Высокотемпературные комплексы гидротермальных минералов, возможно, растворялись длительно действующими гидротермами или замещались поздними комплексами.

Включения типа Ia образованы при повышенном давлении. Эти аномальные паровые давления могли образоваться сочетанием литосферного и гидростатического комплексов, вызванных подъёмом гидротерм в вулканической постройке и/или местной изоляцией, возникшей при отложении минералов. Гидротермальная система на этой стадии может быть преимущественно геологически и гидрологически незрелой (несовершенной) за счёт высокоминерализованных гидротерм.

Типы включений II и III захвачены при минимальной Th 270°C с преобладанием пара, что связано с кипением в недрах (>250 м) системы. На этой стадии система, по-видимому, находится в состоянии перехода (развития) от преимущественного влияния литосферного давления к гидростатическому.

Включения типа I в кварце представляют большую часть гидротерм Г. Кросс, ответственных за отложение кварца в “зоне окремнения”. Эти включения формировались преимущественно, если не полностью, то частично в условиях воздействия гидростатического давления, свидетельствуют, что в эту стадию Г. Кросс была зрелой геотермальной системой. Преобладали температуры 200°C с некоторыми остатками более горячих гидротерм (240-300°C), свидетельствующих о влиянии более ранних(?) гидротерм или “пульсаций” гидротерм, по мере того, как система эволюционировала. Минерализация гидротерм была низкой (0.9 – 2.5 вес.% NaCl экв.), что позволяет предполагать их метеорное происхождение.

Средние значения Th (тип I) в отдельных образцах кальцита колебались от 155 до 205°C. Средние температурные значения резко убывают в сторону от выступающего кальцитового тела, показанного на рис. 8.1.7. Давление, при котором формировались включения, было гидростатическим и некоторые из образцов кальцита размещаются на графике прямо на кривой кипения Naasa (1971), что при сравнении с современными примерами свидетельствует о минимальной эрозии системы. Предполагается, что содержание CO<sub>2</sub> в гидротермах в Г. Кросс было высоким, о чём свидетельствует большое количество кальцита и аномалии, наблюдаемые во включениях, исследованных на изучении точки замерзания.

Исследование эпитеермальных Au – Ag месторождений позволяет предполагать, что CO<sub>2</sub> может объяснить почти все депрессии точки замерзания (ДТЗ), в среднем составляющие – 1°C (Hedenquist, Henley, 1984). Таким образом, становится понятно, что ДТЗ включений типа I в кварце из Г. Кросс может быть объяснимо растворённой CO<sub>2</sub>.

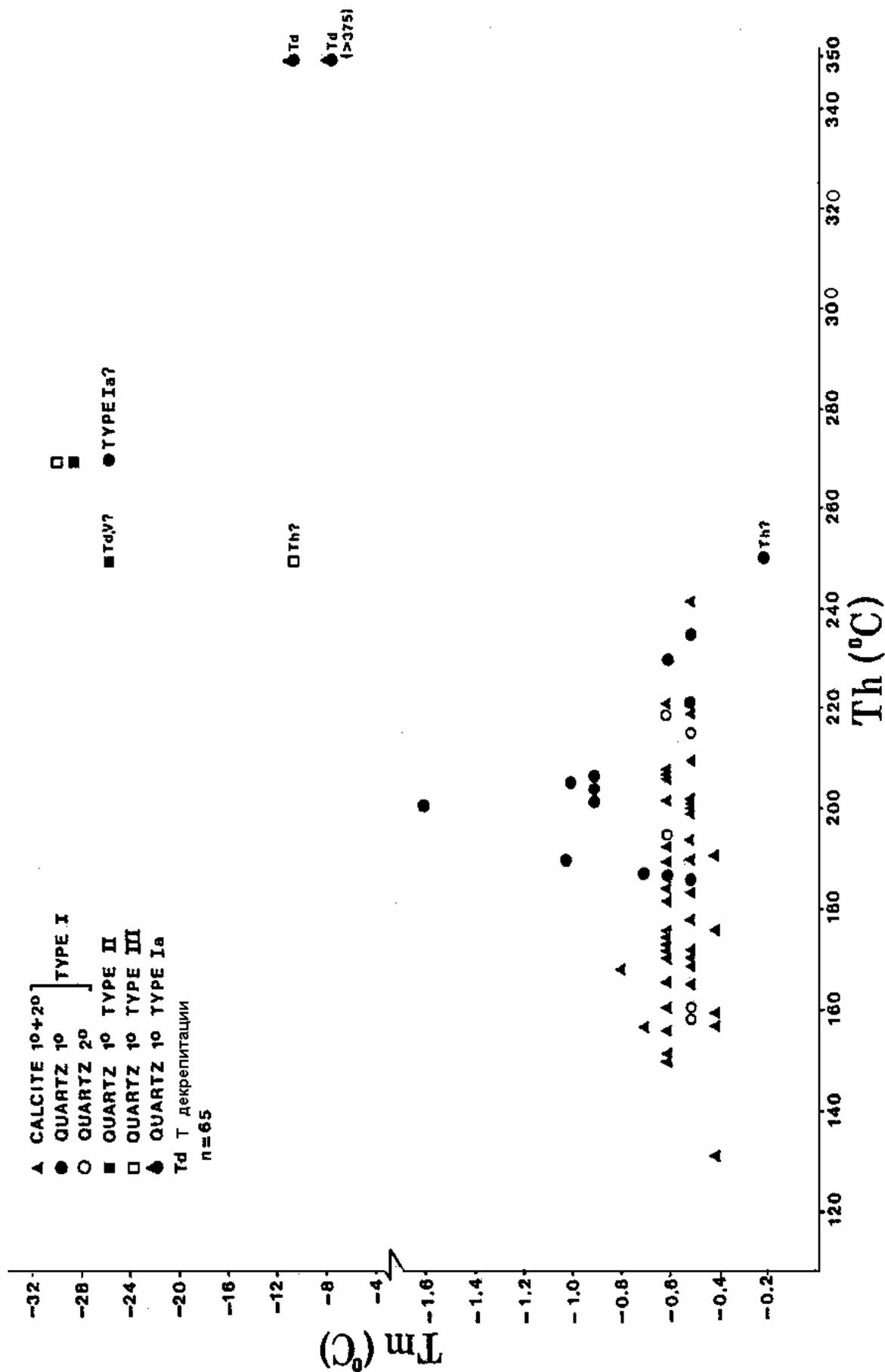


Рис.8.8 Отношение температур замедления к гомогенизации

Если допустить аналогичные количества общих растворённых солей, то включения типа I в кварце должны иметь в 2 и более раз больше растворённого  $\text{CO}_2$  в гидротермах, как и включения типа I в кальците. Однако, минеральные комплексы, связанные как с кварцем, так и с кальцитом, позволяют предполагать, что (тип I) различия ДТЗ между ними легче относятся к различию концентраций солей.

Включения III типа ранее описывались в Н. Зеландии. Эти включения были найдены только в одной пробе кварца из “зоны окремнения”, показанной на рис. 8.1.7. Эти включения содержат, по крайней мере, две несмешивающиеся жидкости, одна из которых светло коричневого цвета, темнеющая при нагревании. Источник этих высокоминерализованных жидкостей (14.5-29 вес.% экв.  $\text{NaCl}$ ) не ясен. Поскольку включения III типа гомогенизируются в первую фазу, то их можно моделировать с использованием простых водных растворов, таких как  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$  (Henley, Mc Nabl, 1977) и можно предполагать более сложные составы флюидов ( $\text{CaCl}_2 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ ).

Расчётные давления их образования могут быть в пределах ошибки, если включения III типа нельзя смоделировать с использованием растворов  $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ . Полный состав окрашенной жидкости не известен и он условно считается органический, возможно образовавшийся при отложении органических материалов в вулканической постройке.

Изотопы кислорода дают информацию о происхождении и истории воды при образовании гидротермальных минералов. Пробы, полученные из тех же образцов, которые использовались при исследовании флюидных включений, т.е. кварцы главной стадии и кальциты поздней стадии отложения, анализировались на содержание  $\delta^{18}\text{O}$ . Результаты  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$  для кварца показаны на Рис. 8.1.9. Изолинии рисовались путём интерпретации между значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , полученными из анализов. Некоторые точки можно отметить на рис.8.1.9.

- i) при максимальной ошибке (%) изолинии  $\pm 0.2$  на рис. 8.1.9 не изменяют своей формы;
- ii) изолинии  $\delta^{18}\text{O}$  имеют различную ассиметричную форму и несколько сдвинуты на запад от “зоны окремнения”. Они, очевидно, не ограничены на дальнем западе разреза;
- iii) различие горизонтальных значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце встречается от 11.67‰ – на крайней восточной части до 7.01‰ на западе, с такой же кажущейся вертикальной границей;
- iv) изолинии  $\delta^{18}\text{O}$  по кварцу широко располагаются вблизи поверхности, в то время как на глубине сближаются и часто находятся параллельно “зоне окремнения”.

Обе изменчивости в оценках  $\delta^{18}\text{O}$  минерал –  $\text{H}_2\text{O}$  зависят от температуры и первичных гидротерм.

Данные по флюидным включениям позволяют предполагать, что преобладающая температура при отложении кварцев главной стадии была  $200^\circ\text{C}$  и не менее  $180^\circ\text{C}$  с подчинёнными значениями  $250^\circ\text{C}$ . Применяя  $t = 200^\circ\text{C}$  к кривой фракционирования Blattner ( $4.67 \times 10^6 \text{ T} (^\circ\text{K})^{-2} - 6.68$ ; лич. сообщ., 1984) кварц-вода и используя значения  $\delta^{18}\text{O}$  для кварца (рис.8.1.9), изотопный состав воды ( $\Delta Q - W$ ), ответственный за отложение кварца, колеблется от -2.53‰ на востоке до -7.19‰ на западе участка. Вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$ , показанные на рис.8.9, могут быть объяснены только температурой. Принимая температурный градиент от  $215^\circ$  на западе до  $155^\circ$  С на востоке, можно получить начальный изотопный состав воды, равный 5‰ (обычные значения  $\delta^{18}\text{O}$  для инфильтрационной воды активных геотермальных систем вулканической зоны Таупо). Такие температурные вариации для “зоны окремнения” не наблюдались во флюидных включениях. Отдельные высокотемпературные включения ( $\text{Th } 270^\circ\text{C}$  и иногда  $\text{Th} > 350^\circ\text{C}$ ) отмечались в кварцевых пробах из западной части зоны восходящего потока в “зоне окремнения”. Предполагается, что включения с повышенной температурой, не отражаются в значениях  $\delta^{18}\text{O}$  в основном потому, что они составляют очень малый процент всех флюидных включений. Более того, если этих включений с повышенными температурами было больше, то значения  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце в западной части “зоны окремнения” должны были бы иметь большие положительные значения, чем это показано на рис.8.1.9.

Возможно, небольшая доля магматического флюида могла быть включена в гидротермы, несколько повышающего положительный первичный изотопный состав гидротерм во включениях в кварцах этого региона. Флюидные включения III типа и/или типа Ia, могут представлять такой магматический флюид. Предполагается, что состав первичных вод (извлечённых из кварца, предположительно осаждённый из этой воды) имел увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  с запада на восток в среднем на 4.6 ‰. Как показывают данные, полученные по флюидным включениям, это 4.6‰ изменение в составе воды не может коррелироваться с преобладающей температурой гидротерм  $200^\circ\text{C}$  в “зоне окремнения”. Большое увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}$  могло ожидать в центре “зоны окремнения” с пониженными значениями к её периферии. Такая симметрия изотопии гидротерм отражена в профиле температур активных геотермальных систем, например, Вайракей (Elders, 1965, как показано Ellis, Mahon, 1977). Однако, это не наблюдается в Г. Кросс, подчёркивая ассиметрию значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце, показанную на рис. 8.1.9.

Картина, наблюдаемая на рис. 8.1.9, может быть объяснена увеличением изотопного кислородного обмена вода-порода с запада на восток с увеличением гидротерм с большим  $\delta^{18}\text{O}$  к востоку. Это подтверждает более ранние наблюдения, что “зона окремнения” была районом высокой проницаемости в западной части (рис.8.1.9). Уменьшение “зоны окремнения” отражает зону восходящего потока гидротерм.

Состав изотопов кислорода первичных гидротерм, определённых по пробам кальцита ( $\Delta\text{C} - \text{W}$ ) изменялся от 3.8 до 5.8 ‰, в среднем - 4.8 ‰. Хорошая корреляция может быть установлена между значениями  $\delta^{18}\text{O}$  в кальците и температурой, полученной по флюидным включениям, предполагая, что вода примерно того же изотопного состава отлагала кальцит при различной температуре. Такие пробы с периферии кальцитовых залежи (см. рис. 8.1.7) имели более низкие температуры и более низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , чем в центре.

Расчётные значения  $\delta^{18}\text{O}$  гидротерм для поздней фазы кальцита и главной стадии кварца (в западной части рис.8.1.9) соответствуют метеорному источнику (-5; -6‰) гидротерм.

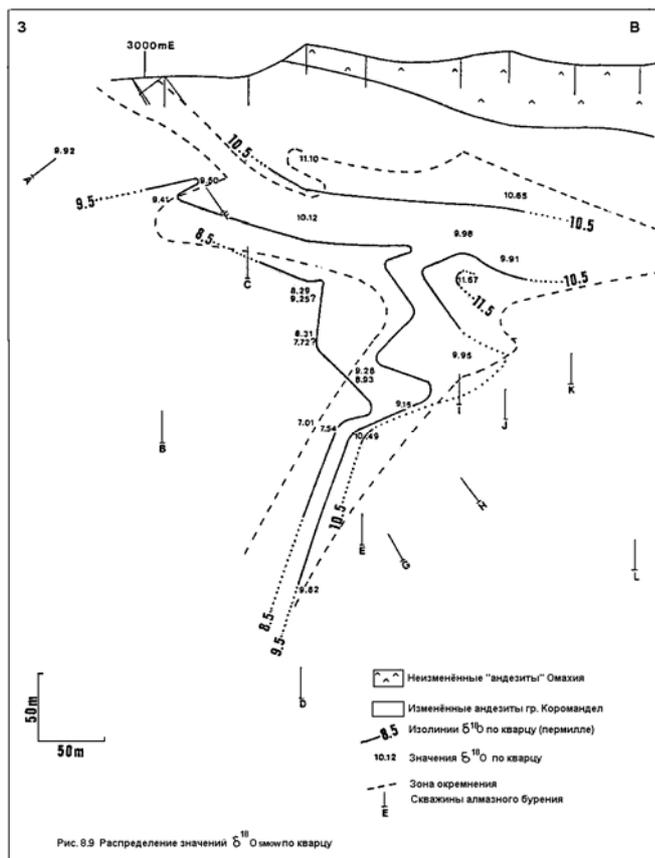
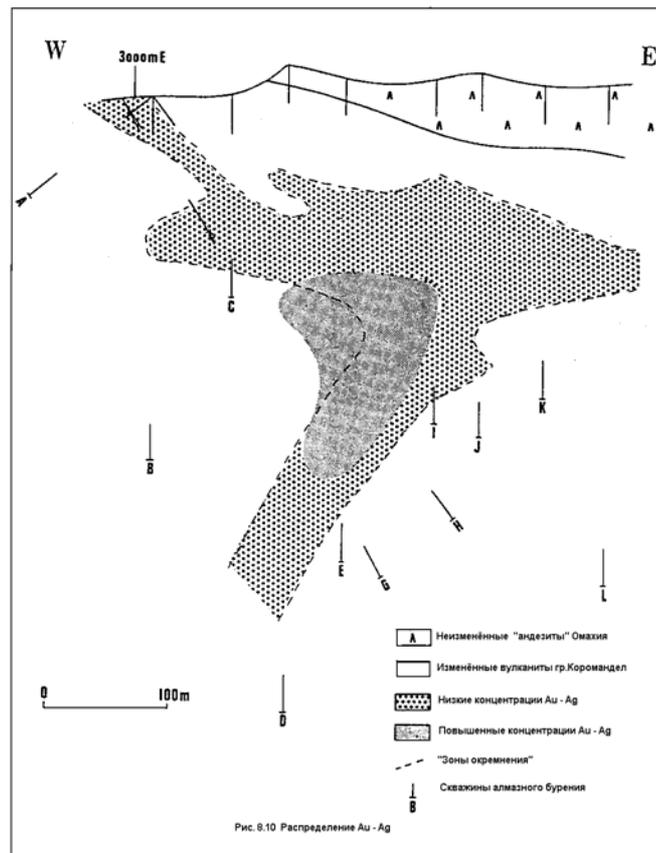
Рис.8.1.9 Распределение значений  $\delta^{18}O_{SMOW}$  по кварцу.

Рис. 8.1.10 Распределение Au – Ag.

### Рудообразование благородных металлов.

Распределение благородных металлов показано на поперечном разрезе 4858 mN на Рис. 8.1.10. Благородные металлы располагаются преимущественно в пределах “зоны окремнения”. Распределение Au и Ag почти исключительно связано с кварцем. По данным анализов, аномально высокие содержания Au-Ag отмечаются в некоторых аргиллизированных горизонтах. Самые высокие концентрации Au-Ag показаны заштрихованной площадью на рис. 8.1.10. Этот участок совпадает с зоной восходящего потока системы, где происходило подземное кипение. Местами Au-Ag, содержащий кварц, имел полосчатость, с молочнобелым кварцем, переслоенным чёрными кремнистыми полосами, содержащими большое количество адуляра и пирита

Видимое золото встречается редко, хотя пластинки до 1 мм наблюдались в керне, в то время как из публикаций Bella и Frasera (1912) известно присутствие электрума в описываемой жильной массе (и описано “горчичное золото”) в южном окончании рифа Г. Кросс № 1.

Район высоких концентраций Au-Ag (рис. 8.1.10) коррелируются с районом высокотемпературных глин, пониженных значений  $\delta^{18}O$  и разных флюидных включений (тип Ia и III). Во время формирования Au-Ag содержаний “зоны окремнения” превалировало гидростатическое давление.

Au, Ag отлагались в результате охлаждения почти нейтральных щелочно-хлоридных гидротерм. Ассоциация благородных металлов и пирита с кварцевыми жилами, рифами и гидротермальными брекчиями позволяет предполагать, что охлаждение было результатом кипения гидротерм, вследствие периодического гидравлического дробления. Поскольку гидротермы кипели, то концентрация  $H_2S$  в оставшихся жидких гидротермах было пониженным.

РН этих гидротерм становится более щелочными и  $fO_2$  возрастает. Эти факторы должны были вызвать отложение благородных металлов из сульфидных комплексов.

Интересной особенностью минерализации Г. Кросс является почти полное отсутствие сульфидов неблагородных металлов. Современные модели эпитермальных месторождений показывают временную и вертикальную последовательность осаждения неблагородных металлов ниже неглубоко отложенных благородных металлов (Buchanan, 1981; Berger, Eimon, 1982).

Возможно, что изученная часть Г. Кросс представляет только самые верхние горизонты гидротермальной системы, в связи с чем неблагородные металлы могут находиться на больших глубинах. Поскольку дрены гидротерм без сомнения существуют на больших глубинах, то скважины и геофизические исследования могут доказать, что гидротермальная система Г. Кросс, главным образом, развита в пределах верхних 500-800 м.

Рисунок 8.11 представляет схематическое распределение палеосистемы Г. Кросс, развивающейся во времени.

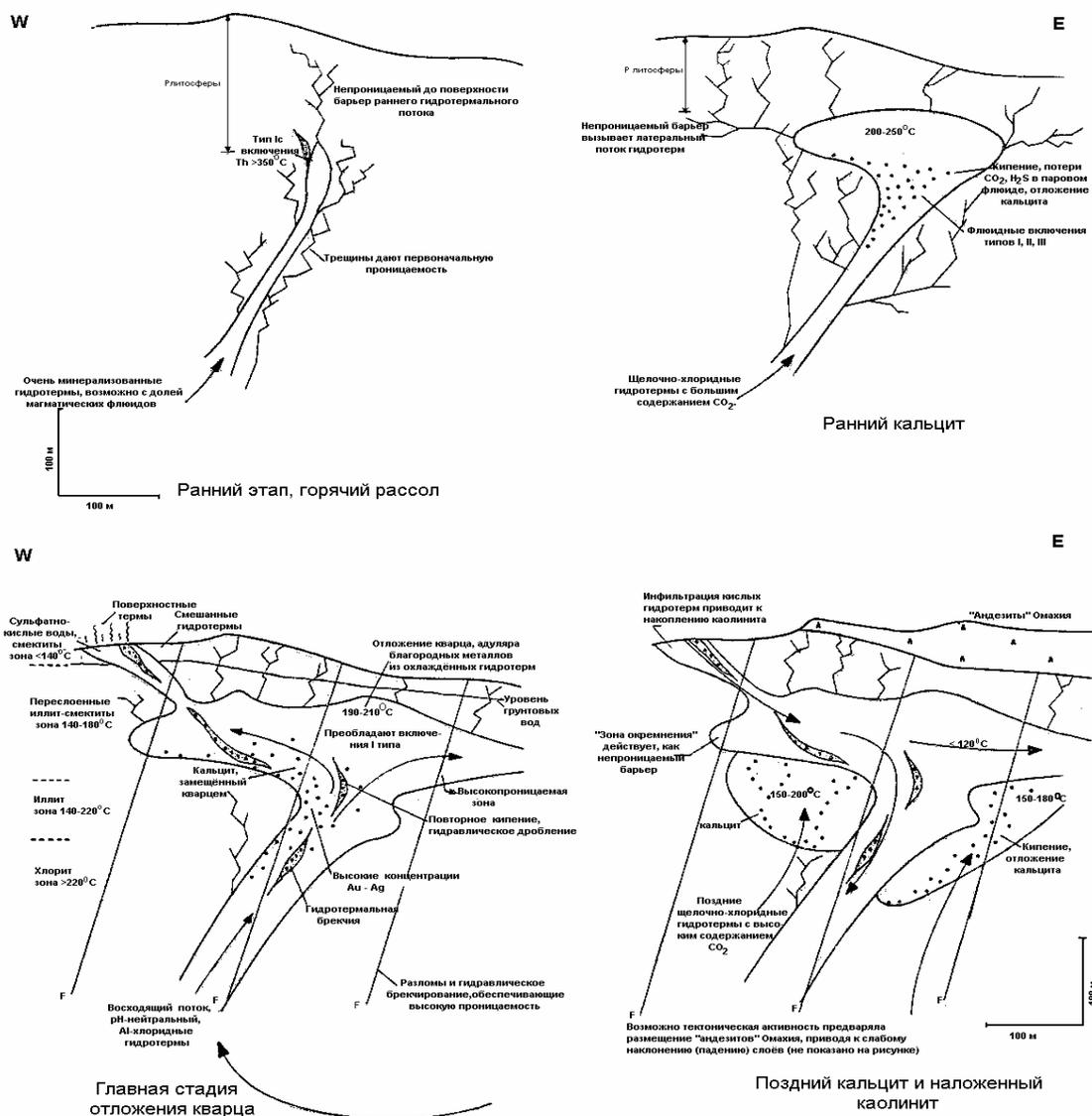


Рис. 8.11.

Можно заметить, что рис. 8.11 и предыдущие рисунки разреза 4850 mN базируются на рудообразовании в пределах разреза Empire Г. Кросс (рис.8.1.5) и не отмечается южнее рифа №1 Г. Кросс. Также, нарисованный субповерхностный разрез является лишь единственным разрезом через гидротермальную систему Г. Кросс. Изменения в системе могли происходить за пределами разреза.

Эти исследования позволяют сделать ряд важных выводов, которые могут помочь разведочным работам в других эпитермальных Au-Ag месторождениях в Коромандел и других местах. Диагностика типов глин и их пространственное распределение становится важным при реконструкции палеоповерхностей и температурных полей изменяющихся гидротерм. Так, например, данные о преобладании смектита могут свидетельствовать о том, что эрозия была минимальной. Наблюдение таких процессов, как гидротермальное брекчирование и гидравлическое дробление, кварцевые рифы, зинтерсы и т.д. дают возможность реконструировать пути миграции гидротермальных потоков и эффективно определять зоны возможного кипения. Эти зоны кипения влияют на изменение P/T условий и способствуют осаждению благородных металлов. Применение методики флюидных включений позволяет определить локализацию высокотемпературных гидротерм и может помочь в определении процесса кипения.

## 8.2 Палеоэпитермальная система Охакури, Н. Зеландия.

R.C. Heneberger

(Здесь обобщены исследования Heneberger, 1983 г. на палеосистеме Охакури).

### Введение.

Гидротермально изменённые породы и отложения горячих источников обнажены на площади ~15 км<sup>2</sup> около оз. Охакури в 25 км к северу от Вайракей в вулканической зоне Таупо (ВЗТ; Рис. 8.2.1). Эти гидротермальные проявления являются остатками в настоящее время потухшей геотермальной системы, которая аналогична современным активным термальным проявлениям в регионе. Эрозионные врезы в изменённых породах дают возможность изучить верхние 100-200 м таких систем с большей детальностью, чем это возможно в активных системах.

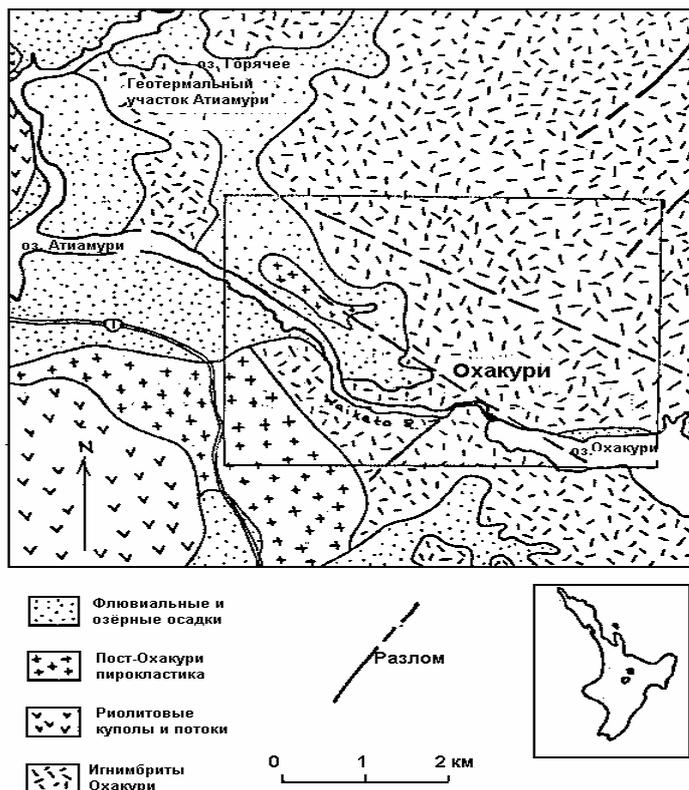


Рис.8.2.1 Геология Охакури и окрестностей. Видоизменено из Grindley (1959). Молодая тефра (< 42000) лет не показана. Квадратом показан участок не рис. 8.22.

Поверхностное геокартирование и типы гидротермальных изменений, наряду с петрологическими исследованиями образцов, позволяют делать реконструкцию большого количества характеристик системы, в особенности, что касается состава гидротерм и его изменений во времени, контроля движения гидротерм и продолжительность активности. Эти исследования показывают, что система Охакури действовала продолжительный период времени со значительными изменениями природы и локализации активности прежде, чем близ поверхностная миграция гидротерм прекратилась.

## Геологические позиции.

Поле Охакури, пересечённое р. Вайкато, располагается в западной части В.З.Т., в вулканическом центре Мароа (Рис.8.2.1). Гидротермальная деятельность происходила в пределах участка, который преимущественно сложен риолитовой пирокластикой, именуемой игнимбритами Охакури. Толща сложена примерно 150 метровыми, почти равнолежащими, пористыми массивными пемзовыми не спекшимися игнимбритовыми потоками с подчинёнными сложными игнимбритами и тонкими пепловыми прослоями. Возраст толщ неизвестен, но, судя по взаимоотношениям с другими вулканогенными отложениями в этом районе, они образовались примерно 250000 лет назад. До 10 тонкообломочных пепловых слоёв залегают на эродированной поверхности игнимбритов Охакури на небольшом участке на северном берегу р. Вайкато. Ряд террасообразующих флювиальных и озёрных отложений располагаются по бортам долины реки, отражая колебания уровня реки и озёр после начала гидротермальной активности. По меньшей мере, отмечается 5 террас и 2 или более слоя древних отложений изменённых гидротермами таким же образом, что и игнимбриты.

Весь участок покрыт тефрой, которая датируется более поздними гидротермальными проявлениями, в настоящее время обнаженными. Самые старые из них пеплы Rotoehu Ash предположительно имеют минимальный возраст 42000 лет наивысшей гидротермальной активности (Vucetch, Pullar, 1969).

Охакури располагается в юго-западном продолжении грабена Нгакуру (северо-восточное простирание), а также в пределах грабена Мароа (северо-западное простирание), выделенного Modriniak, Studt, (1950). Тектонические деформации в районе проявлены слабо, но были выявлены разломы северо-восточного простирания и несколько структур западного-северо-западного простирания фиксируются на аэрофотоснимках, которые совпадают с зонами небольших гидротермальных изменений.

Геологические позиции Охакури аналогичны геологическим позициям Оракейкорако и термальной площади Атиамури. Они располагаются на берегах. Вайкато в пределах вулканического центра Мароа и предположительно в грабене Мароа.

#### Гидротермальные изменения.

Тип и место гидротермальной активности значительно изменялись. Возможно некоторые стадии активности устанавливают по различным комплексам гидротермальных минералов, ретроградными и наложенными гидротермальными изменениями и стратиграфическими взаимоотношениями. На самой ранней стадии, щелочно-хлоридные гидротермы формировали зональные комплексы гидротермальных изменений, которые вскрывает современная р. Вайкато (Рис.8.2.2). Большинство интенсивно и глубоко вскрытых гидротермальных изменений (кварц-адулярового типа, табл. 8.2.1) происходят в центральной зоне, в которой туфы представлены кварц-адуляром, с второстепенными иллитом, гематитом и лейкостомом, а местами хлоритом и пиритом. Первичный кварц, плагиоклаз, роговая обманка и пироксен были замещены или разрушены. Магнетит не изменён и сосуществует с гематитом. Mg, Ca и Na были почти полностью выщелочены из пробы, в то время как значительное количество K и SiO<sub>2</sub> и в меньшей степени Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> были привнесены.

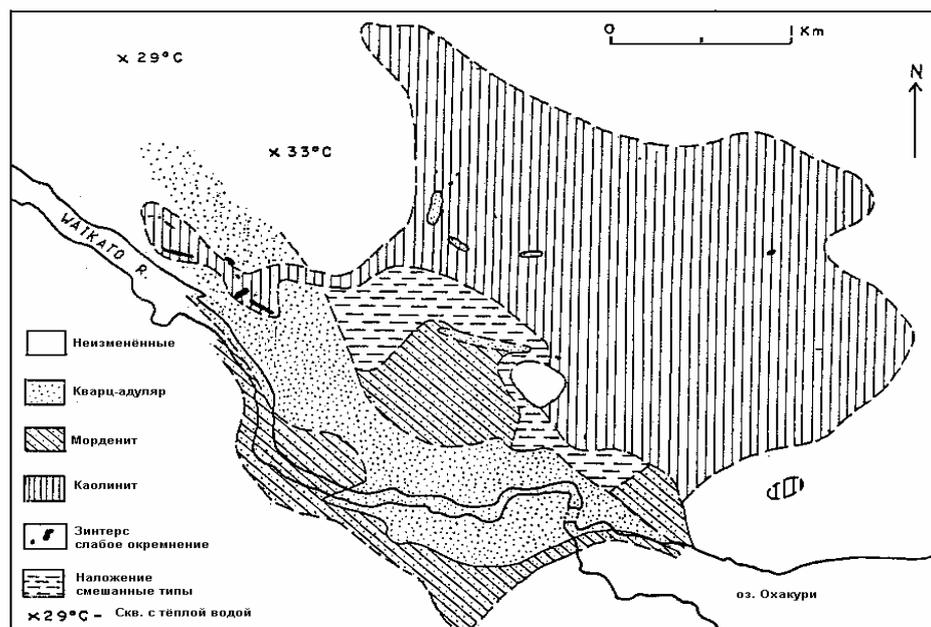


Рис. 8.2.2 Распределение типов гидротермальных изменений района Охакури.

Каолинитовые изменения локально прерываются. Температуры скважин (гл. 40-60 м) были измерены в феврале 1982 г.

Жилы кварца или халцедона ± адуляра ± пирита развиты повсеместно в кварц-адуляровой зоне и размер зёрен колеблется от микроскопических до 3 см. Зональность и сетчатая текстура показывают, что было множество эпизодов жилообразования, до четырёх эпизодов устанавливается в одном обнажении или образце. Околожильные изменения кварца + рассеянного пирита + хлорита наиболее мощные для более ранних, обычно маломощных жил и часто отсутствие околожильных изменений вблизи самых поздних более мощных жил, что позволяет предполагать постепенное ограничение движения гидротерм в трещины. Текстуры жильного минерала показывают, что для более толстых (>5 мм) жил, эпизоды жилообразования обычно начинались с отложения аморфного кремнезёма (халцедона или тонкозернистого кварца) + пирита и постепенно сдвигалось к отложению чистого крупнозернистого кварца. Мощные халцедон-пиритовые жилы также часто содержат угловатые обломки вмещающих пород. Эти данные позволяют предполагать, что жилообразование было результатом обширного, возможно эксплозивного дробления, которое могло быть вызвано или последовало в результате повышенного давления (Keith, Muffler, 1978). На более высоких уровнях присутствие гидротермальной брекчии, представленной жильными обломками изменённых пород в хаотической обломочной матрице халцедона + пирита и первичного кварца, даёт доказательство интенсивного гидравлического дробления (Рис.8.2.3). Эти эпизоды дроблений являются результатом постепенного улучшения

водоупорных свойств проницаемых туфов в результате окремнения в процессе кварцево-адуляровых изменений, в конце концов приводящих к повышенному давлению.

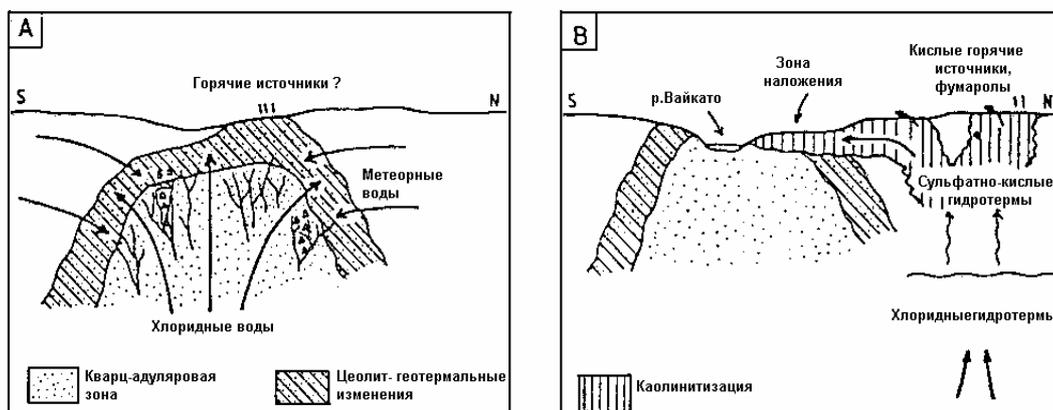


Рис.8.2.3. Схематический разрез через геотермальную систему Охакури во время ранней (А) и поздней фаз (В) активности.

Кварц-адуляровая зона прослеживается в стороны и вверх через узкую (часто <20 м) переходную зону в виде гидротермальных изменений, отчётливо более низкой степенью метаморфизма и интенсивности. В этой зоне (морденитового типа, табл. 8.2.1) стекло переработано в кремнезёмистые Са – Na – К – цеолиты, морденит и клиноптилолит, а также смектит и опал, а плагиоклаз в большинстве не изменён. Жилы редки и основной состав измененных пород почти такой же, как у неизменённых пород. Предполагается, что морденитовые гидротермальные изменения происходили в зоне смешения, в которой холодные грунтовые воды разбавляли, охлаждали высокотемпературные гидротермы, мигрирующие в сторону от кварц - адуляровой зоны, приводя к более низкотемпературным гидротермальным изменениям.

Таблица 8.2.1

Тип гидротермальных изменений	Кварц-адуляр	Морденит	Каолинит	Зинтерс
<b>Гидротермальные минералы</b>				
Кварц		---	---	
Опал		---		
Адуляр		---		
Иллит		---		
Вермикулит		---		
Монтмориллонит		---		
Хлорит	---			---
Морденит		---		
Клиноптилолит		---		---
Каолинит			---	
Алузит			---	
Пирит	---		---	
Гематит	---		---	
Лейкоксен	---			
<b>Жилообразование</b>	Обычно; местами интенсивно	Редко	Периодически, но местами интенсивно	Редко
<b>Тип воды (гидротерм)</b>	Щелочно-хлоридные	Разбавленные хлоридные	Сульфатно-кислые	? Смешанные хлоридные и сульфатные
<b>Расчётная температура °С гидротерм</b>	100 - 200	50 - 100	50 - 100	≤ 100

Вторая стадия активности, очевидно, следовала во время тектонического подъёма и эрозии, в результате чего частично обнажались щелочно-изменённые породы (Рис. 8.2.3). Новая стадия вызвала обширные гидротермальные изменения сульфатно-кислыми гидротермами (образованными конденсатами пара, образовавшегося при кипении глубинных хлоридных гидротерм, сопровождавшегося окислением  $H_2S$ ), в настоящее время обнажены. Как неизменённые, так предварительно изменённые породы, были переработаны в каолинит-опал-гематит с алузитом, представленным в наиболее интенсивно изменённой зоне. Опаловое жилообразование и гидротермальное брекчирование наблюдалось в нескольких обнажениях. Каолинитизация наиболее интенсивна в зоне с северо-западным простиранием к северу от р. Вайкато и отсутствует на южном борту долины (Рис.8.2.2). Эта стадия активности свидетельствует о смещении восходящего потока гидротерм в северном направлении.

Самые молодые термопроявления в Охакури представлены отложениями горячих источников, которые включают опаловые зинтерсы и слабоскремнистый поверхностный обломочный материал. Некоторые зинтеры образовались в течение деятельности сульфатно-кислых терм, но значительно позднее кислотных изменений. Заключительные стадии поверхностной активности представляли переход от активных смешанных кислых

источников (фумарол) и горячих хлоридных источников (сходных с Оракейкороко или Вайотапу) к только незначительным проявлениям хлоридных вод.

Тэфровое перекрытие изменённых пород показывает, что сульфатно-кислые гидротермы действовали 42000 лет назад, но отложения зинтарсов могли продолжаться и позднее. Нет убедительных доказательств того, что какая-либо поверхностная разгрузка терм была в последние 20000 лет. Однако, геотермальная активность продолжается в рядом расположенном геотермальном районе Атиамури (рис.8.2.1) и тёплые гидротермы, по-видимому, связанные с системой Атиамури, встречены на глубине менее 60 м скважинами около Охакури (Рис.8.2.2). Постепенное смещение активности к северу от Охакури, а так же данные электрических сопротивлений в районе Атиамури-Охакури (Dawson et al., 1981) позволяют предполагать, что системы Охакури и Атиамури генетически связаны и что активность системы Атиамури представляет собой или ослабленную или остаточную деятельность потухшей системы Охакури.

#### Геофизика района Охакури.

Местные геофизические аномалии в Охакури, сформированные геотермальными изменениями, изображены на Рис.8.4.4. В региональном масштабе фундамент под Охакури располагается примерно на 2400 м и даёт гравитационную аномалию первого порядка. Депрессия, вытянутая ССВ фиксируется по распространению общей магнитной аномалии.

В пределах района распространения гидротермальных изменений (Рис.8.2.2 и 8.2.4) измеренное кажущееся сопротивление пород колеблется в интервале 20-80 ом-м. Это понижение является следствием присутствия глинистых минералов. Определяется горизонт повышенных сопротивлений (около 100 м мощностью до 1000 ом-м) в границах участка низких сопротивлений, который предположительно является результатом присутствия зоны окремнения в кровле зоны гидротермальных изменений. Допуская, что количество глинистых минералов является функцией степени гидротермальных изменений, то расположение и распространение этих зон изменений можно определить при интерпретации кривых зондирования сопротивлений при поверхностном геологическом картировании.

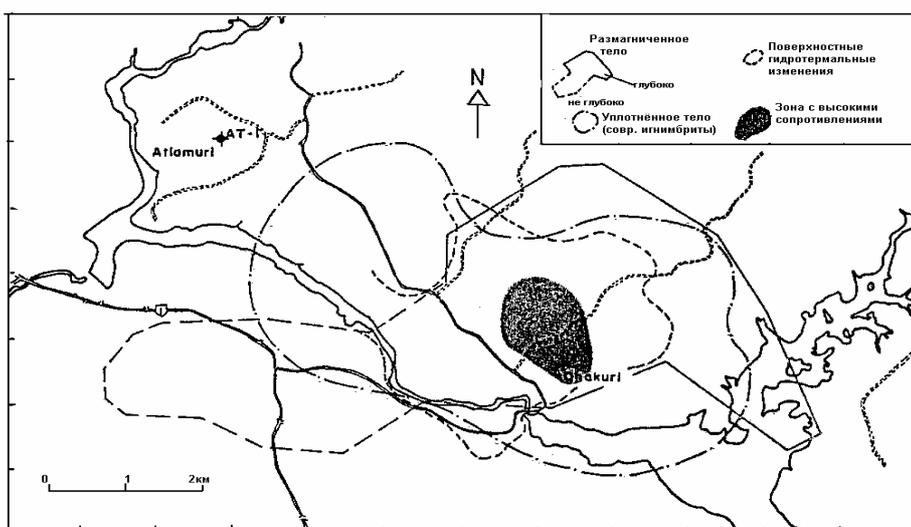


Рис. 8.2.4 Обобщённые интерпретированные геофизические модели Охакури (из Ignacio, 1985).

Остаточная гравитационная аномалия  $+10\mu$  гал, установленная гравиметрическими исследованиями, может быть создана плотным телом (с разницей плотностей  $0.4 \text{ г/см}^3$ ) мощностью 800 м и длиной 4 км. Вероятно, она является следствием отложения гидротермальных минералов в пористых игнимбритах Охакури. Аномалия вытянута в сторону грабена ССВ простирания и может быть связана с ВСВ продолжением северной границы вулканического центра Мароа в этом районе (Рис. 5.2) или с СЗ структурами фундамента.

Определена также отрицательная общая аномалия ( $-100 \text{ нТ}$ ) с центром в 1 км к северу от района гидротермальных изменений. Это частично обусловлено размагниченностью игнимбритов Охакури под воздействием гидротерм и следствием воздействия рельефа.

#### Химический состав гидротерм.

Кварц-адуляровые гидротермальные изменения представляют самую глубокую и самую нагретую зону, обнажённую в настоящее время, системы Охакури. Минеральные комплексы и температуры гомогенизации флюидных включений показывают, что температура щелочных хлоридных вод в этой зоне была в интервале  $140-190^\circ\text{C}$ , вероятно никогда не превышая  $200^\circ\text{C}$ . Ключевыми индикаторами определения химического состава гидротерм являются высокие содержания кварца и адуляра, кажущаяся нестабильность иллита и полное отсутствие

кальцита и альбита. В условиях “устойчивого состояния” гидротермы были насыщены или слабо насыщены по отношению к кварцу и, по сравнению с другими системами региона, имели высокие отношения  $K^+/H^+$  и возможно  $K^+/Na^+$  и низкая  $P_{CO_2}$ . Отсутствие потенциальных минералов буферов pH (таких как иллит - КШП) позволяет предполагать, что pH, вероятно, контролировался реакциями между водой и газовым составом. Поскольку кальцит не образовывался даже при кипении, то реакции между соединениями серы ( $H_2S$ ,  $HS^-$ ,  $HSO_4^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ) вероятно были наиболее важными контроллерами pH, чем карбонаты.

#### Контроль движения гидротерм.

Поток гидротерм в игнимбритах Охакури первоначально имел высокую первичную проницаемость. Такая проницаемость подтверждается распространением гидротермальных изменений и высокими содержаниями адуляра-гидротермального КШП (Browne, 1978). Это является некоторым доказательством контроля миграции гидротерм тектонической трещиноватостью, хотя генеральная локализация зон восходящего потока может также контролироваться такими структурами.

Движение гидротерм очевидно не ограничено какими-либо литологическими барьерами, таких как водоупорные горизонты, так как субповерхностный поток мог значительно подвергаться влиянию регионального гидрологического режима. Резкая граница неизменённых пород у восточной границы кварц-адуляровой и цеолитовой зон, в отличие от постепенных изменений восточного - СВ направлениях, могли быть связаны с потоком хлоридных грунтовых вод. Такой поток мог вызвать быстрое разбавление и охлаждение поднимающихся (восходящих) гидротерм в узкой зоне на восток, тогда как разбавление в других местах происходило в более широкой зоне.

Отложение кварца и других минералов вызывало прогрессивное уменьшение проницаемости в кварц-адуляровой зоне в 1-ю фазу активности. Проницаемость поддерживалась в результате локальных прорывов гидротермальной изоляции при гидродроблении и образовании брекчий. Образованные таким образом структуры служили трещинно-жильными дренами для гидротерм до тех пор, пока отложение жильных минералов вновь не приводило к изоляции, что вызывало поверхностные циклы гидродробления. Гидротермальная система, таким образом, самоподдерживалась в результате многократных эпизодов самоизоляции.

#### Рудообразование.

Ag, Au, As, Hg и Sb присутствуют в значительных количествах в изменённых породах, жилах и зинтерсах в Охакури. По-видимому, имеется вертикальная зональность элементов, установленная повсюду в эпитермальных условиях (White, 1981; Рис. 8.2.5). Сурьма (до 250 ppm) присутствуют в основном на небольших глубинах в зинтерсах, богатых окислами Fe, и пиритизированной брекчии и (для Hg) в кислотно изменённых породах. Ag и Au ограничены более глубокими уровнями (вероятно >100 м), часто достигая концентрации 40 ppm и 2 ppm, соответственно, в пиритизированных кварцевых жилах; локально Au может достигать 7 ppm в поверхностных жильных отложениях. Мышьяк (до 800ppm в жилах) присутствует на всех уровнях. Концентрации благородных металлов низкие, редко превышали первичные содержания в неизменённых породах.

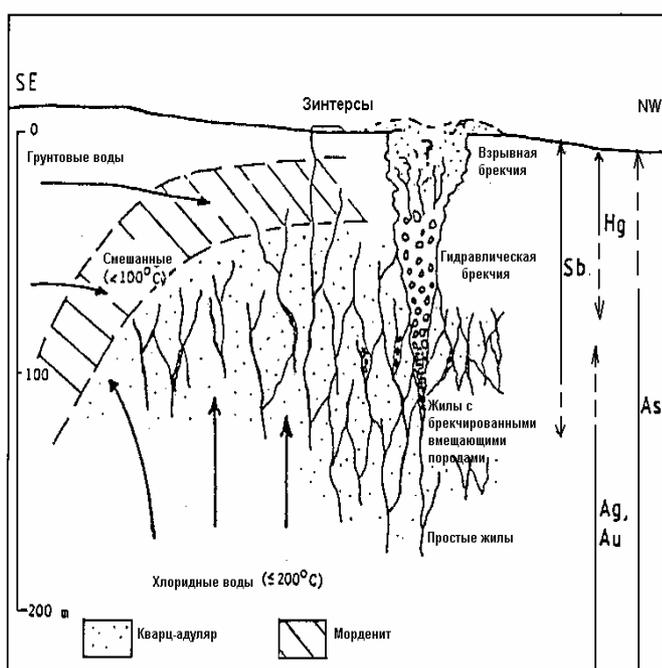


Рис. 8.2.5 Схематический разрез системы Охакури в 1-ю стадию активности, показывающий взаимоотношения движения гидротерм зон гидротермальных изменений, гидродробления и рудообразования.

Распределение трековых металлов позволяет предполагать, что большая часть Ag и Au связана с пиритом в халцедоновых жилах и жильных ореолах. События гидродробления (кипение), следовательно, были критическими для процесса рудообразования. Изменения температуры и pH, которые приводят к отложению пирита, вероятно, также вызывали отложения благородных металлов за счёт нестабильности комплексных соединений Ag и Au.

### Выводы

Гидротермальные изменения в Охаури свидетельствуют об эволюции геотермальной системы, которая подтверждает значительные изменения во время её деятельности. Аналогичные изменения были задокументированы в ряде активных систем, включая Матсукава в Японии (Sumi, 1968), горячие источники Рузвельт США (Perry et al., 1980) и Оракейкороко (Lloyd, 1972). Эти временные изменения отражают сложную, динамическую природу взаимодействий между гидротермами, источником тепла, вмещающими породами, тектонической активностью и региональной гидрогеологией, которые составляют геотермальную систему. Au – Ag рудообразование является наиболее тесно связанным со структурами и, вероятно, вызывались изменениями в химическом составе гидротерм в следствие кипения. Следовательно, благоприятным местом для рудоносных отложений могут быть зоны наиболее интенсивного и продолжительного структурообразования.

### **8.3 Кушикино, Япония.**

Рудник Кушикино является эпитермальным Au-Ag месторождением в южном Кюсю и объектом интенсивных исследований Горнорудного Агентства Японии (MMAJ). Месторождение давало 50 т золота и 470 т серебра. В этом разделе рассматривается зональность, связанная с гидротермальной минералогией, геотермометрия по флюидным включениям и состав изотопов кислорода в кварце из образцов, взятых на поверхности и на небольшой глубине. Рис. 8.3.1 показывает распределение неогеновых Au-Ag месторождений Японии. Схематическая геологическая карта месторождений Au-Ag южного Кюсю показана на Рис. 8.3.2 (Izawa, Urashima 1985). Matsuhisa et al., (1985) обобщили геологию и гидротермальные изменения жильных систем Кушикино и Аракава. Жильные системы (Рис.8.3.3) сформировались во время складкообразования андезитовых пород. Жильный адуляр датируется  $4.0 \pm 0.3$  млн. лет по K/Ar. Жила Кушикино имеет приблизительно в длину 255 м, среднюю ширину 40 м и наклонена на юг под  $35-45^\circ$ . Руда добывалась на поверхности на отметке 100 м и до 350 м ниже уровня моря. Запасы 54 т.

Гидротермальные минералы имеют зональное распределение. Зона А (Рис.8.3.4) располагается к западу от Кушикино и содержит и/или монтмориллонит при отсутствии серицита и каолинита; вероятно, эта зона представляет региональную пропилитизацию района (“зелёный туф”). Зона В включает жилы и содержит серицит, но отсутствует каолинит; вблизи жил содержание монтмориллонита уменьшается, а серицита и кальцита увеличивается. Зона С представлена каолинитом, который встречается лишь вблизи поверхности в зоне В и быстро уменьшается вглубь. Эта зона отсутствует в жилах и, очевидно, была развита после главной стадии жилообразования и рудообразования. Если судить по тому, что эта зона располагается неглубоко в висчем борту жилы, и по её минералогии, то вероятно, она связана с деятельностью нагретых паром сульфатно-кислых гидротерм около поверхности Земли.

В жиле Кушикино наблюдались три главные стадии отложения минералов. В первую стадию полупрозрачный кварц отлагался во время открытия трещин. Повторное трещинообразование характерно для второй стадии рудообразования с отложением молочного кварца, кальцита и большей части Au-Ag.

Золото-серебряные минералы концентрируются в виде тонких чёрных прослоек (руда Джингуро) или в белых глинистых агрегатах (руда Оширой) в тонкозернистом молочном кварце. Главные рудные минералы – это электрум, аргентит, наумманит, полибазит и пираргирит, наряду с второстепенным пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Руда Оширой представлена кварцем и переслоенным хлорит - сапонитом или серицит монтмориллонитом с второстепенным адуляром. Стадия 3 представлена безрудным кальцитом.

Takeuchi (1984) идентифицировал четыре типа глинистых минералов в жиле Аракава, которая имела в глубину зональное строение. Переслоенные слюда смектит, переслоенные хлорит/ смектит и смектит представлены в верхней и нижней частях жилы, соответственно. Распределение хлорита ограничивается брекчированными боковыми породами и обломками кварцевых жил. Правильно переслоенные хлорит/смектит, содержащие большое количество Mg, характеризуются высокими содержаниями Au и Ag в рудах, тогда как преобладающий глинистый минерал в боковых породах представлен Fe-Mg хлоритом, включающий неправильно переслоенный хлорит/смектит.

Главная жила Кушикино (KVI) простирается примерно на ВСВ, как показано на вставке в Рис.8.3.5, субпараллельно жилам Аракава, располагающимся в 1 км к СЗ. Рисунок 8.3.6 показывает продольный разрез через жильную систему Кушикино и распределение максимальных температур гомогенизации флюидных включений (средние значения могут быть наиболее реалистичны для использования). Izawa et al., (1981) отмечают довольно правильную температурную зональность в отложениях по контуру рудосодержания  $>3$  г/т Au, соответствующем примерно зоне с t -  $210-250^\circ\text{C}$ .

Интересно, что в ЮЗ части жилы высокотемпературная зона, по-видимому, подстилается низкотемпературным интервалом, который не имеет рудопроявлений. Это можно интерпретировать, как свидетельство латерального растёка холодных вод в месторождении, т. к. сходная структура отмечается для гидротермальных потоков в активной системе Вайокату (Гл. 5).

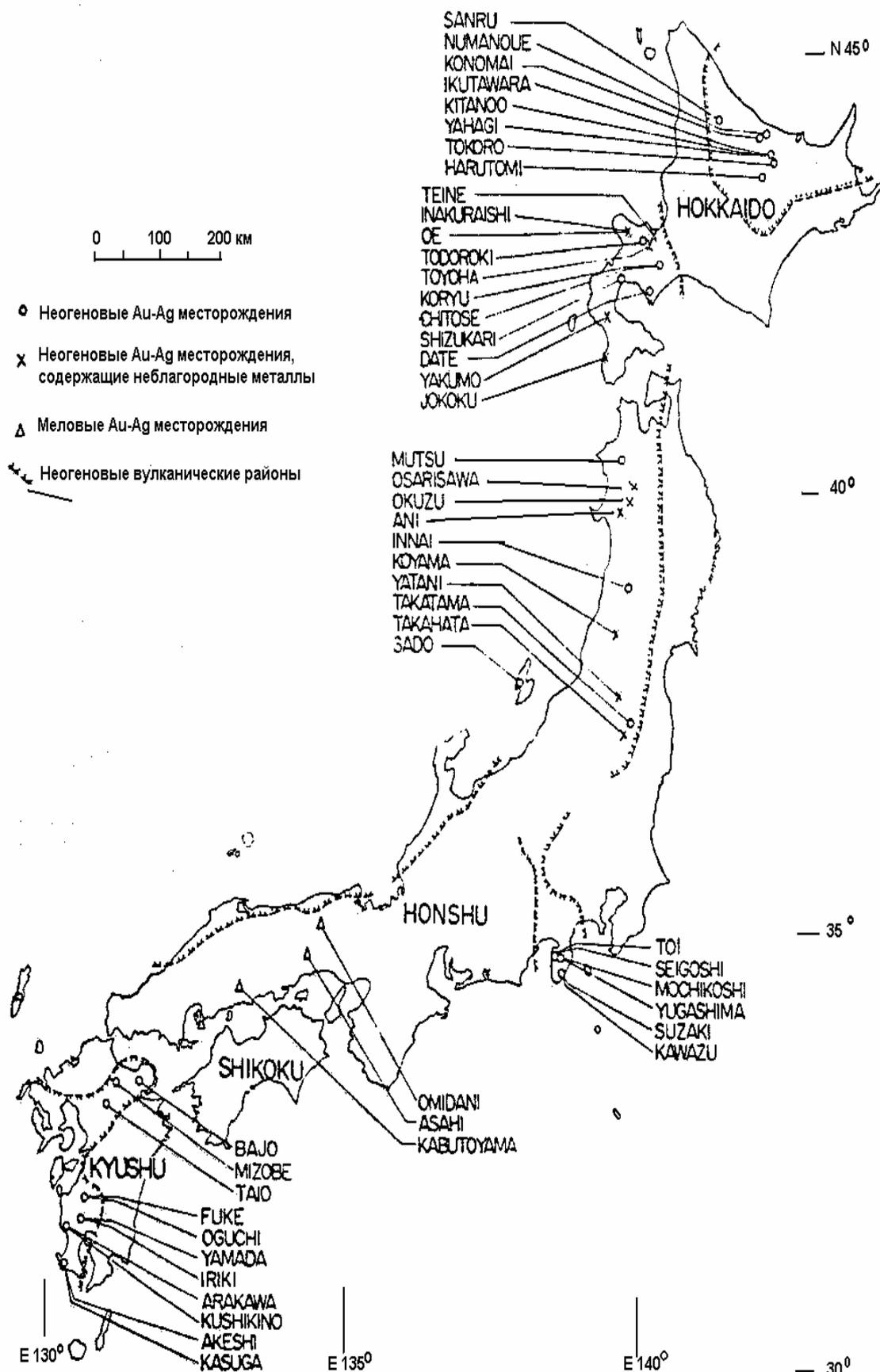


Рис.8.3.1 Распределение неогеновых Au-Ag месторождений Японии (Nishiwaki et al., 1971).

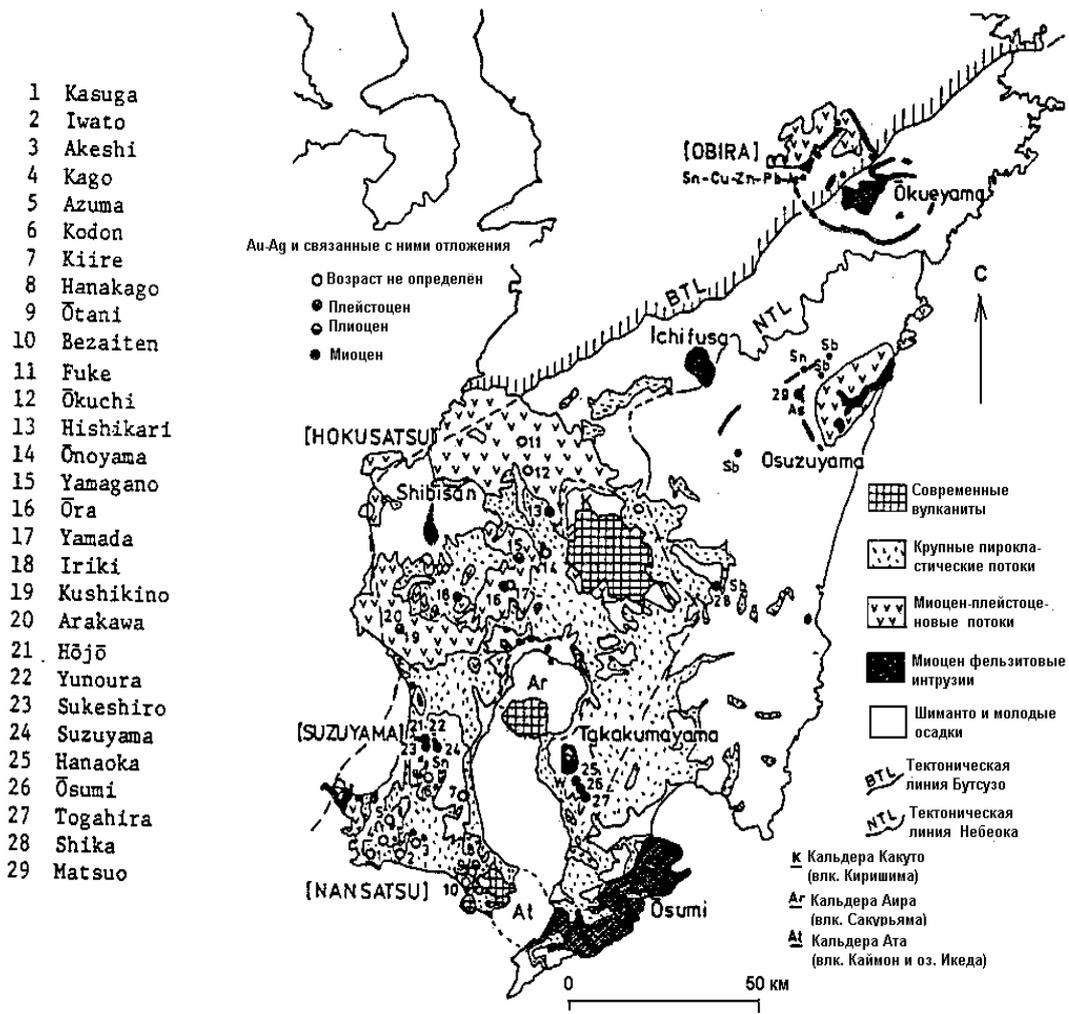


Рис.8.3.2 Схематическая геологическая карта южного Кюсю, показывающая расположение рудных месторождений (Izawa, Urashima, 1983)

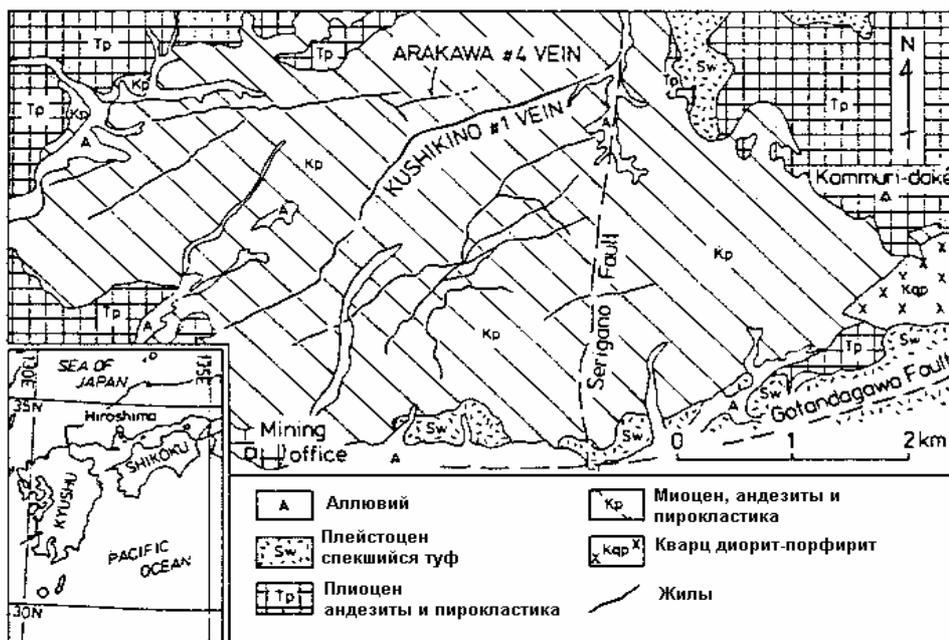


Рис. 8.3.3 Генерализованная геологическая карта района Кушикино (Matsuhisa et al., 1985)

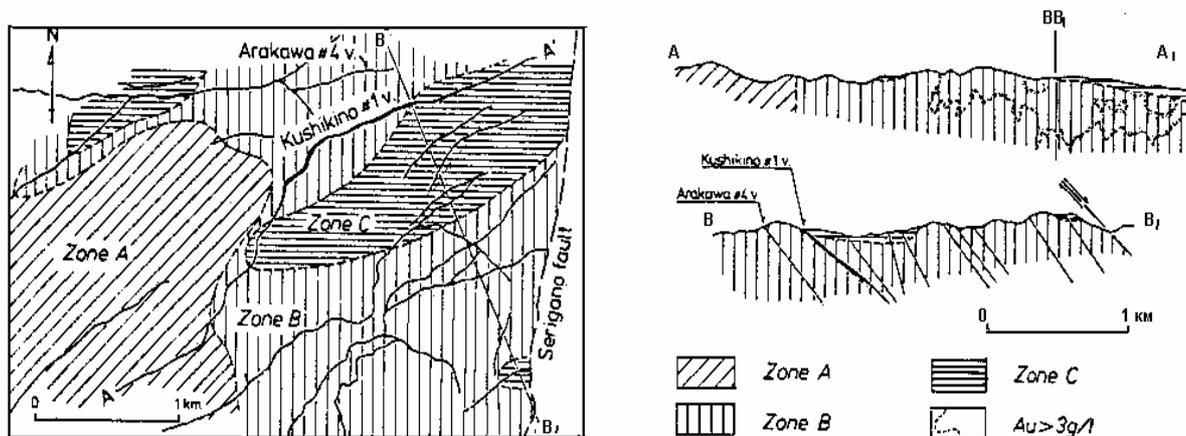


Рис. 8.3.4 Генерализованное распространение гидротермальных изменений в районе Кушикино (Matsuhisa et al., 1985).

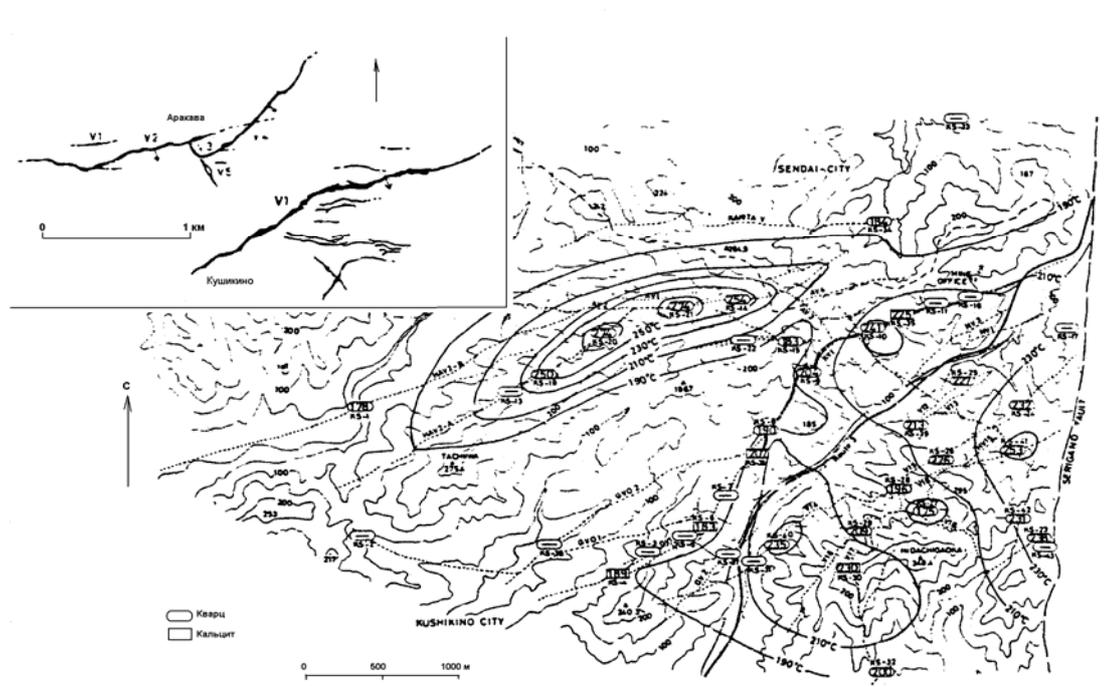


Рис.8.3.5 Изотермы, проведённые по поверхностным обнажениям в округе Кушикино.

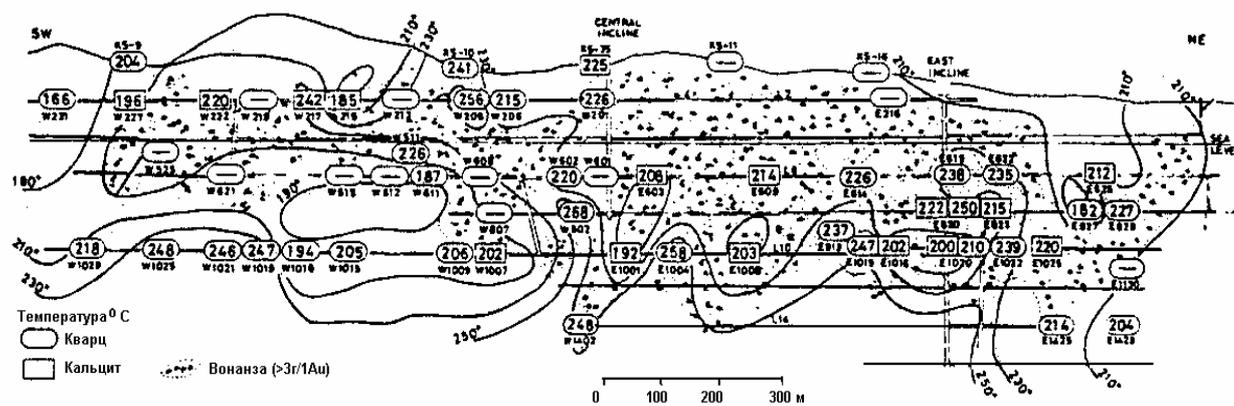


Рис.8.3.6 Распределение температур на продольном разрезе жилы № 1 Кушикино

Matsuhita et al., (1985) пришёл к аналогичному выводу в отношении расположения зоны восходящего потока на основании изотопов кислорода в жильном кварце (Рис. 8.3.7). Авторы предполагали постоянный состав изотопов кислорода в гидротермах и отмечали, что повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце свидетельствует о более низких температурах кристаллизации. Matsuhita et al., пришли к заключению, что гидротермы поднимались в восточной части жилы и растекались в западном направлении, охлаждаясь по мере их разгрузки. Они предполагали, что охлаждение было в результате разбавления, т. к. Izawa et al., (1981) не установили каких-либо доказательств кипения по включениям. Однако, смешение с местной метеорной водой могло влиять на основной состав гидротерм, делая их значительно легче (т.н. Рис.3.1, 3.2). Несмотря на отсутствие газовых включений, эта информация вместе с замерами температур гомогенизации могла свидетельствовать о том, что охлаждение осуществлялось в результате кипения (остаточные выкипевшие гидротермы фактически становились несколько тяжелее в результате потери пара и остывали). Matsuhita (1986) впоследствии пришёл к выводу, что имеющиеся изотопные данные не дают возможности отличить механизм кипения и разбавления в осадённых минералах.

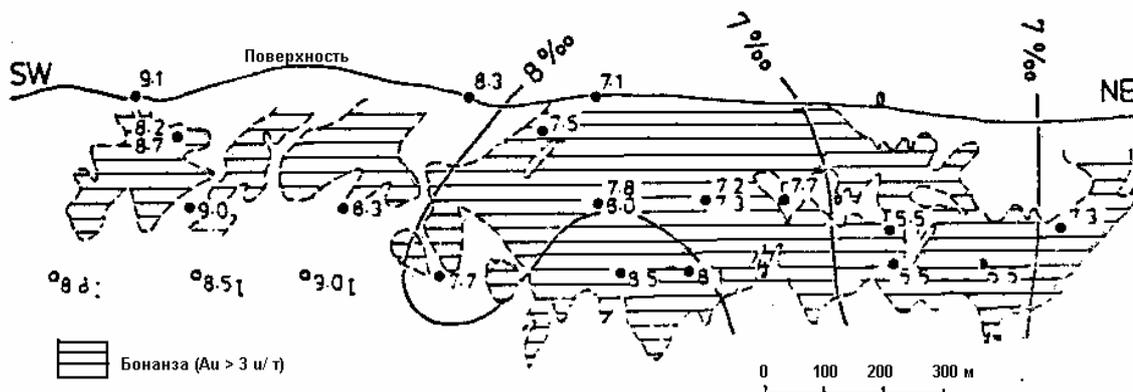


Рис. 8.3.7 Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце на продольном разрезе жилы 1 Кушикина, аналогично данным по флюидным включениям на рис 8.3.6.

Izawa et al., (1981) также нарисовали распределение температур гомогенизации флюидных включений из образцов, взятых из осадённых жильных материалов (Рис.8.3.5). Жила Кушикино располагается на границе высокотемпературного купола. Высокие температуры, распространённые к СЗ от Кушикино, тесно связаны с жильной системой Аракаве.

#### 8.4.0. Золотое рудопроявление Хишикари, Кюсю, Япония.

Горная компания Сумитомо в Японии начала добычу золота из эпitherмального месторождения Хишикари, расположенного к СЗ Кагосимы в 1985 г. (Рис.8.3.1, 8.3.2). В 1981 г. Горное Агентство Японии (ММАJ), полуправительственная организация, начало разведочное бурение и первая скважина вскрыла 0.15 м с содержанием 290 г/т Au и 167 г/т Ag. В дальнейшем было пробурено 18 скважин общим метражом 6870 м в восьми местах с интервалом 100 м в широтном направлении. Они вскрыли рудопроявления, границы рудного тела на протяжении 700 м. Рудная зона протягивается от 10 м до 100 м (метров от уровня моря).

Две параллельных штольни, длиной 2 км под углом 17% (9-6°) были пройдены в рудной зоне с целью выполнения подземного бурения одновременно с добычей. Были встречены гидротермы (~60°C), с откачкой уровень которых был понижен с +200 м отметки до +30 м почти за три года. Продолжение откачки (15000 л/мин в феврале 1987) необходимо, чтобы поддержать уровень воды ниже уровня добычи (до +40 м). Откачка также вызвала отступление горячих источников, иногда на расстояние до 3 км.

Определённые недавно запасы составляют примерно 1.5 млн. т руды, содержащей 120 т золота, которые превышают самые крупные золотые месторождения Японии в Садо (77 т Au). Однако, по-видимому, это крайне осторожная оценка. Обычно рудная зона в интервале 4.05 м. содержит 47.3 г/т Au и 26.8 г/т Ag. Одна из скважин в интервале 3.7 м дала 456.2 г/т Au и 283.0 г/т Ag. Жилы Хозен 1 и 2 были в феврале 1987 г. были 1-2 метровой мощности и содержали 160-410 г/т золота 100-750 г/т серебра. Современная добыча составляла 6 т/год золота.

Золото впервые было открыто в том районе в 19 столетии и добывалось в небольшом количестве в 1907-42 г.г.; горные работы проводились выше отметки 200 м над уровнем моря, тогда как открытое сейчас рудное тело располагается 0-100 м над уровнем моря. ММАJ в 1975 г. начало систематическую разведочную программу, начиная с региональной гравиметрии. Эта программа включала район Кушикино, с использованием геофизических особенностей минерализации и геологических позиций для целей разведки. В 1976-77 г.г. было проведено региональное геокартирование, а в 1978 – аэромагнитная съёмка, после которой наземные работы по резистивиметрии. Район рудообразования имел низкую намагниченность и высокую гравитацию.

### 8.4.1. Геология и разведка.

Породы фундамента представлены граувакками Шиманто (мел-палеоген), плио-плейстоценовыми андезитами и дацитами и плейстоценовой пирокластикой (Рис. 8.4.1, 8.4.2). В горнодобывающем районе фундамент Шиманто поднят и в нём в верхней части наблюдается концентрация жил. Примерно 60-70 % добываемой руды содержится в сланцах и песчаниках Шиманто (Suzuki, Ibaragi, 1987). Жилы выклиниваются вверх, очевидно, не достигая поверхности.

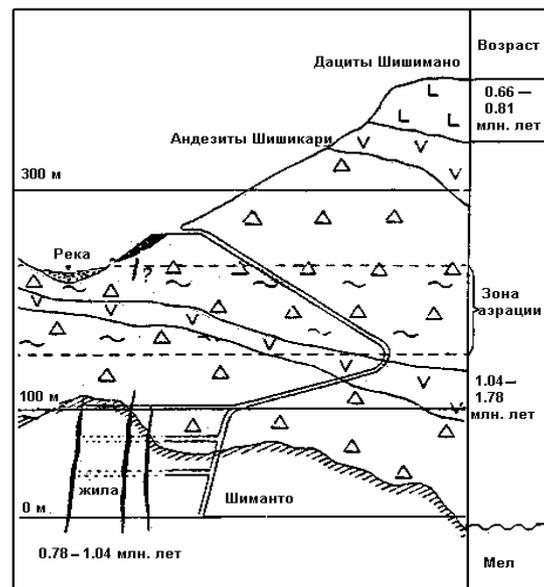
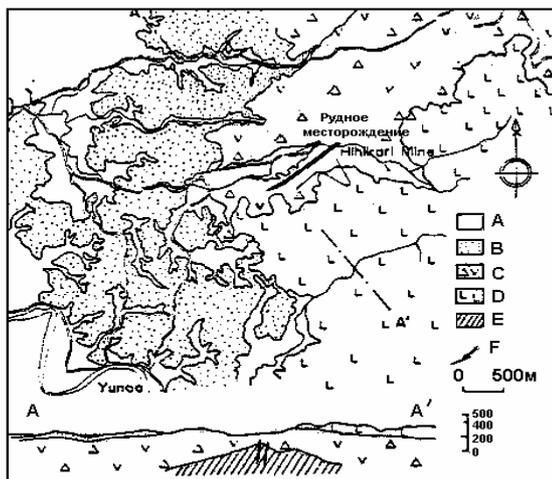


Рис.8.4.1 (левый) Геология горнодобывающего района. А-аллювий, В-пирокластика, С-дациты, D-нижние андезиты Хишикари, Е-супергруппа Шиманто, F-жилы.

Рис. 8.4.2 (правый) Разрез через горную выработку СЗ-ЮВ.

Андезиты Хишихари несогласно перекрывают свиту и представлены переслаиванием пирокластики с лавами, вверху сменяющейся пачкой лавовых потоков. Нижняя часть этой пачки сильно изменена до монтмориллонита и пирита (Рис.8.4.2). Очевидно, пирокластика не трещиновата, пористость её достаточна, чтобы сформировался горизонтальный поток гидротерм, в отличие от очень жёсткого структурного (трещинного) контроля гидротерм в пределах свиты Шиманто с очень узкими зонами гидротермальных изменений, зальбанд, развитых около жил.

Жилы имеют простирание СВ – 45 и СЗ – 70 и круто падают на север под углом 70-90°. Жилы имеют мощность от нескольких см до 10 м. Жильный адуляр датируется 0.78-1.04 млн. лет, в то время как лавы – 1.04 -1.78 млн. лет. Перекрывающий дацит датируется 0.66 - 0.81 млн. лет (Suzuki, Ibaragi, 1987).

Разведочная программа, в особенности геофизические исследования, обсуждалась Abe et al., (1986) и Kawasaki et al., (1986). Эти данные обобщены Suzuki, Ibaragi (1987).

Региональная гравиметрия 1975 года показала, что большая часть месторождений золота в округе Хокусатсу образовалась на гребне и склонах антиклинальных структур в андезитах, которые отражали строение фундамента и топографии. Район Хишихари был идентифицирован также по высоким гравитационным аномалиям, определялся, как зона низких сопротивлений, похожей на зону, связанную с рядом расположенным горнодобывающим участком (Рис.8.4.3). Интерпретация резистивиметрического зондирования показала почти на поверхности низкие, а на глубине, более высокие значения сопротивлений. Эти аномалии исследовались VVAJ тремя разведочными скважинами.

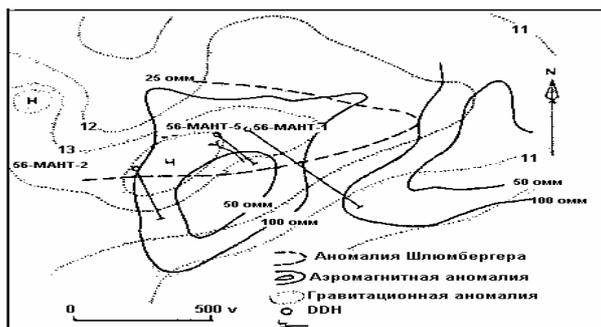


Рис. 8.4.3 Геофизические аномалии района Хишихари (Suzuki, Ibaragi, 1987).

**Гидротермальные изменения, наблюдаемые в скважинах в золотом**

**месторождении Хишикара, префектура Кагосима, Кюсю, Япония.**

(перевод препринта (1984). Urashima, Ун-т Кагосима и Izawi, Ун-т Кюсю)

*1. Введение*

В районе развития неогеновых вулканогенных пород в северной части префектуры Кагосима, ряд золотых и серебряных месторождений в кварцевых жилах (Ookuchi, Yamogano, Кушикино и т.д.) образуют штокверк Хокусатсу. ММАJ эксплуатирует этот район начиная с 1975 г.

В начале бурения в 1981 г. в Ямагуох, Хишикари, Иса-Ган в кварцевой жиле в группе Шиманито вблизи поверхности были открыты месторождения с высокими содержаниями золота. Осенью 1981 г. дальнейшее разбуривание на востоке и западе уже изученного района подтвердило наличие месторождения с высокими содержаниями золота и серебра в неогеновых вулканитах района и группы Шиманто.

Данная статья обсуждает характеристики гидротермальной деятельности, которые образовали золотые месторождения описанных жил и гидротермальных минералов.

*2. Геологическое строение.*

Геологическое строение района месторождения Хишикари показано на Рис. 8.4.4.

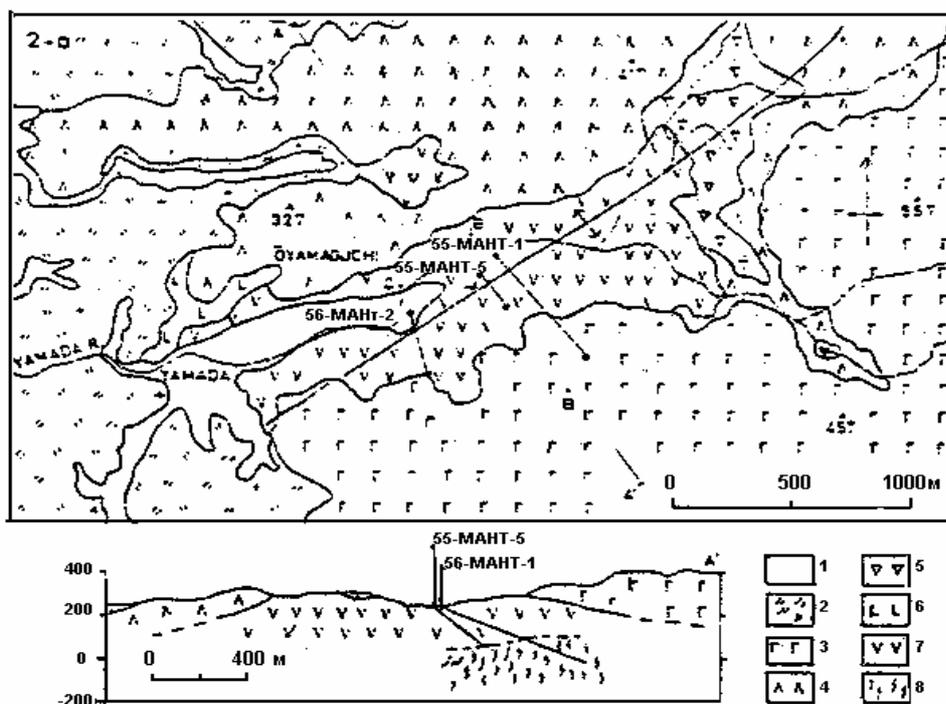


Рис.8.4.4. Геология и стратиграфия района Хишикари (см. рис. 8.4.3).

Фундамент, представленный группой Шиманто (Рис.8.4.4, символ 8), был вскрыт буровыми скважинами недавно. Он сложен песчаником и сланцами с оползневыми структурами. Песчаник серый средне и грубо зернистый, с обломками сланца. Горизонт Старого Андезита Хокусатсу (символ 7) залегает на породах группы Шиманто. Эта граница несогласная. Горизонт примерно 200 метровой мощности сложен лавой и пирокластикой. Отмечается несколько прослоев, содержащих гематит, и предположительно фиксирующих интервалы извержений. Группа Старого Андезита Хокусатсу подверглась пропилитизации и сформировала хлориты зелёного туфа. Риолиты Ямано (символ 6) обнажены на небольшом участке в западной части региона.

Группа новых вулканитов Хокусатсу представлена серыми до тёмно серых андезитами, перекрывающими группу Старых Андезитов Хокусатсу и риолиты Ямано с несогласием в северной части региона. Риолиты Куросонояма перекрывают группу Старого Андезита и группу новых вулканитов с несогласием в юго-восточной части района. Риолиты Куросонояма перекрываются молодыми пирокластическими потоками в западной части. В отношении геологического строения этого района, следует отметить, что здесь прослежена антиклиналь, ось которой имеет простирание СВ-ЮЗ. Кроме того, гравиметрия показывает аномально высокие значения с простиранием аномального тела СВ-ЮЗ. Предполагается, что породы группы Шимато залегают относительно неглубоко.

Электроразведка подтверждает поднятие нижних горизонтов пород и наличие зон гидротермального минералообразования.

Хотя в районе Хишикари Коозан проводилась разведка и имеются шурфы, длительное его открытие и разработка в эру Меiji (1868-1910) не отмечались. Обрушение этих шурфов мешало исследованию в них геологического строения. Главные жилы в этих шурфах были № 1, 2, 3 в Старых Андезитах Хокусатсу. Они вскрыли глинистые или кварцевые жилы, которые содержат большое количество кальцита и имеют простирание СВ – 60° и падение СЗ 80° – 90°. Мощность жил составляет 0.5-1 м и содержание Au – 18-30 г/т, Ag 5-26 г/т. Гомогенизация жидких включений в кальцитах в отвалах была 231-233°C.

### 3. Жилы и содержание металлов.

Одна скважина в 1980 г. (55 МАНТ – 5) и две в 1981 (56 МАНТ-1,2) привели к открытию многих кварцевых жил (см. Рис. 8.4.5) и 8.4.6). Поскольку жилы имели простирание СВ-ЮЗ, направление буровых скважин, с целью пересечения жилы, было выбрано под прямым углом к простиранию. 56 МАНТ-1 под углом 20° вошла в кварцевую жилу, подтверждая её падение на СЗ под углом 70°. Таким образом, как предполагалось, что жилы этого района имеют кругое падение и направление падения, измеренное по кернам скважины, показывается на поперечных разрезах

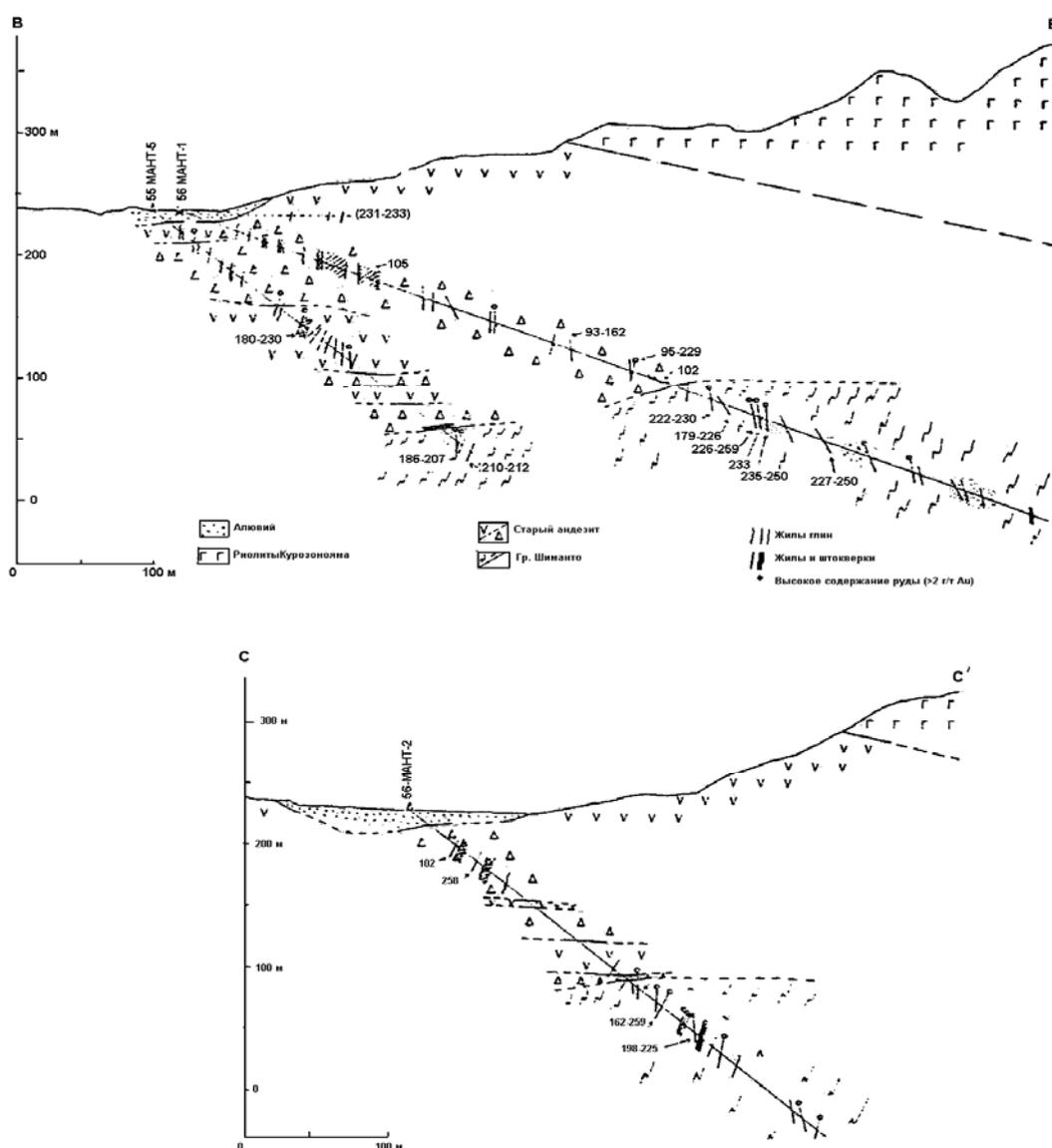


Рис.8.4.5 и 8.4.6 Поперечные разрезы через 3 скважины. См. рис.8.4.4 и текст, объясняющий символы.

Жилы, показанные на Рис.8.4.5 и 8.4.6, имеют мощность от 10 см до 1 м, некоторые из них достигают 5 м. Содержание Au, Ag в основных жилах представлены в табл. 8.4.1.

Характеристики жил зависят от вмещающих пород. В группе Шиманто отмечается молочно-белые, серовато-белые однородные или полосчатые кварцевые жилы, в то время как глинистые жилы наблюдались в группе Старых Андезитов Хокусатсу. Различия устанавливаются при рентгенометрических исследованиях.

Жилы группы Шиманто представлены в основном кварцем, КПШ, в некоторых случаях сопровождаются пиритом и каолинитом, образованном в конце рудообразования. Кальцит образовывался только в части жил, в то время как пластинчатый кварц был широко распространён. Мы полагаем, что большая часть кальцита была растворена в более поздний период. В некоторых жилах был найден доломит. Жидкие включения в кварце, КПШ и кальците гомогенизировались при 160-260<sup>0</sup>С.

Жилы группы Старого Андезита Хокусатсу сложены в основном кварцем и кальцитом, в большинстве жил наблюдаются цеолиты. В 55 МАНТ-5 в жилах вблизи границы несогласия отмечался вайрацит. Монтмориллонит и глины присутствовали в верхней части жил.

Таблицы 8.4.1 и 8.4.2

Пробы из интервалов рудной зоны и состав электрума.

Скважины	Интервал (м)	(м)	Содержание	
			Au (г/т)	Ag (г/т)
55 МАНТ - 5	291.70 - 291.85	0.15	290.3	1670
56 МАНТ - 1	465.25 - 466.00	0.75	1020	50.3
	476.35 - 476.60	0.25	149.7	52.0
56 МАНТ - 2	261.40 - 265.15	3.75	81.9	52.8
	277.65 - 283.10	5.45	220.3	57.6

		Весовые %			Моль, %	
		Au	Ag	Σ	Au	Ag
56 МАНТ - 1 465.50	A - 31 - 1	71.99	27.53	99.52	58.9	41.1
	32 - 2	73.06	26.70	99.75	60.0	40.0
	33 - 3	72.85	27.97	100.82	58.8	41.2
	34 - 4	73.02	27.93	100.95	58.9	41.1
56 МАНТ - 2 263.84	D - 31 - 1	69.49	30.24	99.73	55.7	44.3
	31 - 2	69.58	30.27	99.85	55.7	44.3
	32 - 3	68.26	30.15	98.41	55.4	44.6

Жидкие включения в кварце и кальците гомогенизировали при 160-260<sup>0</sup>С. Некоторые кальциты имели температуру 120<sup>0</sup>С. В некоторых кварцевых жилах, содержащих большое количество Au и Ag, рудные минералы исследовались в аншлифах. Все жилы в сланцах группы Шиманто сложены полосками белого и серого полупрозрачного кварца или полосами различных минералов, таких как КПШ - каолинит- кальцит. Наблюдаются светлые полосы, включающие мельчайшие гематитовые частицы и серые полосы, содержащие пирит.

В некоторых случаях золото и серебро присутствует в большом количестве в серых кварцевых полосах, кроме тех случаев, где они рассеяны в кварце.

Кроме полос с высоким содержанием Au и Ag и полос с пиритом, рядом находятся и образуется “серебряная чернь”. Размеры частиц золота колеблются от микрона до 70 микрон. Анализы ЕРМА показывают, что электрум составляет 70%. Как показано в таблице 8.4.2 изменения химического состава электрума очень незначительное.

Относительно Ag, количественным анализом определены Ag-Se-S минералы, такие как “Ag slance” (состоящий из аргентита, сelenового аргентита и авгиларита), Ag-Sb-S минералы и Ag-Sb-S минералы со свинцом. Другие рудные минералы представлены маркизитом в ассоциации с пиритом, сфалеритом, с халькопиритом и стибнитом, который образует иглообразные кристаллы ~ 2 мм длиной.

#### 4. Гидротермальные изменения вмещающих пород и характеристика гидротерм.

Между вмещающими породами группы Шиманто и группы Старых Андезитов Хокусатсу в составе минералов наблюдаются большие различия. Рисунок 8.4.7 показывает изменения, фиксируемые при сравнении минералов, изученных рентгеноструктурным анализом.

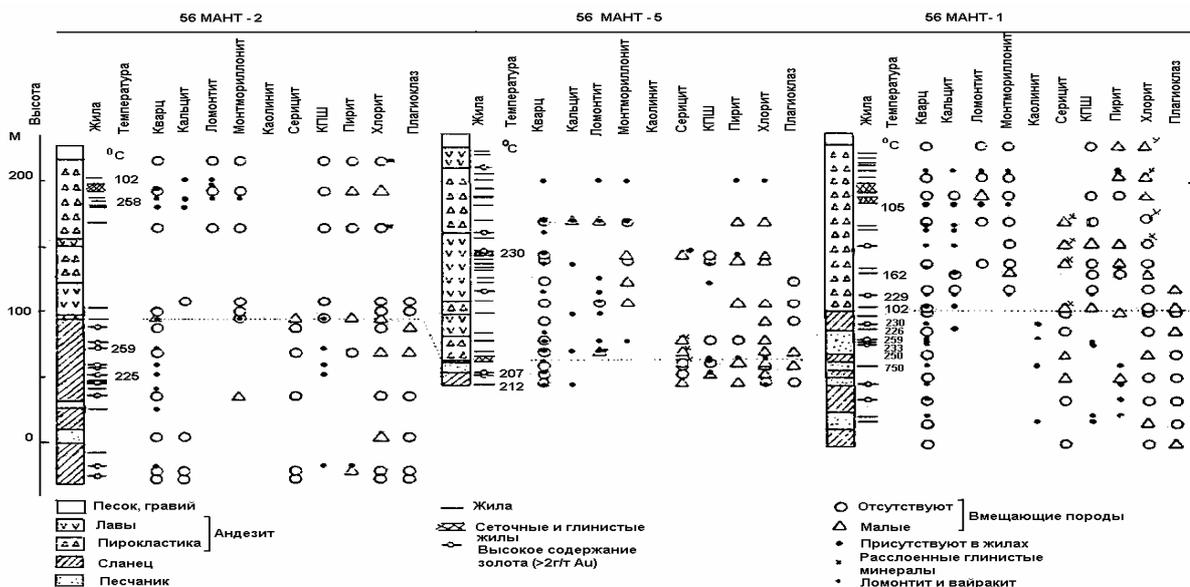


Рис.8.4.7 Стратиграфия и гидротермальные минералы с температурами, определёнными по флюидным включениям, по трём скважинам.

Сланцы в группе Шиманто сложены кварц-плагиоклазовым зелёным туфом - смектитом. Песчаник, в основном, сложен кварц-плагиоклазом с небольшим количеством зелёных туфов и серицитом. Рентгеноструктурный анализ показывает, что плагиоклаз представлен низкотемпературным альбитом. Различия наблюдаются в комбинации этих минералов, за исключением околожильной кровли, толщиной в несколько мм, и в связи с этим предполагается, что воздействие гидротерм на вмещающие породы было незначительным. Однако гидротермальные изменения отмечаются вблизи границ несогласия; в некоторых случаях образуются КПШ и смешаннослойные минералы серицит/монтмориллонит. В группе Старых Андезитов Хокусатсу гидротермальные изменения, такие как хлоритизация, окремнение и образование глин, широко развиты около жил. В особенности резко отличаются зоны изменений в матрице туфовой брекчии. Предполагается, что низкотемпературный плагиоклаз и зелёный Fe-хлорит образовывался в результате пропилитизации. КПШ, смешаннослойные минералы, зелёный хлорит/сапонит и серицит/монтмориллонит были связаны с минералообразующими изменениями. Кроме этих минералов широко развиты цеолит и монтмориллонит.

Был рассмотрен характер гидротермальной деятельности, исходя из характеристики минералов, слагающих вмещающие породы и жилы, а также геологического строения. В районе Хишикари, подъём пород фундамента, формирование антиклинальной структуры, образование трещиноватости и подъём глубинных гидротерм – всё взаимосвязано. Гидротермы поднимались по разломам в породах группы Шиманто и просачивались, широко растекаясь по трещинам и порам вулканических пепловых пород группы Старых Андезитов Хокусатсу.

Сланцы группы Шиманто содержат большое количество карбонатного материала и, следовательно, восходящие гидротермы должны быть восстановленные. Гидротермы с  $t=250^{\circ}\text{C}$  и, в связи с наличием в жилах и вмещающих породах КПШ и серицита, имели рН слабощелочной или нейтральной. По-видимому, когда гидротермы подходят к границе несогласия и андезиты располагаются вблизи поверхности Земли, температура гидротерм будет пониженной и они становятся кислыми. Некоторые кварцевые и КПШ жилы в группе Шиманто каолинизировались позже, чем сформировалась “серебряная чернь”. Это свидетельствует, что Au, Ag отлагались в результате уменьшения  $t$  и рН гидротерм. По-видимому, изменения  $t$ , степень окисленности и рН гидротерм вблизи границ несогласия создавали благоприятные условия отложения Au и Ag.

## 8.5 Район Нансатсу, Кюсю, Япония.

### Введение.

Район Нансатсу располагается на южном окончании Кюсю (Рис. 8.3.2) и представляет ряд (более 10) относительно небольших месторождений золота со схожими характеристиками. Самое крупное из них Ивата, Касуга и Акешу. Эта работа является обобщением нескольких работ по этим месторождениям. Наиболее значительное из них месторождение Ивата, где в настоящее время проводится открытая разработка (ежегодная добыча составляет 77 тонн с содержаниями Au-4.4 г/т и 7 г/т Ag; большинство из этих месторождений имеет запасы 1-2 млн. тонн руды). Ранее была использована модель зональности гидротермальных изменений Ивата, для выяснения происхождения глинистых минералов в месторождениях этого типа (также очень сходного с Sammitville, с некоторыми элементами похожести с Темора и Пуэбло Виехо).

Месторождение типа Нансатсу существенно отличается от других эпитептермальных жильных месторождений Японии (т.н. Кушикино, Хишикари) тем, что здесь руды развивались в виде штокверков в сильно выщелоченной и окремнённой зоне, которая перекрывается гидротермальными минералами, характерными для кислых гидротерм.

Региональная геология и геологическое строение участка.

Южный Кюсю был местом интенсивной магматической активности с миоцена до настоящего времени. Эта активность привела к образованию миоценовых фельзитовых интрузий (связанных с оловом) и андезитовых-риолитовых вулканов (миоцен-соврем; Рис.8.3.2). Эпитермальное рудообразование происходило в два периода, примерно 4.5 и 1.5 млн. лет назад. Они тесно связаны в последние 5 млн. лет с волнами эксплозивного вулканизма (Urashima, Izawa, 1983). Обе волны вулканизма, а также периоды рудообразования омолаживаются к востоку, что характерно для Кюсю. Район подстилался песками и алевритами меловых отложений группы Шиманто. Большинство месторождений золота размещены в вулканических постройках, хотя некоторые жилы распространяются в осадки Шиманто (в отличие оттого, что наблюдается в Хишикари).

На участках Нансатсу почти всё окремнённое замещение рудных тел развито в пределах пирокластических пород формации Нансатсу. Окремнённые тела обычно ориентированы вдоль господствующего простирания структур (Рис.8.5.1). Окремнение (и рудообразование) преимущественно распространяется в пирокластах (туфобрекчия) в отличие от андезитовых потоков, вероятно, вследствие первичной проницаемости пород (Рис.8.5.2).

Рудообразование.

Окремнение образует ядро этих месторождений (местами 95%  $\text{SiO}_2$ ) и наиболее тесно связано с рудообразованием. Они окружены зоной каолинита с/или без дискита и алунита (часто расположена на больших глубинах). Это фиксируется в зоне каолинит-монтмориллонита и, наконец, в региональной пропилитизации. Границы гидротермальных изменений очень часто маломощные и резкие и их происхождение относится к присутствию сульфатно-кислых гидротерм, связанных с вулканами (см. гл.4)

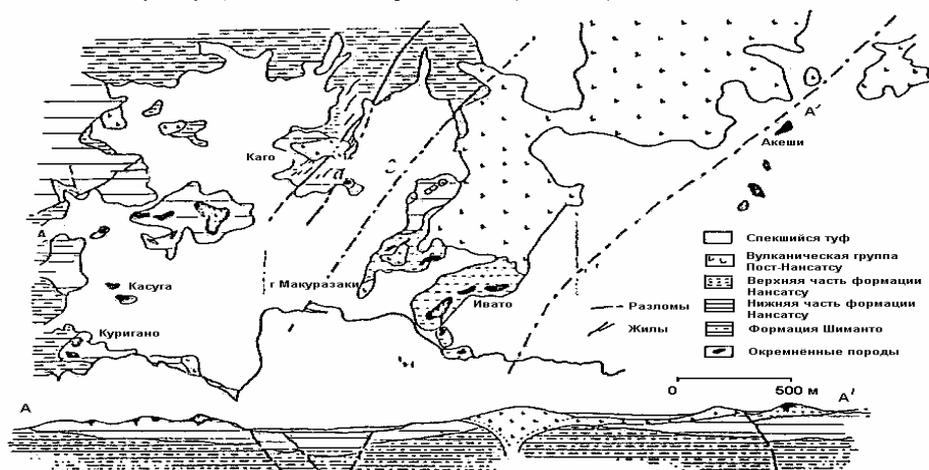


Рис.8.5.1 Распределение рудных тел Нансатсу в округе Макуразаки, южного Кюсю. Taneda, Mukaiyama, 1970).



Рис. 8.5.2 Схематический разрез распределения гидротермальных изменений, окремнения и рудообразования в месторождении Нансатсу.

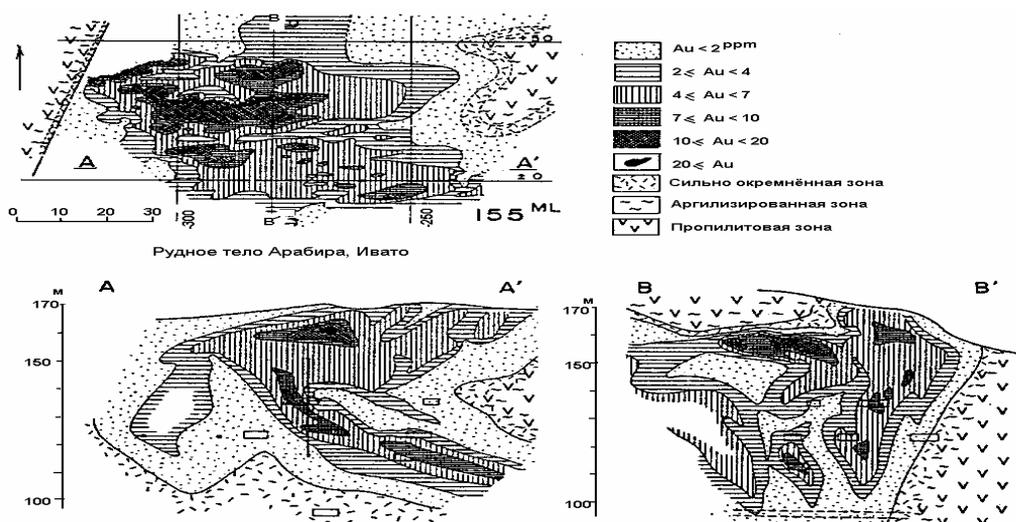


Рис.8.5.3 Карта и разрез с изолиниями концентраций для рудного тела Араби в горнорудном районе Ивата показывающие содержание металлов в зоне выщелачивания и окремнения (Urashima et al., 1981).

В зоне рудообразования кремнезём, дополненный алюминием, был выщелочен, одновременно с большим количеством других элементов, (Taneda, Mukaiyama, 1970). Главные рудные минералы представлены энаргитом и самородным электрумом с очень низким содержанием Ag (1-3%). Рудные минералы представлены необычно в мелких трещинах и порах в окремнённой породе и сопровождаются кварцем и сульфидами. Эти трещинные зоны можно проследить вглубь в виде минерализованных жил в осадках фундамента Шиманто. Поскольку трещины в окремнённых породах и рудообразование генетически взаимосвязаны, в особенности в Акеши и в меньшей мере степени в Касута, то эти месторождения можно отнести к штокверковым. Однако рис.8.5.3 показывает очень правильное распределение содержаний для Иванто лишь в зависимости от трещинного контроля.

Трещинообразование и, следовательно, рудообразование развиты в пределах сильно окремнённых пород (с самой высокой насыщенностью в окремнённом ядре) и происходит позже выщелачивания. Следовательно, золотая минерализация (рудообразование) и привнос кремнезёма, по-видимому, не связаны с комплексом минералов, образованных в кислых гидротермах. Они отложились после их активности. Кислотные гидротермальные изменения приводят только к выщелачиванию пород и повышают их проницаемость, как это отмечается в Summitville (Stoffregen, 1975).

Urashima, Izawa (1983) изучили минимальное количество включений с температурой 160-170<sup>0</sup>C, связанных с рудообразованием, предполагая очень небольшие глубины (менее 100 м), хотя Takenouchi (1983) получил для Касута средние значения до 240<sup>0</sup>C.

Очень похожие гидротермальные изменения без золотой минерализации представлены на острове Изу, южнее Токио (хотя они тесно связаны с некоторыми эпитептермальными месторождениями золота, т.н. Сейгоши). Эти месторождения объединены в тип Угусу и разрабатывались на кремнезём. Кремнистые тела постепенно переходили в узкую зону алунита и каолинита. Рудник Сейгоши имел такие месторождения в зоне 3 км. Некоторые исследователи предполагали, что они могли быть связаны с сульфатно-кислыми гидротермами, которые образовались в таких гидротермальных системах, которые имели скрытую разгрузку, с почти нейтральными гидротермами в Сайгоши. Однако недавние исследования (Aoki et al., неопубликованные результаты) показывают, что Игусу связаны с выщелачиванием вулканогенными гидротермами, но не сопровождались последующим наложенным рудообразованием.

Месторождения типа Нансетсу имеют большое сходство с Summitville и Пуэбло Виехо (включая рудообразование, связанное с поздними трещинами, секущими кислотно-изменённые горные породы). Предполагается, что золотая минерализация не связана с гидротермами, ответственными за кислотные изменения, но предварительное выщелачивание подготовило формирование проницаемой среды, которая обеспечила последующую фильтрацию глубинных гидротерм. Детальные исследования минералов прожилков необходимо для генетических заключений. Интересно отметить, что японцы сейчас используют вулканическую стратиграфию в качестве первичного фактора, обуславливающего образование зон окремнения и рудообразования, считая, что туфобрекчия верхней части формации Нансетсу почти всегда вмещает руду. Это приводит к образованию рудных тел грибообразной формы.

## 8.6 Крид, Колорадо.

Крид золото-полиметаллический эпитептермальный округ в вулканическом поле Сан Хуан в Колорадо является одним из наиболее интенсивно и широко изученных рудных месторождений мира, благодаря усилиям геологической Службе США (Steven et al., 1975; Bethke et al., 1976; Barton et al., 1977; Bethke, Rye, 1979; Giudice, 1980; Woods et al., 1982; Hayba, 1984). Wetlaufer et al., (1979) также связывали особенности этого месторождения с

активными эпипермальными системами. Большинство исследований сосредоточено на жиле ОН. Однако последние исследования на Аметистой жиле (Robinson, Norman, 1984; Horton, 1985) и на жиле Бульдог расширили знания о системе Крид в целом.

Вулканическое поле Сан Хуан (Рис.3.12) состоит, по крайней мере, из 15 главных кальдер, часто наложенных друг на друга, которые служили в качестве больших кислых пепловых потоков, извергавшихся 30-27 млн. лет назад (Steven, Lipman, 1976; Lipman et al., 1976): до этой активности андезитовые лавы сформировали толщу почти 1 км мощности. Бимодальная щелочная риолит-базальтовая деятельность происходила между 25-22 млн. лет назад. Эпипермальное рудопроявление в Крид и в других местах Сан Хуан, обычно происходило во время вулканизма от 1 до 2 млн. лет. Кальдерно-кольцевые зоны и, связанные с ними структуры грабенов (Рис.8.6.1), служили в качестве удобных проницаемых дренажей, в то время как ранняя вулканическая деятельность не сопровождалась сколь-нибудь значительным рудоотложением, связанным с ней.

Рудопроявления в округе Крид локализируются в жилах и представлены рассеянной рудной минерализацией, связанной с жилами Аметистой, Р-жилы и ОН-жилы и разрывными структурами г. Бульдог (Рис.8.6.2). Они образуют грабен, протягивающийся между кальдерами Крид и Сан Луис (Рис.8.7.1). Рудная часть системы распространяется на площади 2x4 км, но в глубину только на 300 м<sup>2</sup>.

Расчётная добыча округа, начиная с 1890-х годов, составляет 2.4 x 10<sup>6</sup> кг серебра, 4.5 x 10<sup>3</sup> кг золота и 1.5 x 10<sup>8</sup> кг неблагородных металлов. Недавние открытия золотоносных жил севернее Крид предположительно связаны с той же системой.

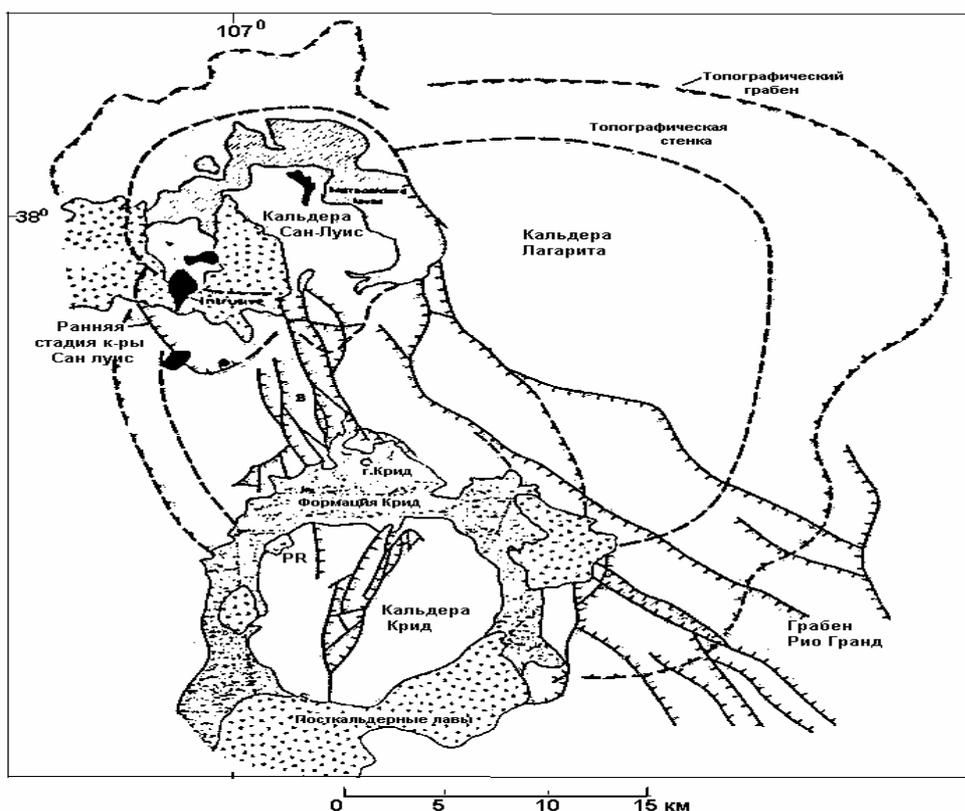


Рис.8.6.1 Генерализованная геология Кальдер Крид и Сан Луис во взаимоотношении с остатками кальдеры Бачелор и Ла Гарита. Реальные границы - сплошные линии; предполагаемые структуры - прерывистые линии. PR – вулкан Пойнт Рокс; S – Сити Спа (Steven, Lipman, 1976).

Северная, более глубокая часть системы представлена преимущественно рудами в жильных структурах, сложенных сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тетраэдритом и второстепенным пиритом в кварце, с хлоритом и гематитом; серебро представлено в виде сульфосолей. Этот комплекс, названный ОН - комплекс, несмотря на то, что он встречается в других районах. Комплекс Бульдога в северной части жильной системы Крид состоит из ранее образованного массивного родохрозита, который пересечён полосчатым баритом, сульфидными рудами и кварцем; хлорит отсутствует, а гематит редок. Серебро встречается в виде тетраэдрита, рубинового серебра и других сульфосолей, как в сфалерите, так и в галените, а также самородная сера. Распределение этих комплексов показано на разрезе (Рис.8.6.2).

<sup>2</sup> Это очень похоже на среднюю глубину 320 м для руд в 48 обзоре месторождений Биханана (1981; хотя для других 110 м в Тускарора в Неваде, до 100 м в Фреснилло в Мексике). Хотя отдельные рудные тела имеют большую разницу отношений латерального к вертикальному разрезу (1:3 до 10:1, в большинстве >3:2; Buchanan, 1981) горизонтальное простирание руды в эпипермальной системе обычно значительно приближается к вертикальному распространению.

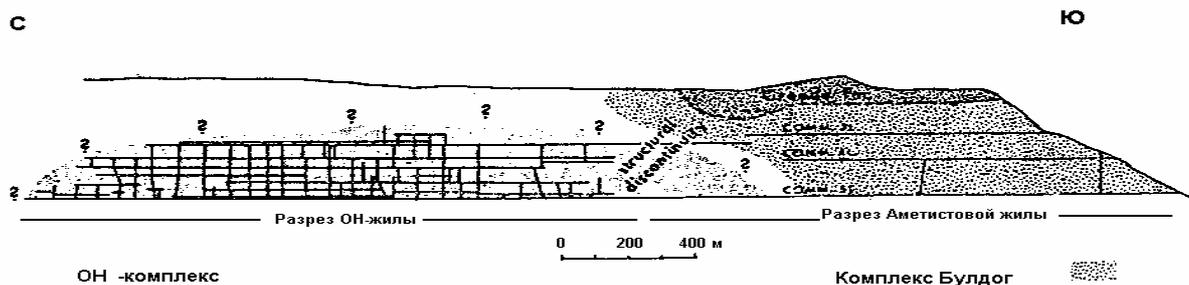


Рис.8.6.2 Разрез с севера на юг вдоль жильной системы Крид, показывающий латеральные изменения от комплекса ОН до комплекса Бульдог.

Северный ОН - комплекс отличается от южного Бульдог - комплекса тем, что в ОН - комплексе представлены больше неблагородные металлы и более грубозернистые, тогда как в Бульдог - комплексе больше серебра и он тонкозернистый.

Эта простая рудная зональность позволяет предполагать, что процессы отложения из насыщенных гидротерм и разные содержания различных металлов могут говорить что-то о процессе, а также о лигантах, переносящих различные металлы.

Северное продолжение формации Крид (Рис.8.6.3) занимает палеогидротермальный поток, вскрытый в стенке кальдеры Крид. Растворы из жильных систем Аметист и ОН просачивались в эту проницаемую обломочную структуру и приводили к рудоотложению серебра с низким содержанием и в большом объеме, что недавно было разведано буровыми работами; её протяжённость, по-видимому, незначительна, чтобы иметь экономическое значение. Другая, недавно открытая, зона рассеянной серебряной минерализации встречена во вмещающих породах верхней части жильной системы Аметист – ОН, в особенности вблизи их соединения.

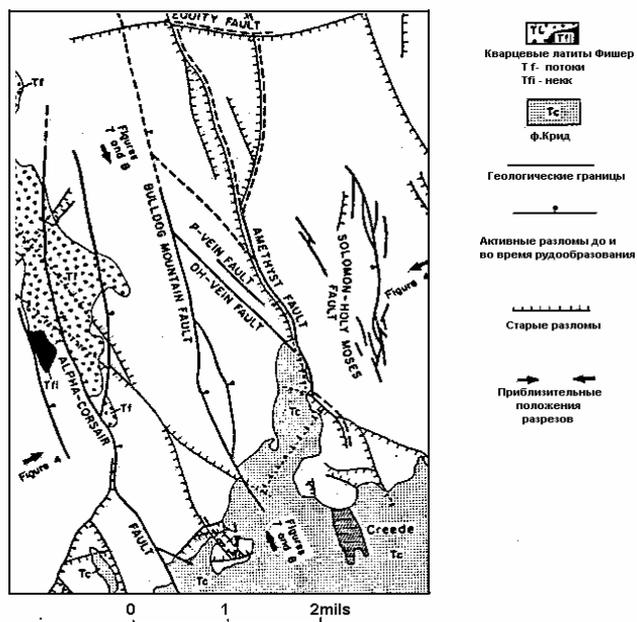


Рис.8.6.3 Структура жильной системы Крид

Этот центральный участок жильной системы (Рис.8.6.4) представляет сложное трещино-жильное образование, связанное с изгибами Аметистового разлома и последовательными подвижками. Эти структуры всякого блока схематически показаны на Рис. 8.6.5, а, наряду со схемой гидротермальных изменений и рассеянной минерализацией. Недавнее бурение позволяет считать, что рассеянная минерализация была после рудообразования в жиле Аметист - ОН и не связана с ними.

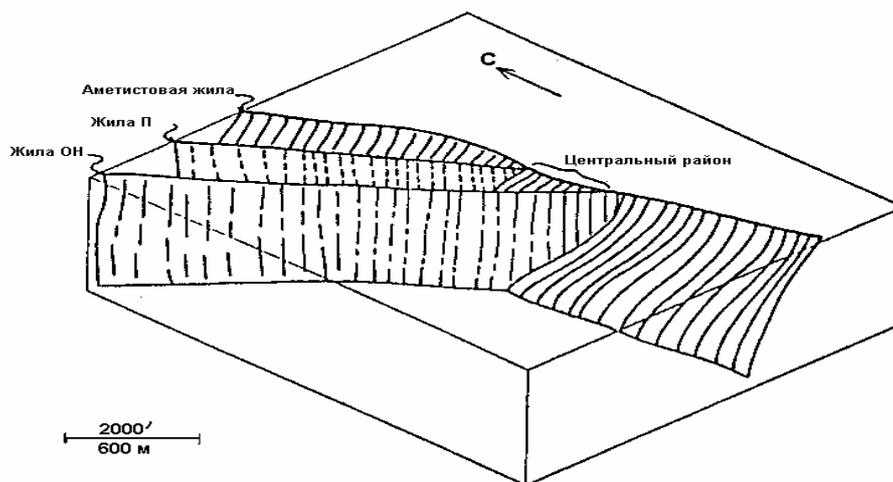


Рис.8.6.4 Главные структуры, связанные с Аметистовой жилой.

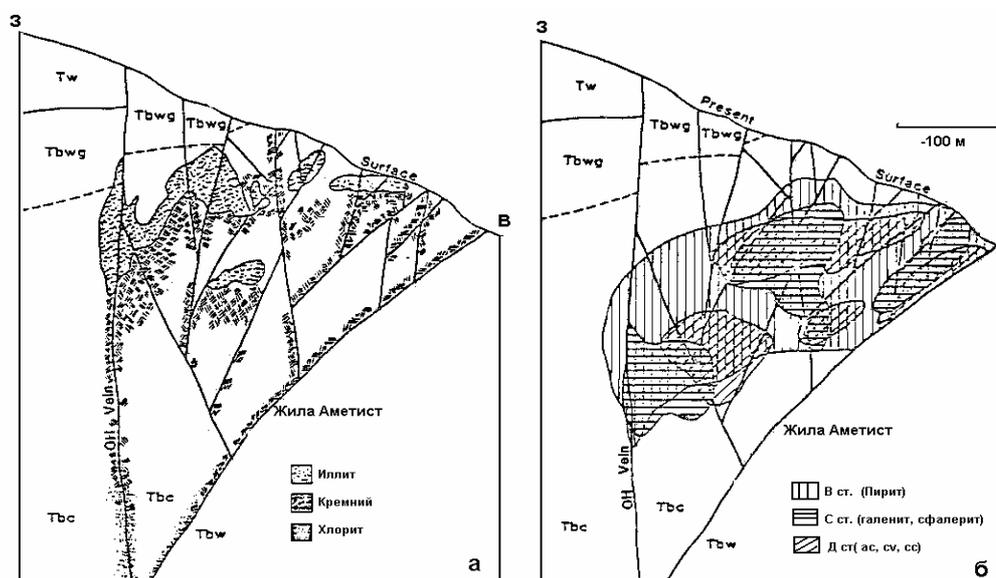


Рис. 8.6.5,а. Зоны гидротермальных изменений центрального участка Аметистовой жилы, идеализированный разрез.

Рис.8.6.5,б. Рассеянные минералы центрального участка Аметистовой жилы. Идеализированный разрез. (Giudice, 1980).

Глубинное рудообразование в центральном участке Аметистовой жилы представлено узкими зонками хлорита в свежих породах. На меньшей глубине, классическая крупнокристаллическая сфалерит-галенитовая жильная минерализация с серебром. Она была главным объектом первых разработок. Однако в отличие от глубинной жильной системы, изменения вмещающих пород широко распространены и в них размещены рассеянные руды (Рис. 8.6.5, а, б). Отмечается взаимосвязь микро трещиноватости с рассеянным рудообразованием, которое представляет собой заполнение вулканогенной породы очень мелко кристаллическими зёрнами в поровой среде. Серебро встречается в акантите, ковелине, халькоците, халькопирите, галените и ангаезите (Giudice, 1980).

Рассеянная минерализация связана с четырьмя парогенетическими периодами. Первый период - кварцевого отложения. Последующее сульфидное отложение пересекает этот период. Стадия В представлена пиритом и стадия С галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Стадия Д является периодом образования серебра и лишь она является экономически выгодна. Степень окремнения не коррелируется с классификацией проб. Перекрытие серебросодержащей кварцевой зоны представлено зоной интенсивного гидротермального изменения от иллита до переслоенного смектита. Это безрудная минерализация, хотя она может содержать пирит. Предполагается, что этот экранирующий иллит связан с зоной конденсатных гидротерм, перекрывающих глубинные гидротермы (Barton et al., 1977). Характеристики этих гидротерм были недавно получены при детальном исследовании флюидных включений (Foley et al., 1982), которые показали присутствие гидротерм с очень низкой кажущейся минерализацией в верхней части рудного тела. Эти гидротермы иногда вторгались в систему, разбавляя глубинные минерализованные гидротермы (см. ниже). Эти конденсаты могли быть относительно насыщенными  $\text{CO}_2$  вследствие того, что они

нагревались парогазовой смесью и, таким образом, объясняется низкий pH и стабильность иллита (см.гл.4 и 6). Эти гидротермы являются аналогами гидротерм, недавно изученных в геотермальной системе Бродлэндс и действующих в качестве зонтика по отношению к глубинным гидротермам (Hed, Stewart, 1985) и приводящие к аргиллизации.

Температура и минерализация, полученные по флюидным включениям, изменяются с уменьшением глубины в южном направлении по жильной системе Крид (хотя флюидные включения различных периодов в одном образце могут иметь совершенно разные характеристики; Рис.8.6.6). Детальные недавние исследования флюидных включений Крид Науба и других позволили определить термический и минерализационный градиенты в системе. Это дало возможность усовершенствовать модель, основанную на данных, показанных на Рис. 8.6.6. Использование сфалеритовой стратиграфии в качестве линии времени позволило включить химический состав месторождения в удельное время. Температуры и минерализация постепенно уменьшались от 280<sup>0</sup> и 12 вес% экв. NaCl в северном конце жилы до 250<sup>0</sup>С и 8 вес% NaCl на 1000 метровом удалении к югу и на отметке 200 м и выше. Этот тренд разбавления проектируется на 160<sup>0</sup> разбавитель-нагретые паром гидротермы, аналогичные отмеченным во многих гидротермальных системах и подтверждаемых иллитовым комплексом и включениями с нулевой минерализацией на малых глубинах. В жиле ОН кипение установлено в нескольких местах. Однако Nyaba (1984) пришёл к выводу, что эти данные о разбавителе означают, что смешивание также должно предполагаться в качестве механизма осаждения для некоторой части крупнокристаллического сфалерита. Кроме того, отмечается отсутствие данных о кипении по флюидным включениям в Аметистовой жиле (Robinson, Norman, 1984), а также малое количество малоглубинного иллита. Это, наряду с хорошими доказательствами разбавления на малых глубинах в Аметистовой жиле, подтверждает наличие смешивания в качестве минералообразующего процесса на этом участке

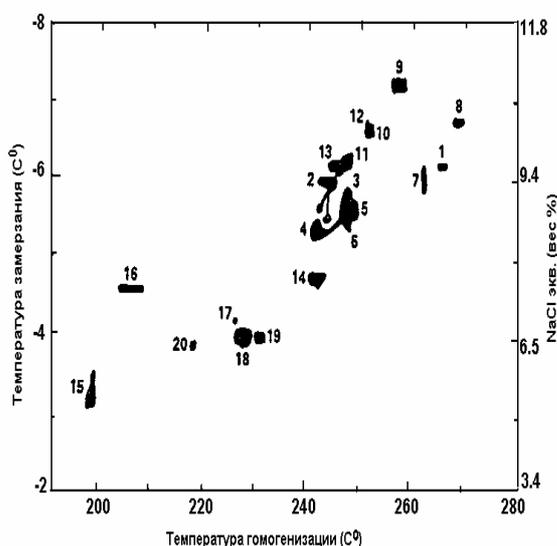


Рис.8.6.6 Температуры гомогенизации и замерзания, полученные по включениям в некоторых зонах роста кристалла сфалерита в жиле ОН, Крид (Roedder, 1974).

## 9.0 Модели эпитепирмальной минерализации: критические сопоставления.

### 9.1 Введение.

При разведке золотых месторождений эпитепирмального типа верхние 500 метров системы обычно представляют самую важную и наиболее интересную зону. Она является зоной максимальных изменений температуры и давлений, что приводит к наиболее быстрым флуктуациям условий. Эти флуктуации давлений приводят к гидравлическому дроблению, кипению и резким изменениям гидрогеологических условий системы. Эти физические процессы непосредственно связаны с химическими процессами, которые приводят к рудообразованию. Прежде чем обсуждать предложенные модели эпитепирмальных систем, их применимость и недостатки, мы представим некоторые геохимические взаимоотношения. Будут рассмотрены геофизические характеристики и другие методы и концепции, применимые к разведке эпитепирмальных месторождений.

### 9.2 Геохимические взаимоотношения.

Имеются различные группы элементов, которые обычно (хотя и не всегда, или исключительно), связаны с эпитепирмальным золотым рудопроявлением. Классическое взаимоотношение представлено Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl и S.

В месторождениях, расположенных в карбонатах, As и S являются главными элементами, связанными с Au и Ag (Berger, 1983), наряду с меньшими количествами Sn, Mo, Hg, Ta, Sb и Tl; также локально концентрированы фтор и барий.

В месторождениях, размещённых в вулканических породах, наряду с благородными металлами, на участках, где располагаются главные потоки гидротерм, имеются As, Sb, Hg и таллий. Они также связаны с зонами аргиллизации. Неблагородные металлы обычно имеют низкие содержания в ассоциациях с Au-Ag минерализацией, хотя они имеют значительные концентрации на более глубоких уровнях (Buchanan, 1981) или ассоциации с месторождениями, богатыми серебром, где также встречается марганец. Кадмий и селен могут находиться в ассоциации с неблагородными металлами; фтор, висмут, теллур и олово варьируют в широких пределах разных месторождениях, а бор и барий иногда отмечаются в виде повышенных содержаний.

Результаты анализов проб, взятых из толщ, обнажённых на поверхности Земли и из осадков из скважин, пробуренных на активных эпitherмальных системах на благородные и сопутствующие металлы, приводятся в таблице 9.1. Более детальные анализы поверхностных и субповерхностных проб для системы Вайотапу приводятся Hedenquist, Henley (1985, a). В таблице 9.1 результаты представлены для проб, обогащённых металлами, пробы со средними содержаниями имеют концентрации последних на порядок ниже.

Таблица 9.1

Концентрации металлов в осадках из геотермальных скважин и источников (мг/кг)  
(Weissberg, 1979)

	As	Sb	Au	Ag	Hg	Tl	Cu	Pb	Zn	Mn	Fe	
<b>Бродлэндс Н.Зеландия</b>												
Охаки Крид	400	10%	85	500	2000	630		25	70			
Скв.2. в глущителе	50	1000	50	2000	600?	150	2 1/2%	400	50	200	1000	Ga 700. Be 400. Sn 40. V 25:
Скв.2. на глущителе	250	8%	55	200	200	1000						
Скв.7	500	500	Н.о	100	250	250	500	50	500	250		Ga 150, Be 100. Sn 5, V 10
<b>Эль Татио, Чили</b>												
Источник 227	12%	1.5%	3	1	50	10		100	100	3000		
<b>Матсао, Тайвань</b>												
Скв. E-205	500	500	Н.о	25	Н.о.	2	500	Главн.	250	1000		Ni 500. Co 150, Mo 200 Ge 100, V 100, Sn 100
<b>Красное море, Атлантик 11</b>												
126P-3M	80		0.51	33		6	2000	380	1.25%	880	12.5%	Cd 63. Ni 40. Co 65. Mo 125. Ge 0.6. V 80. Ga 10
Средний анализ			0.5	54			1.3%	0.1%	3.4%		29%	
<b>Ротокава, Н. Зеландия</b>												
Скв. 2	0.4%	30%	70	10	15	0.5%		50	100			
<b>Солтон Си, Калифорния</b>												
W-768 (130±20°C)	0.1%	0.25%	Н.о	2.8%	Н.о	Н.о.	Главн.	70	Н.о	3400	6%	Ga 120. Be 370. Bi 90. Co b
<b>Источник Стимбоат, Невада</b>												
Окремнённая грязь	4%		10	400	45							
Мега стибнит	600	2000	60	400		2000	2000	400	200			
Узон, восточно. Терм. поле	11.6%			30	6700		100		500		0.72%	Mo 30, Ge 40, Ba 7000,
Камчатка, Центр.	10.15				4700	1	400				5.3%	Sr 100 Mo 200, Ge 100. Ba 2000,
<b>Вайотапу Н.Зеландия</b>												
Оз. Шампанское	2%	2%	80	175	170	320		15	50			Sr 300

В разделе 8.6 в таблице приводятся результаты для аналогичных пород из месторождения Раун Монтейн в Неваде (Tingley, Berger, 1985), а сопровождающие рисунки показывают схематическую пространственную связь некоторых трещиновых элементов с глубиной типом гидротермальных изменений (Berger, Eimon, 1983).

### 9.2.1 Зональность металлов

Рисунок 9.1 показывает схематическое взаимоотношение As, Sb и таллия с золотом и серебром в модели “горячие источники” (Berger, Eimon, 1983). Эта схема, в основном, идентифицировалась на основании работы в месторождении Маклевлин, для которого в свою очередь было установлено, что эта схема (золотая минерализация в брекчии гидротермального извержения и вблизи неё, которая перекрывала палео зинтеры) основана на нашем понимании активных систем, аналогичных Бродлэндс и Вайотапу в Н. Зеландии.

Необходимо отметить, что рудная минерализация в Маклавллин должна обязательно присутствовать в “зинтерах”. Хотя в Маклавллине имелись зинтеры, но в местах рудообразования (в ассоциации с ртутью) большая часть минерализации встречается на небольшой глубине (40-120 м при палеотемпературах 160-200<sup>0</sup>С), связанными с зонами интенсивного повторного брекчирования и окремнения.

Особая роль в распределении таллия в эпитегрмальных средах была отмечена Weissbergom (1969) и Ewers, Keus (1977) в их исследованиях активных систем в Н. Зеландии.

Рисунок 9.2 показывает распределение сульфидов и концентрации золота, серебра, мышьяка, сурьмы и таллия в сульфидах из скв. 16 в Бродлэнде. Общая картина распределения благородных металлов, лежащих на неблагородных в эпитегрмальных системах, здесь чётко прослеживается в Вайотапу мышьяк, сурьма и таллий также стремятся концентрироваться вблизи поверхности, как и ртуть. Ртуть и таллий обязаны своим повышенным содержанием около поверхности благодаря их летучести. Также следует ожидать, что они могут иметь латеральную зональность по мере удаления от высокотемпературных участков системы (к сожалению нет достаточной минералогической и геохимической информации для низкотемпературных участков активных систем или из-за малой глубины скважин, или в периферийных частях систем, т.к. геотермальная разведка сосредоточена на поиске высокотемпературных гидротерм). Следует отметить быстрое увеличение в сторону поверхности таких металлов, как ртуть, сурьма, таллий и мышьяк; это аналогично тому, что отмечается в некоторых месторождениях (т.н. Маклавллин). Очевидно, что уровень, несмотря на гидротермальные изменения и минералообразование, будет наиболее важным фактором в определении аномальных содержаний металлов у поверхности (и не обязательно на глубине могут быть руда с большими концентрациями металлов).

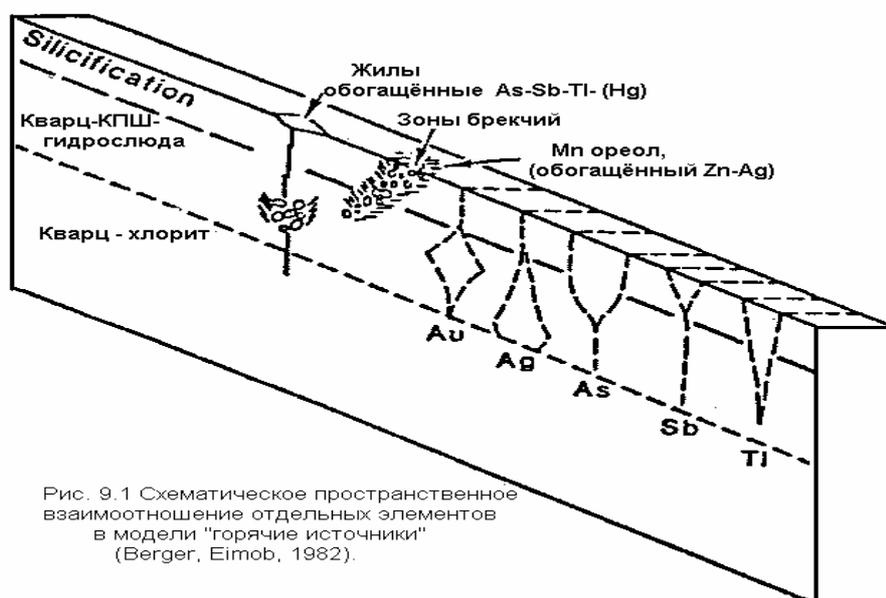


Рис. 9.1 Схематическое пространственное взаимоотношение отдельных элементов в модели "горячие источники" (Berger, Eimob, 1982).

Bonhan, Giles (1983) предполагали, что отсутствие или присутствие определённых трековых элементов (т.н. Pb, W) в эпитегрмальных системах зависят от состава пород. Таблица 9.2 показывает насколько это предположение ошибочно, когда сравниваются концентрации металлов в поверхностных отложениях активных систем Вайотапу и Ваймангу в Н. Зеландии (Hedenquist, 1983).

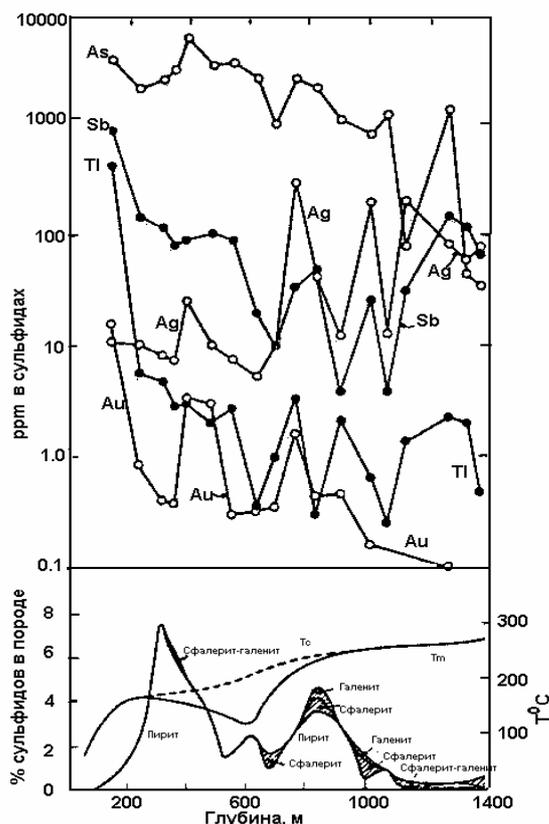


Рис.9.2 Распределение сульфидов и металлов в сульфиде в скважине 16 геотермальной системы Бродлэндс, Н. Зеландия (Weissberg et al., 1979; видоизменено Ewers, Keays, 1977)/

Таблица 9.2

Частичные анализы кремнистых отложений (зинтерс) оз. Фрайинт Пэн в Ваймангу и оз. Шампанское в Вайотапу (мг/кг)

	Au	Ag	As	Sb	Ti	Hg	W	Pb	Cu	Zn
Фрайин Пэн Флэт	0.03	-	8.8%	105	1.4	1.0	4.1%	-	-	-
Оз. Шампанское	80	175	2%	2%	320	170	<50	15	5	50
	Pd	Te	Se	Mo	Fe	Mn	P	V	Ba	B
Фрайин Пэн Флэт	0.02	-	-	500	20.2%	80	0.4%	100	-	-
Оз. Шампанское	-	<0.005	9.0	<2	-	30	-	-	50	30

Вайотапу и Ваймангу располагаются на удалении 10 км друг от друга. Они имеют почти идентичное геологическое строение с точки зрения глубины, типа фундамента и состава вмещающих пород (хотя в Ваймангу имеется базальтовая вулканическая активность), и составы гидротерм в водовмещающих комплексах по существу одни и те же. Сравнение двух анализов поверхностных отложений показывает различие содержания таких элементов, как золото и олово, хотя они могут быть в географически, геологически и геохимически похожих районах. Высокое содержание олова в осадках Ваймангу вызвано селективным отложением его на гидроокислах железа, которые стабильны при pH 4 в поверхностных водах. Эти гидроокислы железа не стабильны в гидротермах оз. Шампанского (pH 5.5-6.0); скорее всего, уникальные химические условия оз. Шампанского являются главной причиной для эффективного отложения золота.

Химический состав гидротерм и химические процессы важнее в определении ценности в большинстве месторождений, чем породы, из которых извлекаются элементы. Cole et Ravinsky (1984) обобщили данные по

гидротермальным изменениям и металлической зональности пяти активных гидротермальных систем. Эти данные, как они отмечают, похожи на данные, выше рассмотренные.

### 9.3 Современные модели.

В этом разделе будут кратко рассмотрены модели, предложенные для различных эпитеpmальных систем, их применимость и ошибки. По существу, это обсуждение представит генетическое понимание эпитеpmальных систем, описанных в этой работе. Хотя разработка моделей открывает путь к разведке месторождений, необходимо знать, что каждая разведка имеет свои специфические особенности. Многие данные, которые ранее не привлекались, потому что они подходили к модным моделям (или типу), в конце концов “открывались” при изучении рудных месторождений в последнее время (т.н. каньон Джеррит). Многообещающий генетический подход, который представлен, достаточно гибок, чтобы объединить в систему, которая не согласуется с моделью.

На рисунках 9.3-9.9 представлено несколько моделей эпитеpmальной минерализации (Buchanan, 1981; Berger et Eimon, 1982; Giles et Nelson, 1982; Bonham, 1986). Эти авторы разделяют эпитеpmальные среды, подобно нашим предложениям (гл. 1). Они характеризуются тем, что делается попытка эмпирически суммировать гидротермальные изменения, минерализацию, структуру, распределение т.д. для объяснения эпитеpmальных систем. Следовательно, они часто содержат многие аналогии и с точки зрения обобщения наблюдений они обычно корректны. Однако мы предпочитаем решать проблему, во-первых, скрещивая “что я знаю о гидротермальном потоке и процессах в эпитеpmальных средах, как древних, так и современных и как они связаны со структурой, геологией, геохимией и геофизическими аномалиями, гидротермальными изменениями и минерализацией”. Во-вторых, необходимо изучить каждую часть доказательств (часто из большого количества вариантов), чтобы реконструировать эпитеpmальную систему. Рассмотрим модели, предложенные Henley, Ellis (1983), которые основаны на сопоставлении этих данных с данными по активным системам и понимании гидротермальных процессов.

### 9.4 Заключение

Картирование таких характерных структур как взрывная брекчия, ископаемые грязевые котлы, ископаемые горизонты поверхностных окремнений (зинтеров), брекчий обрушения, зон кислотного выщелачивания (которые могут представлять участки фумарольной активности в древней системе) и зон гидротермального минералообразования (в особенности глин) поможет реконструировать субповерхностную среду палеосистем. Однако необходимо подчеркнуть, что большинство этих поверхностных структур быстро уничтожаются эрозией, если даже присутствовали вообще. В литературе приводятся описания поверхностных окремнений “зинтер” в ассоциации с другими свидетельствами о температуре 200°C (то есть палеоглубинах 150 м).

Такая реконструкция поможет направить исследования участков сосредоточения рудообразования в палеосистемах. Этот подход может быть полезным там, где обнажена лишь часть палеосистемы, другая часть которой скрыта под молодыми отложениями (т.н. вулканическим пеплом или озёрными отложениями).

Поскольку подошва зон поверхностной аргиллизации может быть в виде смешения палеозоя, она должна детально исследоваться, т.к. отложение золота может происходить в переходной зоне между различными типами гидротермальных изменений. Флюидные включения могут быть определяющими в установлении градиентов температур и зон подземного кипения.

Наибольшую пользу для геологоразведки представляет получение общей картины гидротермальной зональности и использование такого метода, как флюидные включения и рентгеноструктурные исследования гидротермальных минералов. Исследование отдельных ключевых минералов и отношение их содержаний может дать направление не проявленное в других параметрах. Это должно дать представление о том, что зональность гидротермальных минералов может быть различной в разных системах. Таким образом, единой, устойчивой не всегда применимой по всем ситуациям. Рентгеноструктурные исследования гидротермальных минералов, по существу, применимы к районам кислотного выщелачивания, в которых минералы трудно диагностируются. Такие районы часто “геохимически немые”, несмотря на наличие рудной минерализации под такими экранами. Следовательно, предполагается, должен быть набор академических методов (петрология, рентгеноструктурный анализ, флюидные включения и т.д.), который обеспечит в настоящее время непосредственную реализацию геолого-разведочных работ.

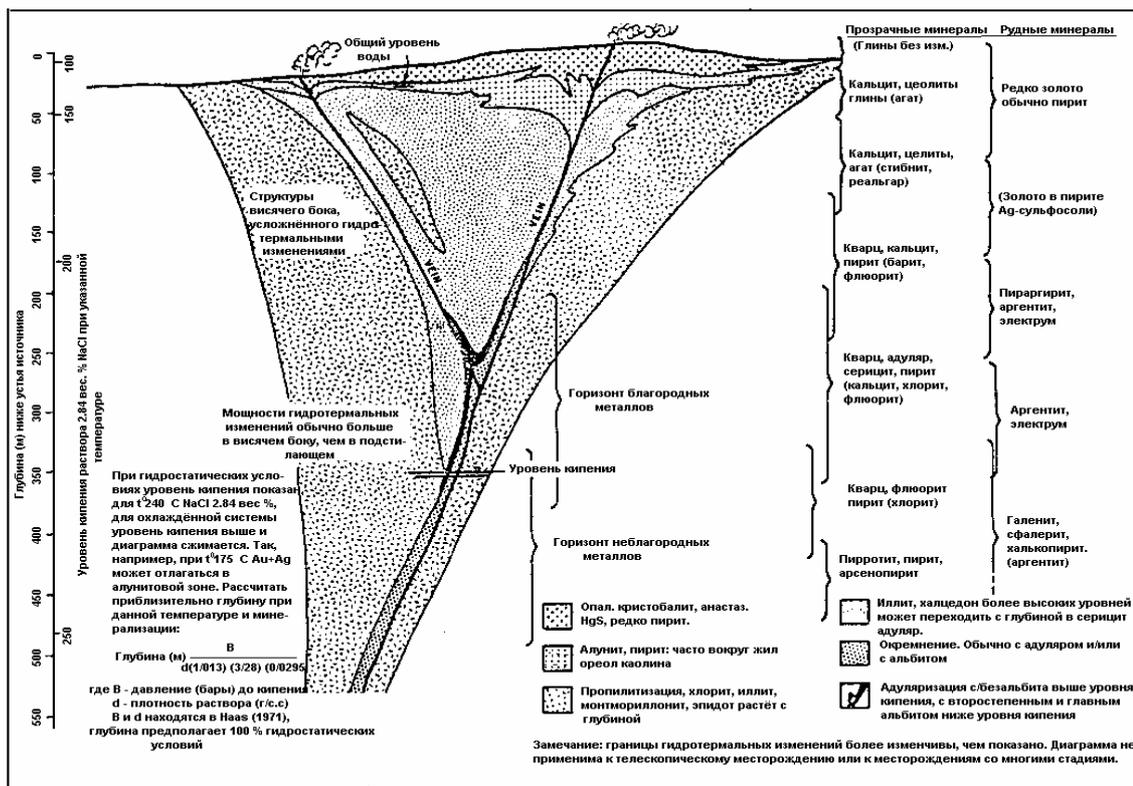


Рис. 9.3 Buchanan's (1981) модель типичной эпитермальной жильной минерализации.

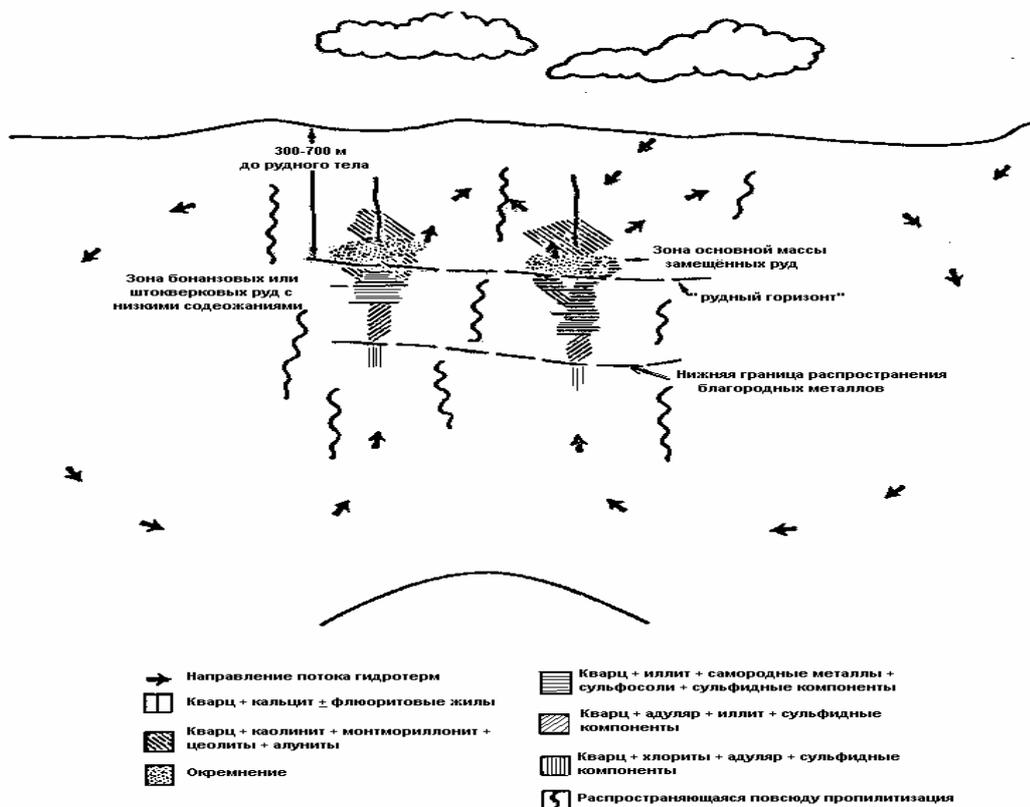


Рис. 9.6 Схема потока гидротерм в модели "конвекция в закрытой ячейке" образования открытых жил (Berger, Eimon, 1982).

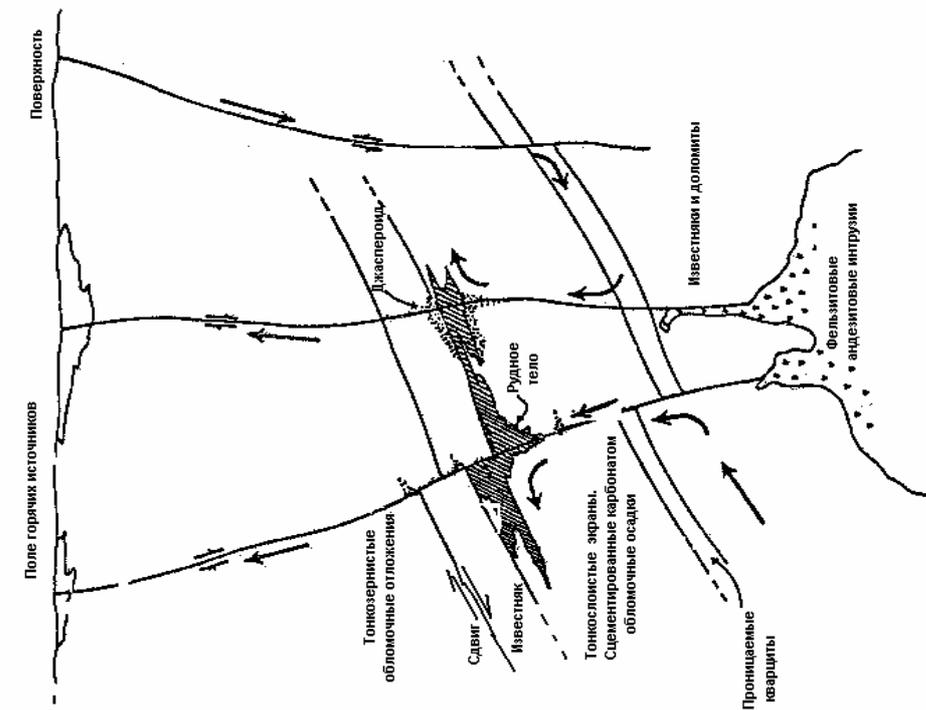


Рис.9.5 Модель замещающей золотой минерализации типа Карлин.

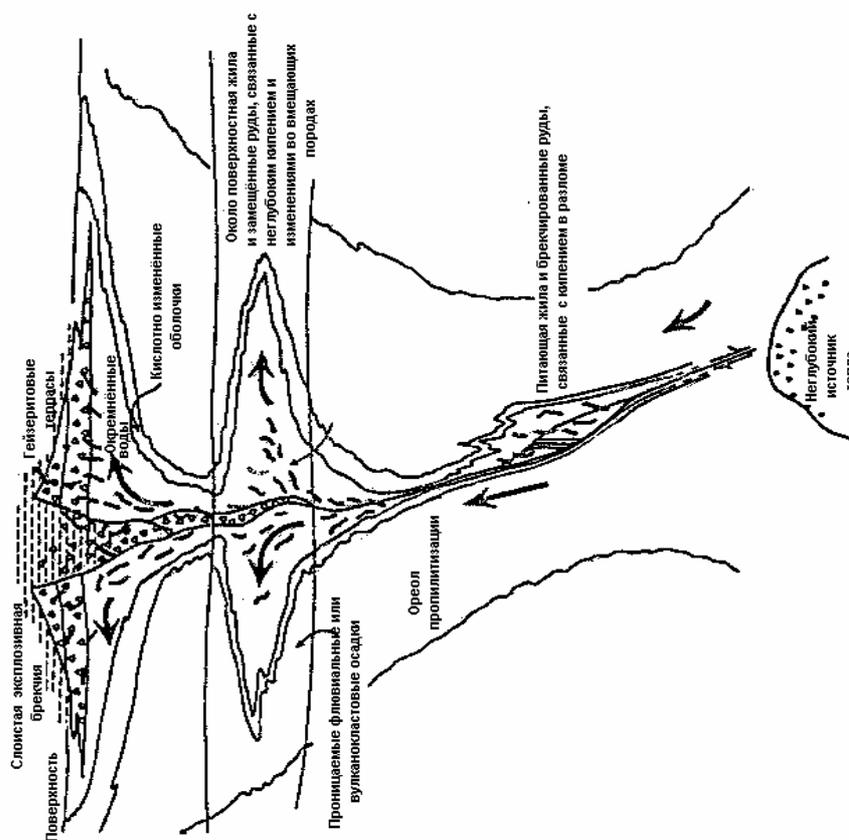


Рис. 9.4 Модель рассеянной золотой минерализации и вмещающей брекчии неглубокой части "горячих источников".

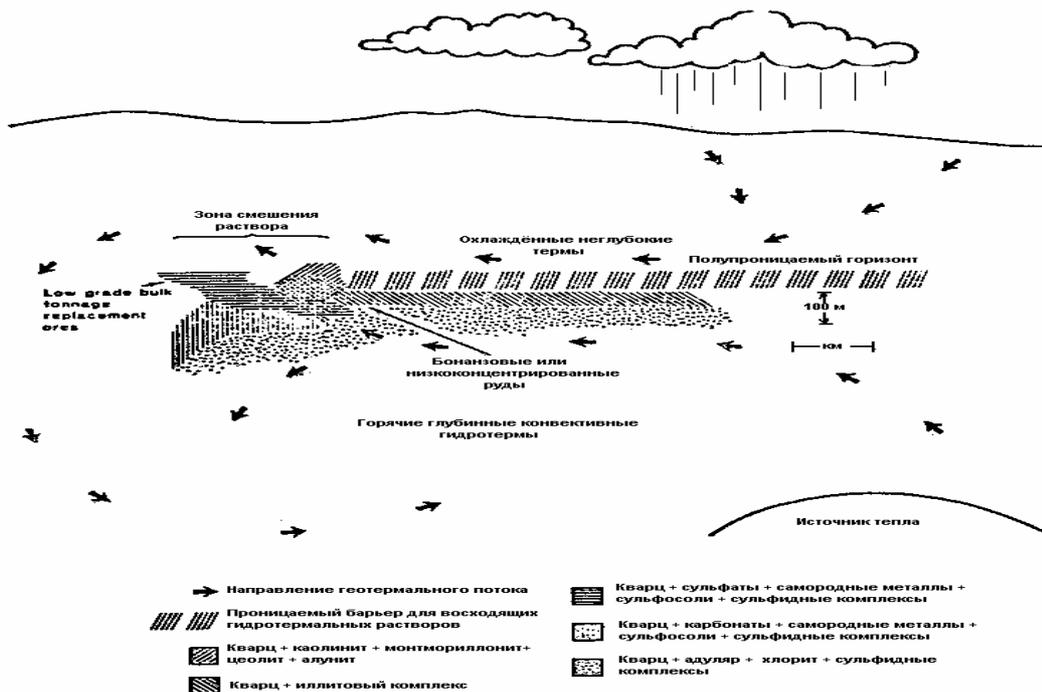


Рис. 9.7 Схема гидротермального потока и латеральной гидротермальной зоны в конвективной модели “stacked-cell” (т.н. Крид из Berger, Eimon, 1982).

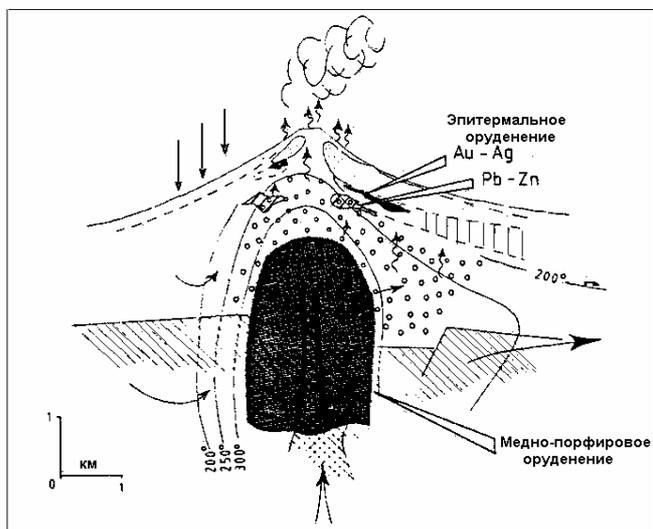
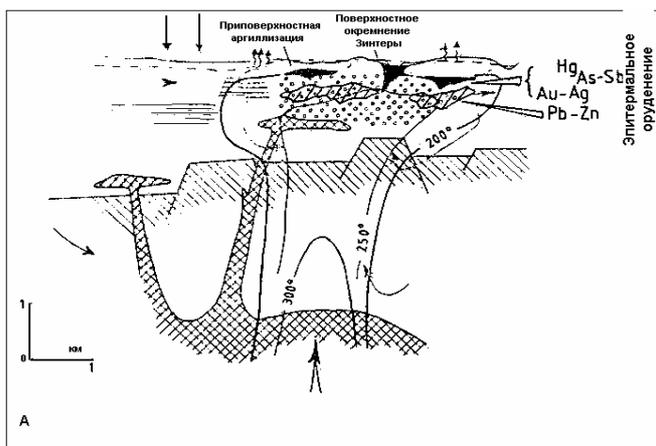


Рис. 9.8, 9.9. Среды эпитермального рудообразования, размещённые в районах кислого и андезитового вулканизма (Рис.4.3, 4.12; Henley, Ellis, 1983).

## ЛИТЕРАТУРА

- Abe, I., Suzuki, H., Isogami, A. and Goto, T. 1986: Geology and Development of the Hishikari Mine: Mining Geol. 36 (2), 117-150 (In Japanese).
- Ahmad, M. 1979: Fluid-Inclusion and geochemical studies at the Emperor gold mine, FIJI; unpub, Ph.D. dissertaton, Univ. Tasmania, 211.
- Ahmad, M., Soloman, M. and Walsne, J.L. 1987: Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, FIJI: Econ. Geol. 82, 345-370.
- Andrusenko, N.I. and Shchepot' yev, Yu, M. 1974: Temperatures and stages in the formation of central Kamchatka subvolcanic Au-Ag deposits: Geochem. Intl., 11 (1), 130-137.
- Aramaki, S. 1963: Geology of Asama volcano. Tokyo Univ. Fac. Sci. J., 14: 233-433.
- Araneda, R. 1982: El Indio, Yacimiento de Oro-Plata Y Cobre, Coquimbo, Chile. Revista Minerals IIM 37 # 160.
- Armstrong, R.L., Taubeneck, W.H. and Hales, P.O. 1977: Rb-Sr and K-Ar geo-chronometry of Mesozoic granitic rocks and their Sr-isotopic composition. Oregon, Washington, Idaho. Geol. Soc. Am. Bull., 88. 397-411.
- Ashley, R.P. 1979: Relation between volcanism and ore deposition at Goldfield, Nevada: in Papers on Mineral Deposits of Western North America, IAGOD Symp Proceedings, Nev. Bur. Mines Geol. Report 33, 77-86.
- Bache, J.J. 1987: World Gold Deposits: A Quantitative Classification: North Oxford Academic, 179.
- Bacon, C.R. 1983: Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera. Cascade Range, U.S.A. J. Volcanol. Geotherm. Res., 18: 57-115.
- Bacon, G.R., MacDonald, R., Smith, R.L. and Baedecker, P.A. 1981: Pleistocene high silica rhyolites of the Coso Volcanic Field, Inyo County, California. J. Geophys. Res. 86, Bll. 10223-10241.
- Bagby, W.C., Cameron, K.L. and Cameron, M. 1981: Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of Western Chihuahua, Mexico. J. Geophys. Res. 86, Bll. 10402-10410.
- Bailey, R.A., Dalrymple, G.B., and Lanphere, M.A. 1976. Volcanism, structure and geochronology of Long Valley caldera. Mono County, California. J. Geophys. Res., 81: 725-744.
- Barton, P.B., Jr, Bethke, P.M. and Roedder, E. 1977: Environment of ore deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: 111. Progress towards Interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH vein: Econ. Geol. 72, 1-25.
- Barton, P.B., Jr, and Skinner, B.J. 1979: Sulfide mineral stabilities: In Barnes, H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, John Wiley and Sons, 278-403.
- Berger, B.R. 1983: The relationship of alteration and trace-element patterns in epithermal precious-metal-bearing, fossil geothermal systems in the Great Basin: Geoth. Res. Council, Special Report 13, 255.
- Berger, B.R., and Eimon, P. 1983: Conceptual models of epithermal precious metal deposits, in W.C. Shanks, III, ed., Cameron Volume on unconventional mineral deposits: Society of Mining Engineers, American Institute of Mining Engineering, 191-205.
- Berger, B.R. and Bethke, P.M. (eds) 1985: Geology geochemistry of epithermal systems: Society of Economic Geologists, Reviews in Econ. Geol. 2, 298.
- Berger, B.R. and Silverman, M.L. 1985: Relationships of trace-element patterns to geology in hot-sprng-type precious-metal deposits. in B.R. Berger and P.M. Bethke, eds. Geology and geochemistry of epithermal systems: Society of Economic Geologists, Reviews in Econ. Geol. 2, 233-248.
- Berman, R.G. 1981: Differentiates of calc-alkaline magmas: Evidence from the Coquihalla Volcanic Complex, British Columbia. J. Volcanol. Geotherm. Res., 9, 151-179.
- Bethke, P.M. 1984: Controls on base and precious metal mineralization in deeper epithermal environments: Talk presented to S.E.G. Symposium on Geothermal Systems and Ore Deposits, A.I.M.E. Annual Meeting 1984, Los Angeles, U.S. Geol. Survey Open File Report 84-890, 38 p.
- Bethke, P.M., Barton, P.B., Jr, Lanphere, M.D. and Steven, T.A. 1976: Environment of ore deposition in Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part II. Age of mineralisation: Econ. Geol., 17, 1006-1011.
- Bethke, P.M. and Rye, R.O. 1979: Environment of ore deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains Colorado: Part IV. Source of fluids from oxygen, hydrogen, and carbon Isotope studies: Econ. Geol., 74, 1832-1851.

- Bibby, H.M., Dawson, G.B., Rayner, H.H., Stagpoole, V.M. and Graham, D.J. 1984: The structure of the Mokai geothermal field based on geophysical observations: *Jour. Vole. Geoth. Res.*, 20, 1-20.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, E. and McDowell, S.D. 1984: Calc-silicate mineralisation in active geothermal systems; *Econ. Geol.* 79, 671-695.
- Blackburn, E.A., Wilson, L., and Sparks, R.S.J. 1976: Mechanisms and dynamics of strombolian activity. *J. Geol. Soc. Lond.*, 132: 429-440.
- Boden, D.R. 1986: Eruptive history and structural development of the Toquima caldera complex, Central Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 6174.
- Bogie, L., Lawless, J.V. and Pornuevo, J.B. 1987: Kaipohan: An apparently non thermal manifestation of hydrothermal systems in the Philippines: *Jour. Vole. Geoth. Res.* 31, 281-292.
- Bonham, H.F., Jr 1986: Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review: *Proceedings Symp. 5: Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralisation, I.A.V.C.E.I., Hamilton, February, 1986*, 13-18.
- Bonnam, H.F., Jr, and Giles, D.L. 1983: Epithermal gold-silver deposits: The geothermal connection: *Geoth. Res. Council Special Report 13*, 257-262.
- Bottomer, L.R. 1986: Epithermal silver-gold mineralisation in the Drake area, northeast New South Wales: *Aust-Jour. Earth Sci.* 33, 457-473.
- Boyle, R.W. 1979: The Geochemistry of Gold and its Deposits: *Geol. Survey Canada Bulletin 280*, 584.
- Brazier, S., Davis, A.N., Sigurdsson, H., and Sparks, R.S.J. 1982. Fall-out and deposition of volcanic ash during the 1979 explosive eruption of the Soufriere of St. Vincent. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 14: 335-359.
- Brey, G. and Schmincke, H.-U. 1980: Origin and diagenesis of the Roque Nubio Breccia, Gran Canaria (Canary Islands). *Bull. Volcanol.*, 43: 15-33.
- Brimhall, G.H., Jr 1980: Deep hypogene oxidation of porphyry copper potasslum-silicate protore at Butte, Montana: A theoretical evaluation of the copper remobilization hypothesis: *Econ. Geol.* 75, 384-409.
- Brimhall, G.H., Jr and Ghiorso, M.S. 1983: Origin and ore-forming consequences of the advanced argillic alteration processes in hypogene environments by magmatic gas contamination of meteoric fluids: *Econ. Geol.* 78, 73-90.
- Brown, K.L. 1986: Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand, *Econ. Geol.* 81, 979-983.
- Browne, P.R.L. 1969: Sulfide mineralisation in a Broadlands geothermal drill hole, Taupo volcanic zone. *New Zealand: Econ. Geol.*, 64, 156-159.
- Browne, P.R.L. 1971: Mineralisation in the Broadlands Geothermal Field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 2*, 64-75.
- Browne, P.R.L. 1978: Hydrothermal alteration in active geothermal fields: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6, p. 229-250.
- Browne, P.R.L. 1984a: Occurrence of ore metals in some terrestrial geothermal systems: *Society of Mining Engineers - A.I.M.E. Annual Meeting, Los Angeles, Feb. 26-March 1, 1984*, preprint 84-73, 8.
- Browne, P.R.L. 1984b: Lectures on geothermal petrology: *UNU Geothermal Training Programme, Iceland, Report 1984-2*, 92.
- Browne, P.R.L., and Ellis, A.J. 1970: The Ohaki-Broadlands hydrothermal area. *New Zealand: Mineralogy and related geochemistry: Amer. Jour. Sci.*, 269, 97-131.
- Browne, P.R.L., Roedder, E. and Wodzicki, A. 1976: Comparison of past and present geothermal waters, from a study of fluid inclusions, Broadlands field. *New Zealand: in Proc. Intl. Symp. on Water-Rock interaction, Prague, 1974*, 140-149.
- Bruha, D.J. and Noble, D.C. 1983: Hypogene quartz-alunite - pyrite alteration formed by moderately saline, ascendant hydrothermal solutions: *G.S.A. Rocky Mtn Section (abst)*, 325.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. and de Wit, 1974: The bearing of new field and geochemical data on the origin and development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back arc basin in southernmost South America. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 41, 32-46.
- Buchanan, L.J. 1980: Ore controls of vertically stacked deposits, Guanajuato, Mexico: *Amer. Inst. Mining Metall. Engineers, Preprint 80-82*, 26 p.
- Buchanan, L.J. 1981: Precious metal deposits associated with volcanic environments In the southwest: in Dickson, W.R. and Payne, W.O. eds. *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera, Arizona Geol. Soc. Digest*, 14, 237-262.
- Burk, R., Hodgson, C.J. and Quartermain, R.A. 1986: The geological setting of the Teck-Corona Au-Mo-Bu deposit, Hemlo, Ontario, Canada, in A.J. MacDonald, ed.. *Proceedings of Gold 86, an International Symposium on the Geology of Gold:*

- Toronto, 1986, 311-326.
- Burnham, C.W. and Ohmoto, H. 1980: Late-stage processes of felsic magmatism: Mining Geol. Spec. Issue 8, 1-11.
- Cameron, M., Bagby, W.C. and Cameron, K.L. 1980: Petrogenesis of Voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 271-284.
- Carey, S.N., and Sigurdsson, H. 1980. The Roseau Ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles Arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7: 67-86.
- Casadevall, T. and Ohmoto H. 1977: Sunnyside Mine, Eureka Mining District, San Juan, Colorado: Geochemistry of gold and base metal ore deposition In a volcanic environment: *Econ. Geol.*, 72, 1285-1320.
- Cathelineau, M., Oliver, R., Nieva, D. and Garfias, A. 1985: Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres (Mexico) geothermal field: *Geothermics* 14, 49-57.
- Cathles, L.M. 1981: Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits: *Econ. Geol.* 75 th Anniv. Volume, 424-457.
- Cathles, L.M. 1983: An analysis of the hydrothermal system responsible for massive sulfide deposition in the Hokuroko Basin of Japan; *Econ. Geol. Monograph* 5, 439-488.
- Cerecroft, H.R., Nash, W.P. and Evans, S.H. Jr. 1981: Late cenozoic volcanism at Twin Peaks, Utah, *Geology and Petrology. J. Geophys. Res.* 86, B 811: 10303-10320.
- Christiansen, R.L. 1979: Cooling units and composite sheets in relation to caldera structure. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 180: 29-42.
- Christiansen, R.L. 1983: Yellowstone magmatic evolution: its bearing on understanding large-volume explosive volcanism. In *Explosive Volcanism*, National Academy of Sciences, Washington, 84-95.
- Christiansen, R.L., and Peterson, O.W. 1981. Chronology of the 1980 eruptive activity. *U.S. Geol. Surv. Prop. Paper*, 1250: 17-33.
- Christie, A.B. and Braithwaite, R.L. 1986: Epithermal gold-silver and porphyry copper deposits of the Hauraki Goldfield - A review, in R.W. Henley, J.W. Hedenquist and P.J. Roberts, ed., *Guide to Active Epithermal (Geothermal) Systems and Precious Metal Deposits of New Zealand: Gebrüder Borntraeger Monograph Series on Mineral Deposits* 26, 129-146.
- Cole, D.R. and Lavinsky, L.I. 1984: Hydrothermal alteration zoning in the Beowawe geothermal system, Eureka and Lander Counties, Nevada; *Econ. Geol.* 79, 759-767.
- Cole, D.R. and Drummond, S.E. 1986: The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: A preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious metal ore deposits: *Jour. Geochem. Explo.* 25, 45-79.
- Cole, J.W., Graham, I.J., Hackett, W.R., and Houghton, B.F. 1986: Volcanology and Petrology of the Quaternary composite volcanoes of Tongariro Volcanic Center, Taupo Volcanic Zone. *Roy. Soc. N.Z. Bul* 1., 25: 224-250.
- Craig, H. 1963: The Isotopic geochemistry of water and carbon In geothermal areas, in E. Tonglorgi ed., *Nuclear geology in geothermal areas: Consiglio Nazionale Delle Ricerche*, Pisa, 17-53.
- Crandell, D.R., Miller, C.O., Glicken, H.X., Christiansen, R.L. and Newhall, C.G. 1984: Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta Volcano California *Geology*, 12:143-146.
- Criss, R.E. and Taylor, H.P. 1983: An  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho Batholith: *GSA Bull.*, 94, 640-663.
- Criss, R.W., Champion, D.E. and McIntyre, D.H. 1985:  $\delta^{18}\text{O}$  aeromagnetic and gravity anomalies associated with hydrothermally-altered zones in the Yankee Fork Mining District, Custer County, Idaho: *Econ. Geol.* 80, 1277-1286.
- Cunningham, C.G., Rye, R.O., Steven, T.A. and Mehnert, H.H, 1984: Origins and exploration significance of replacement and vein-type alunite deposits in the Marysvale Volcanic Field, west central -Utah: *Econ. Geol.*, 79, 50-71.
- Davies, R.M. and Ballantyne, G.H. 1987: Geology of the Ladolam gold deposit, Lihir Island, Papua New Guinea, in *Proceedings of the Pacific Rim Congress* 87, 26-29 August, 1987, Gold Coast, Queensland: *Aus. I.M.M.*, 943-949.
- De Paulo, D.J. 1981: A Neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.* 86, B11. 10470-10488.
- de Ronde, C.E.J. 1985: Studies on a fossil hydrothermal system at Golden Cross, Waihi, New Zealand: Unpub. M.Sc. thesis, University of Auckland, 168 p.
- de Ronde, C.E.J. 1986: The Golden Cross gold-silver deposit, in R.W. Henley, J.W. Hedenquist and P.J. Roberts, eds, *Guide to Active Epithermal (Geothermal) Systems and Precious Metal Deposits of New Zealand: Gebrüder Borntraeger Monograph Series on Mineral Deposits* 26, 129-146.

- de Wit, M.J., Hart, R., Martin, A. and Abbot, P. 1982: Archean ablogenic and probable biogenic structures associated with mineralised hydrothermal vent systems and regional metasomatism, with implications for greenstone belt studies: *Econ. Geol.*, 77, 1783-1802.
- Doe, B.R., Steven, T.A., Delevaux, M.H., Stacy, J.S., Lipman, P.W. and Fisher, F.S. 1979: Genesis of ore deposits in the San Juan Volcanic Field, southwestern Colorado - Lead isotope evidence: *Econ. Geol.*, 74, 1-26.
- Druitt, T.H., and Bacon, C.R. 1986: Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 1-32.
- Druitt, T.H., and Sparks, R.S.J. 1984: On the formation of calderas during ignimbrite eruptions, *Nature*, 310: 679-681.
- Drummond, S.E. and Ohmoto, H. 1985: Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems: *Econ. Geol.* 80, 126-147.
- Elachi, C. 1980: Spaceborne imaging radar: Geologic and Oceanographic applications: *Science*, 209, 1073-1082.
- Elders, W.A., Hoagland, J.R. and McDowell, S.D. 1979: Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto: *Geothermics*, 8, 201-209.
- Eiston, W.E. 1978: Mid-Tertiary cauldrons and their relationship to mineral resources, south-western New Mexico. *Spec. Pub. N. Mex. Geol. Soc.*, 7: 107-115.
- Ellis, A.J. 1967: The Chemistry of some explored geothermal systems: in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, H.L. Barnes, ed.. New York, Holt, Rinehart and Winston, 465-514.
- Ellis, A.J. 1969: Present-day hydrothermal systems and mineral deposition: Ninth Common Min. Metall Congress, *Inst. Min. Metall.*, 1-30.
- Ellis, A.J. 1970: Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems: *Geothermics Spec. Issue 2*, 2, 516-528.
- Ellis, A.J. 1979: Explored geothermal systems; in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., H.L. Barnes, ed., New York, John Wiley and Sons, 652-685.
- Ellis, A.J. and Mahon, W.A.J. 1977: *Chemistry and Geothermal Systems*, Academic Press, 592 pg.
- Elston, W.E. 1978: Mid-Tertiary cauldrons and their relationship to mineral resources, south western New Mexico: a brief review. *N.M. Geol. Soc., Spec. Publ.*, 7: 107-115.
- Elston, W.E., Rhodes, R.C. and Erb, E.E. 1976: Control of mineralization by mid-Tertiary volcanic centres, southwestern New Mexico: *N.M. Geol. Soc., Spec. Publ.*, 5: 125-150.
- Emmons, W.H. 1957: *Gold deposits of the world*: McGraw-Hill Book Company, New York, 592 p.
- Ewart, A. and Stipp, J.J. 1968: Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of  $\text{Sr}^{87}/^{86}$  ratios and Sr, Rb, K, U and Th abundances. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 52, 699-756.
- Ewers, G.R. and Keays, R.R. 1977: Volatile and precious metal zoning in the Broadlands Geothermal Field, New Zealand: *Econ. Geol.*, 72, 1557-1554.
- Ferguson, K.J. 1986: The Kelian gold prospect, Kalimantan, Indonesia: *Proceedings of Symposium 5: Volcanism, hydrothermal systems and related mineralization*, I.A.V.C.E.I. Hamilton, New Zealand, February 1-9, 41-46.
- Field, C.W. 1966: Sulfur isotopic method for discriminating between sulfates of hypogene and supergene origin: *Econ. Geol.* 61, 1428-1455.
- Fink, J.H., Malin, M.C., D'Alli, R.E., and Greeley, R. 1981: Rheological properties of mudflows associated with the spring 1980 eruptions of Mount St Helens volcano Washington. *Geophys. Res. Lett.*, 8: 45-46.
- Fisher, R.V., and Heiken, G.H. 1982: Mt Pelee, Martinique: May 8 and 20, 1902 pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 13: 539-371.
- Fisher, R.V., and Schmincke, H.-U. 1984: *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472.
- Fleming, A.W., Handley, G.A., Williams, K.L., Hills, A.L. and Corbett, G.J. 1986; The Porgera gold deposit, Papua New Guinea: *Econ. Geol.* 81, 660-680.
- Folinsbee, R.E., Kirkland, K., Nikolaichuk, A. and Smejkal, V. 1972: Chinkuashih--a gold-pyrite-enargite-barite hydrothermal deposit in Taiwan; *Geol. Soc. America Mem.* 135, 323-335.
- Foley, N.K., Bethke, P.M. and Rye, R.O. 1982: A reinterpretation of deuterium and oxygen isotope values of inclusion fluids in quartz from shallow ore bodies: *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, 14, 4889-490.

- Fournier, R.O. 1981: Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. in Rybach, L. and Muffler, L.P.J., *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, John Wiley and Sons, 109-143.
- Francis, P.W., Baker, M.C.W. and Halls, C. 1981: The Karl Kari caldera, Bolivia, and the Cerro Rico Stock. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 10, 113-124.
- Francis, P.W., Halls, C. and Barker, M.C.W. 1983: Relationships between mineralization and silicic volcanism in the central Andes: *Jour. Vole. Geoth. Res.* 18, 165-190.
- Friedman, I. and O'Neil, J.R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest: U.S.G.S. Prof. Paper 440-XK, 108
- Gibson, H.L., Watkinson, D.H. and Comba, C.D.A. 1985: Silicification: Hydrothermal alteration in an Archean geothermal system within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec: *Econ. Geol.*, 78, 954-971.
- Giggenbach, W.F. 1975, Variations in the carbon, sulfur and chlorine contents of volcanic gas discharges from White Island, New Zealand: *Bulletin Volcanologique*, 39, 15-27.
- Giggenbach, W.F., 1977. The isotopic composition of sulphur in sedimentary rocks bordering the Taupo Volcanic Zone. in A.J. Ellis (Ed.): *Geochemistry* 77, 57-64. N.Z. Department of Scientific and Industrial Research Bulletin 218.
- Giggenbach, W.F. 1980: Geothermal gas equilibria: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 2021-2032.
- Giggenbach, W.F. 1981: Geothermal mineral equilibria: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 393-410.
- Giggenbach, W.F. 1982. The chemical and isotopic composition of gas discharges from New Zealand andesitic volcanoes: *Bulletin Volcanologique*, 45, 253-255.
- Giggenbach, W.F., 1984. Mass transfer in hydrothermal alteration systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 2693-2711.
- Giggenbach, W.F. 1986: The use of gas chemistry in delineating the origin of fluids discharged over the Taupo Volcanic Zone: A review: *Proceedings Symp. 5: Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralisation*, I.A.V.C.E. I., Hamilton, February, 1986, 47-50.
- Giggenbach, W.F. 1987: Redox processes governing the chemistry of fumarole discharges from White Island, New Zealand: *Applied Geochem.*, in press.
- Giggenbach, W.F. and Glasby, G.P. 1977: The influence of thermal activity on the trace metal distribution in marine sediments around White Island, New Zealand: *N.Z. O.S.I.R. Bull.* 218, 121-126.
- Giles, D.L. and Nelson, C.E. 1984: Principal features of epithermal lode gold deposits of the circum-Pacific rim: *Transactions of the Third Circum-Pacific Energy and Minerals Resource Conference, Hawaii, August, 22-28, 1982, A.A.P.G.*, 273-278.
- Gill, J.B. 1981: *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 390 pp.
- Giudice, P.M. 1980: Mineralization at the convergence of the Amethyst and OH fault systems, Creeds district, Mineral County, Colorado; unpub. M.Sc. thesis, Univ. Arizona, 95 p.
- Grant, M.A., Donaldson, I.A. and Bixley, P.P. 1982: *Geothermal Reservoir Engineering*: Academic Press, 369 p.
- Graybeal, F.T. 1981: Characteristics of disseminated silver deposits in the Western United States: *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera*, W.R. Dickinson and W.D. Payne, eds, *Ariz. Geol. Soc. Digest Vol.*, 14, 271-281.
- Green, G.R., Ohmoto, H., Date, J. and Takahashi T. 1985: Whole rock oxygen isotope distribution in the Fukuzawa-Kosaka area, Hokuroko district, Japan, and its potential application to mineral exploration: *Econ. Geol. Monograph* 5, 395-411.
- Grindley, G.W. 1965: The geology, structure and exploitation of the Wairakei geothermal field, Taupo, New Zealand: *N.Z. Geol. Survey Bulletin* 75, 131 p.
- Grindley, G.W. and Browne, 1976: Structural and hydrological factors controlling the permeability of some hot water geothermal fields: in *Second U.N. Symp on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 377-386.
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P. 1975: The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Econ. Geol.* 70, 857-912.
- Haas, J.L., Jr, 1971: The effect of salinity on the maximum thermal gradients of a hydrothermal system at hydrostatic pressure: *Econ. Geol.*, 66, 940-946.
- Hackett, W.R., and Houghton, B.F. 1985; Pinnacle Ridge member, Whakapapa Formation: A welded airfall deposit from Ruapehu volcano, Taupo Volcanic Zone. *N.Z. Geol. Surv. Rec.*, 8: 24-29.
- Hackett, W.R. and Houghton B.F. 1988: A facies model for a Quaternary andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.* (in press).
- Handley, G.A. and Bradshaw, P.M.D. 1986: The Porgera Gold Deposit, Papua New Guinea, in A.J. MacDonald, ed., *Proceedings of Gold 86, an International Symposium on the Geology of Gold*, Toronto, 1986, 416-424.

- Harrison, S., and Fritz, W.J. 1982: Depositional features of March 1982, Mount St Helens sediment flows. *Nature*, 299: 720-722.
- Harvey, R.D. and Vitaliano, C.J. 1964: Wallrock alteration in the Goldfield district, Nevada. *Jour. Geol.*, 72, 564-579.
- Hattori, K. 1975: Geochemistry of ore deposition at the Yamanashi lead-zinc and gold-silver deposit in Japan. *Econ. Geol.*, 70, 677-693.
- Hattori, K. and Sakai, H. 1979: D/H ratios, origins and evolution of the ore-forming fluids for the Neogene veins and Kuroko deposits in Japan. *Econ. Geol.*, 74, 535-555.
- Hattori, K. and Sakai, H. 1980: Implications of D/H and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios of ore fluids for the Neogene vein-type and Kuroko mineralization of Japan. *Proc. Fifth IAGOD Symp.*, 297-307.
- Hayashi, M. 1973: Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. *Jour. Geoth. Res. Soc. Japan*, 10, 9-46.
- Hayba, D.O. 1984: Documentation of thermal and salinity gradients and interpretation of the hydrologic conditions in the OH vein, Creede, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, 16, 534.
- Hayba, D.O., Betts, P.M., Heald, P., and Foley, N.K. 1986: The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. in B.R. Berger and P.M. Bethke, eds. *Geology and geochemistry of epithermal systems: Society of Economic Geologists, Reviews in Econ. Geol.* 2, 129-168.
- Heald, P., Foley, N.K. and Hayba, D.O.: Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types. *Econ. Geol.*, 82, 1-26.
- Heald-Wetlaufer, P., Hayba, D.O., Foley, N.K. and Goss, J.A. 1983: Comparative anatomy of epithermal precious- and base-metal districts hosted by volcanic rocks: U.S. Geol. Survey Open File Report 83-710.
- Hedenquist, J.W. 1983: Waiotapu, New Zealand: The geochemical evolution and mineralization of an active hydrothermal system: unpub. Ph.D. dissertation, Univ. Auckland, 242.
- Hedenquist, J.W. 1984: Studies on active gold mineralisation in the Waiotapu geothermal system, New Zealand. *Aus. I.M.M. Perth and Kalgoorlie Regional Conference*, October. 9.
- Hedenquist, J.W. 1986a: Geothermal systems in the Taupo Volcanic Zone of New Zealand: Their characteristics, and relation to volcanism and mineralisation: in I.E.M. Smith, ed.. *Late Cenozoic Volcanism in New Zealand: Royal Society of New Zealand Bulletin* 23, 134-168.
- Hedenquist, J.W. 1986b: Precious metal vein systems in the National District, Humboldt County; discussion: *Econ. Geol.*, 81, 1020-1023.
- Hedenquist, J.W. 1987: Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin: in M.K. Horn, ed.. *Transactions of the Fourth Circum Pacific Conference on Energy and Mineral Resources: Singapore*, 18-22 August, 1987, American Association of Petroleum Geologists, in press.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W. 1985a: Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization: *Econ. Geol.* 80, 1640-1668.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W. 1985b: The Importance of  $\text{CO}_2$  on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active systems and implications for epithermal ore deposition: *Econ. Geol.* 80, 1379-1406.
- Hedenquist, J.W. and Reid, F.W. 1985: *Epithermal Gold: Short course notes*. Earth Resources Foundation, The University of Sydney, 316.
- Hedenquist, J.W. and Stewart, M.K. 1985: Natural  $\text{CO}_2$ -rich steam-heated waters at Broadlands, New Zealand: Their chemistry, distribution and corrosive nature: *Transactions of the Geothermal Resources Council Annual Meeting, Hawaii*, 9(2), 245-250.
- Heiken, G.H., and Goff, F.E. 1983: Hot dry rock geothermal energy in the Jemez Volcanic field. *New Mexico J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 15: 223-246.
- Heiken, G., and McCoy, F. 1984: Caldera development during the Minoan eruption, Thira, Cyclades, Greece. *J. Geophys. Res.*, 89: 8441-8462.
- Heiken, G.H., and Wohletz K.H. 1984: *Volcanic Ash* (Univ. Calif. Press: Berkeley).
- Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J. and Mountjoy, W.T. 1969: Some stability relations of alunite: *Econ. Geol.*, 64, 599-612.

- Hemley, J.J. and Jones, W.R. 1964: Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: *Econ. Geol.*, 59, 538-569.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. and Luce, R.W. 1980: Equilibria in the system  $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  and some general implications for alteration/mineralization processes: *Econ. Geol.*, 75, 210-228.
- Henley, R.W. 1985: The geothermal framework of epithermal deposits. in B.R. Berger and P.M. Bethke, eds. *Geology and geochemistry of epithermal systems: Society of Economic Geologists, Reviews in Econ. Geol.* 2, 1-24.
- Henley, R.W. 1987: Ore transport and deposition in epithermal environments; in H. Hubert, ed., *Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralisation: Geol. Soc. Aust. Spec. Issue*, in press.
- Henley, R.W. and Brown, K.L. 1985: A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids ore deposits, in B.R. Berger and P.M. Bethke, eds. *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Soc. Econ. Geol., Reviews in Econ. Geol.*, 2, 25-44.
- Henley, R.W. and Ellis, A.J. 1983: Geothermal Systems, Ancient and Modern: *Earth Science Reviews*, 19, 1-50.
- Henley, R.W., Hedenquist, J.W. and Roberts, P.J. eds 1986: Guide to the active epithermal (Geothermal) systems and precious metal deposits of New Zealand: *Gebrüder Borntraeger Monograph Series on Mineral Deposits* 26, 211.
- Henley, R.W. and McNabb, A. 1978: Magmatic vapor plumes and ground water interaction in porphyry copper emplacement: *Econ. Geol.*, 73, 1-20.
- Henley, R.W. and Thornley, P. 1979: Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation: *Econ. Geol.*, 74, 1600-1612.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H. and Barton, P.B. Jr, 1984: Fluid-Mineral-Equilibria in Hydrothermal Systems: *Reviews in Economic Geology* 1, 267.
- Hennebarger, R.C. 1985: Petrology and evolution of the Ohakuri hydrothermal system, Taupo, Volcanic Zone, New Zealand: unpub. M.Sc. (Honours) Thesis, Univ. Auckland 141 p.
- Hildreth, E.W. 1979: The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 180: 43-75.
- Hildreth, W. 1981: Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.* 86 (B11), 10153-10192.
- Hildreth, E.W. 1983: The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18: 1-56.
- Hildreth, E.W., Christiansen, R.L., and O'Neill, J.R. 1984: Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau Volcanic Field. *J. Geophys. Res.*, 89: 8339-8371.
- Hobbitt, R.P., and Kellogg, K.S. 1979: Emplacement temperature of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 633-642.
- Hon, K., Ludwig, K.R., Simmons, K.R., Slack, J.F. and Grauch, R.I. 1985: U-Pb isochronage and Pb isotope systematic of the Golden Fleece vein - implications for the relationship of mineralization to the Lake City Caldera, Western San Juan Mountains, Colorado: *Econ. Geol.*, 80, 410-417.
- Horton, O.G. 1985: Mixed layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst vein system, Creede district, Colorado, U.S.A.: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 171-179.
- Houghton, B.F., and Hackett, W.R. 1984: Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Ruapehu, New Zealand: a complex interaction between external water and rising basaltic magma. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21: 207-231.
- Houghton, B.F., Latter, J.H., and Hackett, W.R. 1987: Hazard assessment for a very active andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.* (in press).
- Huang, C.K. 1955: Gold-copper deposits of the Chinkuashih mine, Taiwan, with special reference to the mineralogy: *Acta Geologica Taiwanica*, 7, 1-20.
- Huang, C.K. 1963: Factors controlling the gold-copper deposits of the Chinkuashih mine, Taiwan: *Acta Geol. Taiwan*, 10, 1-9.
- Hugon, H. 1986: The Hemlo gold deposit, Ontario, Canada: A central portion of a large scale, wide zone of heterogeneous ductile shear; In A.J. MacDonald, ed., *Proceedings of Gold 86, an International Symposium on the Geology of Gold*, Toronto, 1986, 379-387.
- Ignacio, C.P. 1985: Geophysical study of the Atiamuri and Ohakuri geothermal systems, Taupo Volcanic Zone: unpub. M.Sc. thesis. University of Auckland, 166.

Ilchik, R.P. 1984: Hydrothermal maturation of indigenous organic matter at the Alligator Ridge gold deposits, Nevada: unpub. M.Sc. Thesis, Univ. California, Berkeley, 77.

Ilchik, R.P., Brimhall, G.H. and Schull, H. Walter 1986: Hydrothermal maturation of indigeous organic matter at the Alligator Ridge gold deposits, Nevada. *Econ. Gaol.*, 81, 113-130.

Imai, H. 1978: Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia: Univ. Tokyo Press, 392.

Ishihara, S., Sakamaki, Y., Sasaki, A., Teraoka, Y. and Terashima, S. 1986: Role of the basement in the genesis of the Hishikari gold-quartz vein deposit. Southern Kyushu, Japan: *Mining Geol.* 36 (6), 495-510.

Iwao, S. 1970: Clay and silica deposits of volcanic affinity in Japan: in Tatsumi, T., ed., *Volcanism and ore genesis*: Tokyo, Univ. Tokyo Press, 267-278.

Izawa, E., Yoshida, T. and Sakai, T, 1981: Fluid inclusion studies on the gold-silver quartz veins at Kushikino, Kagoshima, Japan: *Mining Geol. Spec. Issue* 10, 25-34.

Izawa, E. and Urashima, Y. 1983: Gold-silver deposits in southern Kyushu, Japan: M.M,I.J./Aus. I.M.M. Joint Symp., Sendai, 97-111.

Izawa, E. and Cunningham, C.G. 1987: Hydrothermal breccia pipes and gold mineralisation in the iwashita ore body, Iwato deposit, Kyushu, Japan: manuscript in prep.

Janda, R.J., Scott, K.M., Nolan, K.M. and Martinson, H.A., 1981: Lahar movement, effects and deposits. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250: 461-478.

Jannas, R.R., and Araneda, G.R. 1985: Geologia de la Veta Indio Sur 3500: Una estructura tipo bonanza del yacimiento El Indio, Chile: preprint presented at the Fourth Chileno Geological Congress, Antofagasta, 19-24 August, 23.

Jensen, M.L., Ashley, R.P. and Albers, J.P., 1971: Primary and secondary sulfates at Goldfield, Nevada: *Econ. Geol.*, 66, 618-626.

Jones, J.B. and Segnit, E.R. 1971: The nature of opal: I. Nomenclature and constituent phases: *Jour. Geol. Aus.*, 18 (1), 57-68.

Kamilli, R.J. and Ohmoto, H. 1977: Paragenesis, zoning, fluid inclusion and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, central Peru: *Econ. Geol.*, 72, 950-982.

Kawasaki, K., Okada, K. and Kubota, R. 1986; Geophysical surveys in the Hishikari mine area: *Mining Geology* 36 (2), 131-147 (In Japanese).

Keith, T.E.C., White, O.S. and Beeson, M.H. 1978: Hydrothermal alteration and self-sealing in Y-7 and Y-8 drillholes in northern part of Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1054-A, 26 p.

Kesler, S.E., Russell, N., Seaward, M., Rivera, J., McCurdy, K., Cumming, G.L. and Sutter, J.F. 1981: Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic: *Econ. Geol.*, 76, 1096-1117.

Kistler, R.W. and Peterman, Z.E. 1973: Variations in Sr, Rb, K, Na and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3489-3512.

Kistler, R.W. and Peterman, Z.E. 1978: A study of regional variation of initial strontium isotopic composition of Mesozoic granitic rocks in California. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1071.

Kiyosu, Y. 1983: Hydrogen isotopic compositions of hydrogen and methane from some volcanic areas in north eastern Japan: *Earth and Planetary Science Letters*, 62, 41-52.

Kiyosu, Y. 1985. Isotopic composition of acid sulfate-chloride waters and volcanic steam from some volcanoes in northeastern Japan: *Journal Volc. Geoth. Research*, 26, 25-36.

Kiyosu, Y. and Kurahashi, M. 1983. Origin of sulfur species in acid sulfate-chloride thermal waters, northeastern Japan: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1237-1245.

Kiyosu, Y. and Kurahashi, M. 1984. Isotopic geochemistry of acid thermal waters and volcanic gases from Zao Volcano in Japan: *Journal Volc. Geoth. Research*, 21, 313-331.

Kokelaar, B.P., 1983: The mechanism of Surtseyan volcanism. *J. Geol. Soc. Lond.*, 140: 939-944.

Kokelaar, B.P., 1986: Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, 28; 275-290.

Knight, J.E. 1977: A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits: *Econ. Geol.*, 71, 1321-1336.

- Kristmannsdottir, H. 1976a; Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland. *Jokull* 26, 30-39.
- Kristmannsdottir, H. 1976b: Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal areas: Proc. 2nd U.N. Symp. Devel. Use Geothermal Resources, San Francisco, 1, 441-445.
- Kristmannsdottir, H. 1979: Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100°C-300°C, in Int. Clay Conference. M.M. Mortland and V.C. Farmer, eds, 359-367.
- Krohn, M.D. 1984: Spectral properties (0,4  $\mu$  m to 25  $\mu$  m) of selected rocks associated with disseminated gold and silver deposits in Nevada and Idaho: manuscript in prep.
- Kubota, Y., 1986: Geological and geotectonic setting of gold-silver mineralisation in the Hokusatsu district. Southern Kyushu, Japan: *Mining Geol.* 36 (6), 459-474.
- Kuhns, R.J., Kennedy, P., Cooper, P., Brown, P., Mackie, B., Kusins, R. and Friesen, R. 1986: Geology and mineralisation associated with the Golden Giant deposit, Hemlo, Ontario, Canada, In A.J. MacDonald, ed.. Proceedings of Gold 86, an International Symposium on the Geology of Gold, Toronto, 1986, 327-339.
- Lan, C.Y., Liou, J.G. and Seki, Y. 1980: Investigation of drillhole core samples from Tatun geothermal area, Taiwan: Proc. Third Intl. Water-Rock Symp., 183-185.
- Lanphere, M.A., Cameron, K.L. and Cameron, M. 1980: Sr Isotope geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks, western Mexico. *Nature*, 286, 594-596.
- Larsen, P.B. and Taylor, H.P. Jr 1986: An oxygen Isotope study of hydrothermal alteration in the Lake City caldera, San Juan Mountains, Colorado: *Jour. Vole. Geoth. Res.* 30, 47-82.
- Leach, T.M. and Bogie, I. 1982: Overprinting of hydrothermal regions in the Palimpinon Geothermal Field, S. Negros, Philippines. Proc. Pacific Geothermal Conference 1982, Auckland University, 179-183.
- Lindgren, W. 1953: *Mineral Deposits*: McGraw-Hill Book Company, 4th Edition, 930 p.
- Lipman, P.W. 1976: Caldera - collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87: 1397-1410.
- Lipman, P.W. 1981: Volcano-tectonic setting of Tertiary ore deposits, southern Rocky Mountains: *Arizona Geological Society Digest*, 14, 199-214.
- Lipman, P.W. 1984: The roots of ashflow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, 89: 8801-8841.
- Lipman, P.W., Fisher, F.S., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Luedke, R.G. and Steven, T.A. 1976; Multiple ages of mid-Tertiary mineralization and alteration in the western San Juan Mountains, Colorado: *Econ. Geol.*, 71, 571-588.
- Lipman, P.W., Self, S., and Heiken, G. 1984: Introduction to calderas special issue. *J. Geophys. Res.*, 89: 8219-8221.
- Lodder, W. 1966: Gold-alunite deposits and zonal wallrock alteration near Rodalquilar, S.E. Spain: *Univ. Amsterdam, Geol., Inst., Mededdel.*, no. 318, 95 p.
- Lovering, T.G. 1972: Jasperoid In the United States - Its characteristics, origin and economic significance: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 710, 164 p.
- Lowell, J.D. and Guilbert, J.M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Econ. Geol.*, 65, 373-408.
- Lyon, G.L. and Huiston, J.R., 1984. Carbon and hydrogen Isotopic compositions of New Zealand geothermal gases. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48: 1161-1171.
- MacDonald, G.A. 1972: *Volcanoes*. Prentice-hall: New Jersey.
- McKee, E.H. 1979: Ash flow sheets and calderas: their genetic relationships to ore deposits in Nevada: *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 180, 205-210.
- Mann, A.G. 1984: Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: Some observations from Western Australian: *Econ. Geol.*, 79, 38-49.
- Margaritz, M. and Taylor H.P. 1976: Oxygen, hydrogen and carbon Isotope studies of the Franciscan formation, coast range, California. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 40: 215-234.
- Marumo, K., Matsuhisa, Y. and Nagasawa, K. 1982: Hydrogen and oxygen isotopic compositions of kaolin minerals in Japan: in Van Olphan, H. and Veniale, F., eds. *Developments In Sedimentology* 35, Elsevier, 315-320.

- Matsuhisa, Y. 1986: Effect of mixing and boiling of fluids on isotopic compositions of quartz and calcite from epithermal deposits: *Mining Geol.* 36 (6), 487-494.
- Matsuhisa, Y., Morishita, Y. and Sato, T. 1985: Oxygen and carbon Isotope variations in gold-bearing hydrothermal veins in the Kushikino mining area, southern Kyushu, Japan: *Econ. Geol.*, 80, 283-293.
- Meyer, C. and Hemley, J.J. 1967: Wall rock alteration: in H.L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart and Winston, 166-235.
- Miller, W.R., and Rytuba, J.J. 1986: An occurrence of an epithermal gold system. Republic of Palau, Western Pacific: Abstract, Proceedings of Symposium 5: Volcanism, hydrothermal systems and related mineralization, I.A.V.C.E.I., Hamilton, New Zealand, February 1-9, 106.
- Mizutani, Y., and Sugiura, T. 1982: Variations in chemical and isotopic compositions of fumarolic gases from Showashinzan volcano, Hokkaido, Japan: *Geochemical Journal*, 16, 63-71.
- Moll, E.J. 1981: Geochemistry and petrology of mid-Tertiary ash flow tuffs from the Sierra el Virulento area eastern Chichuanua, Mexico. *J. Geophys. Res.* 86, BII: 10321-10334.
- Moore, J.G. 1975: Mechanisms of formation of pillows. *Amer. Scientist*, No. 65: 269-277.
- Moore, J.G., Lipman, P.W., Swanson, D.A. and Alpha, T.R. 1981: Growth of lava domes in the crater, June 1980-January 1981. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250: 541-548.
- Moore, J.G. and Melson, W.G. 1969: Nuees ardentes of the 1968 eruption of Mayon volcano, Phillipines. *Bull. Volcanol.*, 33:600-620.
- Muffler, J.P., White, D.E. and Truesdell, A.H. 1971: Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park; *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 723-740.
- Muileaux, O.R. 1986: Summary of pre-1980 tephra-fall deposits erupted from Mount St Helens, Washington States USA. *Bull. Volcanol.*, 48: 17-25.
- Mysen, B.O., Virgo, D., and Siefert, F. 1982: The structure of silicate melts: implications for chemical and physical properties of natural magma. *Geophys. Space Phys. Rev.*, 20: 353-383.
- Nairn, I.A., Hewson, C.A.Y., Latter, J.H., and Wood, C.P. 1976: Pyroclastic eruptions of Ngauruhoe volcano, central North Island, New Zealand, 1974 January and March. In *Volcanism in Australasia* (Ed. R.W. Johnson), pp. 385-405 (Elsevier:Amsterdam).
- Nairn, I.A. and Solia, W. 1980: Late quaternary hydrothermal explosion breccias at Kawerau Geothermal Field, New Zealand: *Bulletin Volcanol.*, 43, 1-13.
- Nakamura, H., Sumi, K., Suto, S., Watanuki, K., Sakai, S. and Mori, H. 1981: Geothermal fields of Tonoku and Kyushu, *Volcanological Society of Japan*, K. Yahara, ed., 1-42.
- Nash, C.R., Boshier, P.P., Coupard, M.M., Theron, A.C. and Wilson, J.G. 1980; Petrogeology and satellite image interpretation in mineral exploration: *Minerals Sci. Engng.* 12 (4), 216-244.
- Nash, J.T. 1972: Fluid inclusion studies of some gold deposits in Nevada: *U.S.G.S. Prof. Paper* 800-C, C-15-C19.
- Nash, J.T. 1975: Fluid inclusion studies of vein, pipe and replacement deposits, northwestern San Juan Mountains, Colorado: *Econ. Geol.*, 70, 1448-1462.
- Nielson, D.L., and Hulen, J.B. 1984: Internal geology and evolution of the Redondo Dome, Valles Caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.*, 89: 8695-8711.
- Nelson, C.E. and Giles, D.L. 1985: Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits: *Econ. Geol.* 80, 1633-1639.
- Nishiwaki, C., Matsukawa, T. and Urashima, Y. 1971: Neogene gold-silver ores in Japan: *Society of Mining Geologists of Japan*, Special Issue 2, 409-417.
- Nolan, T.B. 1933: Epithermal precious-metal deposits: in *Ore Deposits of the Western United States*, W. Lindgren, ed., A.I.M.E., New York, 623-640.
- Norton, O. and Taylor, H.P. Jr, 1979: Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallising magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope data: an analysis of the Skaergaard intrusion: *Jour. Pet.*, 20, 421-486.
- Ohmoto, H. and Skinner, eds. 1983: The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposit: *Econ. Geol. Monograph* 5, 604 p.
- O'Neil, J.R. and Silberman, M.L. 1974: Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits: *Econ. Geol.*, 69, 902-909.
- Parasnis, D.S. 1966: *Mining Geophysics*: Elsevier, 356 p.

- Perkins, C. 1987: Origin and provenance of submarine volcanoclastic rocks in the late Permian Drake volcanics, northeastern New South Wales: Proceedings of the Pacific Rim Congress 87, Gold Coast, Queensland, 26-29 August, 1987, *Aus. I.M.M.*, 891-894.
- Pierson, T.C. 1985: Initiation and flow behaviour of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St Helens, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 1056-1069.
- Pierson, T.C., and Scott, K.M. 1985: Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Res.*, 21: 1511-1524.
- Potter, R.W. II, Clynne, M.A. and Browne, O.L. 1978: Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions: *Econ. Geol.*, 73, 284-285.
- Radtke, A.S., Rye, R.O. and Dickinson, F.W. 1980: Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada: *Econ. Geol.*, 75, 641-672.
- Ransome, F.L. 1909: The geology and ore deposits of Goldfield, Nevada. U.S.G.S. Professional Paper 66, 258.
- Reyes, A.G. 1985: A comparative study of acid and neutral pH hydrothermal alteration in the Bacon-Manio geothermal area, Philippines: unpublished M.Sc. thesis. The University of Auckland, 258.
- Roberts, R.J., Radtke, A.S. and Coats, R.R. 1971: Gold-bearing deposits in north-central Nevada and southwestern Idaho, with a section on periods of plutonism in north-central Nevada by M.L. Silberman and E.H. McKee: *Econ. Geol.*, 66, 14-32.
- Robinson, B.W. 1974: The origin of mineralization at the Tui Mine, Te Aroha, New Zealand, in the light of stable isotope studies: *Econ. Geol.*, 69, 910-925.
- Robinson, B.W. and Christie, A.B. 1980: Epithermal silver-gold mineralization, Maratoto Mine, New Zealand: Stable isotopes and fluid inclusions: *Proc. Fifth IAGOD Symp.*, 719-730.
- Robinson, R., Smith, E.C.G. and Latter, J.H. 1981: Seismic studies of the crust under the hydrothermal areas of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Jour. Volc. Geoth. Res.* 9: 253-267.
- Robinson, R.W. and Norman, D.I. 1984: Mineralogy and fluid inclusion study of the southern Amethyst vein system, Creede mining district, Colorado: *Econ. Geol.*, 79, 439-447.
- Roedder, E. 1967: Fluid inclusions as samples of ore fluids, in Barnes, H.L., ed.. *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*. Hart, Reinhart and Winston, 515-574.
- Roedder, E. 1972: Composition of fluid inclusions: U.S.G.S. Prof. Paper 440-JJ, 164.
- Roedder, E. 1974: Changes in ore fluid with time, from fluid inclusion studies at Creede, Colorado: in *Problems of Ore Deposition*, 4th IAGOD Symp., Varna, 2, 179-185.
- Roedder, E. 1976: Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks; in Wolf, K.H., ed.. *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, 2, 67-110.
- Roedder, E. 1979: Fluid inclusions as samples of ore fluids: in Barnes H.L., ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2, John Wiley and Sons, 684-757.
- Roedder, E. 1984: Fluid inclusions: *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 644.
- Roedder, E. and R.J. Bodnar, 1980: Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 263-301.
- Roobal, M.J., and Smith A.L. 1975: A comparison of the recent eruptions of Mt Pelee, Martinique and Soufriere, St Vincent. *Bull. Volcanol.*, 39: 1-27.
- Rose, A.W. 1970: Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution of porphyry ore deposits: *Econ. Geol.*, 65, 920-936.
- Rose, W.I., Pearson, T., and Bonis, S. 1977: Nuee ardente eruption from the foot of a dacitic lava flow, Santiaguito Volcano, Guatemala. *Bull. Volcanol.*, 40: 1-16.
- Ross, C.S., and Smith, R.L. 1961: Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 366: 1-77.
- Rowan, L.C., Wetlaufer, P.M., Goetz, A.F.H., Billingsley, F.C. and Stewart, J.H. 1976: Discrimination of rock types and detection of hydrothermally altered areas in south-central Nevada by the use of computer-enhanced ERTS images: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 885, 55.
- Russell, N., Seaward, M., Rivera, J.A., McCurdy, K., Kesler, S.E. and Cloke, P.L. 1981: Geology and geochemistry of the Pueblo Viejo gold-silver oxide ore deposit, Dominican Republic: *Trans. inst. Min. Metal* 1. (B), 90, 155-162.

- Rybach, L. and Muffler, L.J.P. 1981: *Geothermal Systems - Principles and Case Histories*: John Wiley and Sons, New York, 359.
- Rye, R.O. and Ohmoto, H. 1974: Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review: *Econ. Geol.*, 69, 826-842.
- Rye, R.O. 1985: A model for the formation of carbonate-hosted disseminated gold deposits as indicated by geologic, fluid inclusion, geochemical and stable isotope studies of the Carlin and Cortez deposits, Nevada: in *Geologic Characteristics of the Disseminated Sediment- and Volcanic-Hosted Types of Gold Deposits*, E.W. Tooker, ed., U.S. Geol. Survey Bulletin, 1646, 35-42.
- Rytuba, J.J. 1981: Relation of calderas to ore deposits in the western United States: in *Relations to Tectonics to Ore Deposits of the Southern Cordillera*, W.R. DickInson and W.D. Payne, eds, *Ariz. Geol. Soc. Digest Vol 14*, 227-236.
- Rytuba, J.J. 1985: Development of disseminated gold deposits of Cortez, Horse Canyon and Gold Acres, Nevada, at the end stage of caldera-related volcanism: *U.S. Geol. Survey Research on Mineral Resources, Circular 949*, 47.
- Rytuba, J.J. 1985: Geochemistry of hydrothermal transport and deposition of gold and sulfide minerals in Carlin-type gold deposits: in *Geologic Characteristics of the Disseminated Sediment- and Volcanic-Hosted types of Gold Deposits*: E.W. Tooker, U.S. Geol. Survey, Bulletin, 1646, 27-34.
- Sakai, H. and Matsubaya, O. 1974: Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions: *Econ. Geol.* 69, 974-991.
- Sakai, H. and Matsubaya, O. 1977; Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems: *Geothermics*, 5, 97-124.
- Sameshima, T., 1975: Silica indices of volcanoes in an around New Zealand with reference to volcaic zones in the North Island. *N.Z. J. Geol. Geophys.* 18 (4), 523-539.
- Sawkins, F.J. 1979: Single stage versus two stage ore deposition in subduction-related volcanoplutonic areas: *Proc. Fifth IAGOO Symp.*, 143-154.
- Sawkins, F.J. 1984: *Metal Deposits in Relation to Plate Tecontics*: Springer Verlag, 325 p.
- Sawkins, F.J., O'Neil, J.R. and Thompson, J.M, 1979: Fluid inclusion and geochemical studies of vein gold deposits, Baguio District, Philippines; *Econ. Geol.*, 74, 1420-1434.
- Schmincke, H-U. 1968: Faulting versus erosion and the reconstruction of the mid-Miocene shield volcano of Gran Canaria. *Geol. Mitt.*, 8: 23-50.
- Schmincke, H.-U. 1969: Ignimbrite sequence on Gran Canaria. *Bull. Volcanol.*, 33: 1199-1219.
- Schmincke, H.-U. 1987: *Geological Field Guide of Gran Canaria*. Pluto Press, Witten, 173.
- Schoen, R., White, D.E. and Hemley, J.J. 1974: Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada: *Clays and Clay Minerals*, 22, 1-22.
- Self, S., and Sparks, R.S.J. 1978: Characteristics of widespread deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, 41: 196-212.
- Seward, T.M. 1973: Thio complexes of gold and the transport of gold i hydrothermal ore solutions: *Geochim. Cosmochim. Acta.* 37, 379-399.
- Seward, T.M. 1976: The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350°C: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1329-1341.
- Seward, T.M. 1981: Metal complex formation in aqueous solutions at elevated temperatures and pressures: in Wickman, F. and Rickard, D., eds. *Physics and Chemistry of the Earth*, 13-14, 113-129.
- Seward, T.M. 1984a: The formation of lead (II) chloride complexes to 300°C: A spectrophotometric study: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 48, 121-134.
- Seward, T.M. 1984b: The transport and deposition of gold in hydrothermai systems: in *Gold '82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*, R.P. Foster, ed., *Geol. Soc. Zimbabwe Special Pub. 1*, 165-181.
- Siddeley, G. and Araneda, R. 1986: The El Indio-Tambo gold deposits, Chile, In A.J. MacDonald, ed., *Proceedings of Gold 86, an international Symposium on the Geology of Gold Deposits*, Toronto, 1986, 445-456.
- Siebert, L. 1984: Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22: 163-197.
- Silberman, M.L. 1983: Geochronology of hydrothermal alteration and mineralization: *Geotn. Res. Council Special Report 13*, 287-303.
- Sillitoe, R.H. 1973: The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, 68, 799-815.

- Sillitoe, R.H. 1975: Lead-silver, manganese, and native sulfur mineralization within a strato volcano. El Oueva, Northwest Argentina: *Econ. Geol.*, 70, 1190-1201.
- Sillitoe, R.H. 1977: Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: A Review: in *Volcanic Processes in Ore Genesis*, Spec. Pub. 7, Geol. Soc. London, 99-116.
- Sillitoe, R.H. 1979: Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits: *Mineralium Deposita*, 14, 161-174.
- Sillitoe, R.H. 1980: Are porphyry copper and Kuroko-type massive sulfide deposits Incompatible?: *Geology*, 8, 11-14.
- Sillitoe, R.H. 1981: Ore deposits in Cordilleran and Island-arc settings: in relations of tectonics to ore deposits of the southern Cordillera, W.R. Dickinson and W.D. Payne, eds, *Ariz. Geol. Soc. Digest Vol. 14*, 49-70.
- Sillitoe, R.H. 1983: Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems: *Econ. Geol.*, 78, 348-352.
- Sillitoe, R.H., Baker, E.M. and Brook, W.A. 1984: Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea: *Econ. Geol.*, 79, 638-655.
- Sillitoe, R.H. and Ciceron, C.A., Jr 1985: Geological characteristics and evolution of a gold-rich porphyry copper deposit at Guinaoang, Luzon, Philippines: *Asia Mining*, 15-26.
- Sillitoe, R.H. and Gappe, I.M., Jr 1984; Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics: CCOP Technical Publication 14, 89 p.
- Simpkin, T., and Fiske, R. 1985: Krakattau 1883 - The volcanic eruption and Its effects. Smithsonian Institution Press, Washington.
- Simmons, S.F., Gemmill, J.B. and Sawkins, F.J. 1987: Physical and chemical nature of ore forming solutions: Ore genesis studies Part II of the St. Nino vein, Fresnillo district, Mexico: *Econ. Geol.*, in press.
- Sissons, B.A. 1979: The horizontal kinematics of the North Island of New Zealand. Unpublished Ph.D. Thesis, Victoria University, Wellington, New Zealand.
- Shilo, N.A., Sidorov, A.A., Goncharov, V.I. and Naiborodin, V.I. 1971: The temperature conditions and the depths of formation of gold-ore deposits: *Soc. Mining Geol., Japan Spec. Issue 3*, 356-559.
- Skinner, B.F., White, D.E., Rose, H.J. and Mays, R.E., 1967: Sulfides associated with the Salton Sea Geothermal brine: *Econ. Geol.*, 62, 316-330.
- Slack, J.F. 1980: Multistage vein ores of the Lake City district, western San Juan Mountains, Colorado: *Econ. Geol.*, 75, 963-991.
- Smith, O.M., Jr, Albinson, T. and Sawkins, F.J. 1982: Geologic and fluid inclusion studies of the Tayoltita silver-gold deposit, Durango, Mexico: *Econ. Geol.*, 77, 1120-1145.
- Smith, G.A. 1986: Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 1-10.
- Smith, R.L. 1960a: Ash-flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71: 795-842.
- Smith, R.L. 1960b; Zones and zonal variations in welded ash flows. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 854-F: 149-159.
- Smith, R.L. 1979: Ash Flow Magmatism: *GSA Spec. Paper 180*, 5-27.
- Smith, R.L. and Bailey, R.A. 1968: Resurgent caldrons: *Geol. Soc. Amer. Mem.* 116, 613-662.
- Sparks, R.S.J. 1978: The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3: 1-37.
- Sparks, R.S.J., and Huang, T.C. 1980: The volcanological significance of deep-sea ash layers associated with ignimbrites. *Geol. Mag.*, 117: 425-436.
- Sparks, R.S.J., Self, S., and Walker, G.P.L. 1973: Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1: 115-118.
- Sparks, R.S.J., and Wilson, L. 1976: A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. Lond.*, 132: 441-451.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L., and Hulme, G. 1978: Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 85: 1729-1739.
- Steven, T.A., and Ratte, J.C. 1960: Geology and ore deposits of the Summitville district, San Juan Mountains, Colorado: *U.S.G.S. Professional Paper 343*, 70 p.
- Steven, T.A. and Eaton, G.P. 1975: Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: 1. Geologic, Hydrologic and Geophysical Setting: *Econ. Geol.*, 70, 1023-1037.

- Steven, T.A. and Lipman, P.W. 1976: Calderas of the San Juan Volcanic Field, southwestern Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 958, 35 p.
- Steven, T.A., Lipman, P.W., Fisher, F.S., Bieniewski, C.L. and Meeves, H.C. 1977: Mineral resources of study areas contiguous to the Uncompahgre Primitive Area, San Juan Mountains, southwestern Colorado: U.S. Geol. Survey bull. 1391-E, 126 p.
- Steiner, A., 1968: Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand: *Clays and Clay minerals*, 16, 193-213.
- Steiner, A., 1977: The Wairakei geothermal area. North Island, New Zealand: N.Z. Geol. Survey Bull. 90, 139 p.
- Stoffregen, R.E. 1985: Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado (including sections on supergene alteration and clay mineralogy of the deposit): unpublished Ph.D. thesis. University of California, Berkeley, 205.
- Stoffregen, R.E. 1986: Observations on the behaviour of gold during supergene oxidation at Summitville, Colorado, U.S.A. and implications for electrum stability in the weathering environment: *Applied Geochem.* 1, 549-558.
- Stoffregen, R.E. 1987: Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralisation at Summitville, Colorado: *Econ. Geol.*, in press.
- Sumi, K. 1963: Hydrothermal rocks alteration of the Matsukawa geothermal area, northwest Japan: *Geol. Survey Japan, Rept.* 225, 42.
- Sumi, K. and Maeda, K. 1973: Hydrothermal alteration of main productive formation of the steam power at Matsukawa, Japan: in *Proceedings of Symposium on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry*, Washington, O.C., Clarke, Co., 1, 211-228.
- Suprijadi, S., 1985. Airborne magnetic survey of the Mokai geothermal field. Abstract, New Zealand Geophysical Society, Symposium, Wairakei, 23-24 May.
- Taguchi, S., Irie, A., Hayashi, M. and Takagi, H. 1985a: Mushroom structure revealed by fluid inclusion geothermometry in the Otake geothermal field, Japan: *Gaith, Resources Council, Trans.* 9 (1), 497-501.
- Taguchi, S., Irie, A., Hayashi, M. and Takagi, H. 1985b: Subsurface thermal structure revealed by fluid inclusion geothermometry at the Otake geothermal field Kyushu. *Jour. Geoth. Res. Soc. Japan* 7, 155-168 (in Japanese).
- Taguchi, S., Nakamura, M., Takagi, H. and Hayashi, M. 1986: Fracture control of fluid flow revealed by fluid inclusions at the Hatchobaru geothermal field: *Geoth. Resources Council, Trans.* 10, 199-202.
- Takenouchi, S. 1983: Fluid Inclusion study of the Nansatsu-type gold deposits, southern Kyushu: *Mining Geol.*, 33 (4), 237-245 (in Japanese).
- Takesuchi, K. 1984: Clay minerals in the Arakawa No. 4 vein of the Kushikino mine: *Mining Geol.* 34, 335-342 (in Japanese)
- Taneda, S. and Mukaiyama, H. 1970: Gold deposits and Quaternary volcanoes in southern Kyushu: *Guidebook II, Excursion B8, I.A.G.O.D. Tokyo meeting*, 31 p.
- Taylor, H.P. 1979: Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits: in Barnes, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley and Sons, 236-277.
- Thompson, J.F.H., Lessman, J. and Thompson, A.J.B. 1986: The Temora gold-silver deposit: A newly recognized style of high sulfur mineralisation in the Lower Paleozoic of Australia: *Econ. Geol.*, 81, 732-738.
- Tilling, R.I., Gottfried, O. and Rowe, J.J., 1973: Gold abundance in igneous rocks: Bearing on gold Mineralisation: *Econ. Geol.* 68, 168-186.
- Tingley, J.V. and Berger, 1985: Lode gold deposits of Round Mountain, Nevada: *Nevada Bur. Mines Geol., Bull.* 100, 62.
- Tooker, E.W. ed. 1985: Geologic characteristics of sediment and volcanic-hosted disseminated gold deposits - Search for an occurrence model: *U.S.G.S. Bulletin* 1646, 150.
- Topping, W.W. 1973: Tephrostratigraphy and chronology of late Quaternary eruptives from the Tongariro Volcanic Centre, New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 16: 397-423.
- Torgerson, T., Lupton, J.E., Sheppard, D.S. and Giggenbach, W.F., 1982. Helium isotope variations in the thermal areas of New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 12: 283-298.
- Truesdell, A.M. and Hulston, J.R. 1980: Isotopic evidence on environments of geothermal systems: in Fritz, P. and Fontes, J.C.H., eds. *Handbook of Environment Isotope Geochemistry*, Elsevier, VI, 179-226.
- Turner, S. 1986: Fluid inclusion, alteration and ore mineral studies of an epithermal vein system: Mount Kasi, Vanua Levu, FIJI: *Proceedings of Symposium 5: Volcanism, hydrothermal systems and related mineralization*, I.A.V.C.E.I., Hamilton, New Zealand, February 1-9, 87-96.

- Ueda, A. 1983: Chemical and isotopic analyses of sulfur in volcanic rocks and its application to volcanic systems of Satsuma-wojima: unpublished Ph.D. thesis, Okayama University, 185.
- Ui, T., Yamamoto, H., and Suzuki-kamata, K. 1986: Characteristics of debris avalanche deposits in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 231-243.
- Urashima, Y. Saito, M. and Sato, E. 1981: The iwato gold ore deposits, Kagoshima Prefecture, Japan: *Mining Geol. Spec.* issue 10, 1-14, (in Japanese).
- Utada, M. 1980: Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations of Japan: *Mining Geol. Spec.* Issue 8, 67-83.
- Vessell, R.K., and Davles, O.K. 1981; Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin. *Soc. Econ. Paleont. Mineral Publ.*, 31: 31-45.
- Vikre, P.G. 1985: Precious metal vein systems in the National district, Humboldt County, Nevada: *Econ. Geol.*, 80, 560-393.
- Vikre, P.G. 1986: Precious metal vein systems in the National district, Humboldt County, Nevada: reply: *Econ. Geol.* 81, 1023-1024.
- Volght, B., Glicken, H.X., Janda, R.J., and Dougl; ass, P.M. 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250: 347-377.
- Walford, P., Stephens, J., Skrecky, G. and Barnett, R. 1986: The geology of the "A" zone, Page-Williams mine, Hemlo, Ontario, Canada, In A.J. MacDonald, ed., *Proceedings of Gold 86, an International Symposium on the Geology of Gold*, Toronto, 1986, 362-378.
- Walker, G.P.L. 1971: Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79: 696-714.
- Walker, G.P.L. 1973: Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, 62: 431-446.
- Walker, G.P.L. 1980: The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 69-94.
- Walker, G.P.L. 1981: Plinian eruptions and their products. *Bull. Volcanol.*, 44: 223-240.
- Walker, G.P.L. 1983: Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17: 65-88.
- Walker, G.P.L. 1984: Downsag calderas, ring faujts caldera sizes, and incremental caldera growth. *J. Geophys. Res.*, 89: 8407-8416.
- Walker, G.P.L. 1985: Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25: 137-172.
- Walker, G.P.L., and Wilson, C.J.N. 1983: Lateral variations in the Taupo ignimbrita. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18: 117-133.
- Wallace, A.B. 1979: Possible signatures of buried porphyry-copper deposits in middle to late Tertiary volcanic rocks of western Nevada: *Nevada Bur. Mines Geol. Report* 33, 69-76.
- Wallace, D.A., Johnson, R.W., Chappell, B.W., Arculus, R.J., Perfit, M.R. and Crick, I.H. 1982: Calnozoic volcanism of the Tabar, Lihir Tanga and Feni Islands, Papua New Guinea: *Bur. Mineral Resources, Geol. Geoph. Report* 243.
- Wallace, K. 1985: Remote Sensing - A geophysical perspective: *Geophysics* 50, 2595-2610.
- Walthier, T.N., Proano, J.A., Arenada, R. and Crawford, J. 1982: New gold-silver-copper orebody at EI Indio, Chile, Circum-Paific Energy and Minerals Resource Conference, Hawaii, August, 14,
- Walthier, T.N., Sirvas, E. and Araneda, R. 1984: The EI Indio gold, silver, copper deposit. Region of Coquimbo, Chile: *Mining Congress Conventoin*, 26 September 1984, Phoenix, preprint, 24.
- Webster, J.G. and Mann, A.W. 1984: The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver: *Jour. Geochem. Explo.*, 22, 21-42.
- Webster, J.G. 1986: The solubility of gold and silver In the system  $Au-Ag-S-O_2-H_2O$  at 25°C and 1 aim.: *Geochlm. Cosmochim. Acta* 50, 1837-1845.
- Weissberg, B.G. 1969: Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters: *Econ. Geol.*, 64, 95-108.
- Weissberg, B.G., Browne, P.R.L. and Seward, T.M. 1979: Ore metals in active geothermal systems: in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., H.L. Barnes, ed., New York, John Wiley and Sons, 738-780.
- Wells, J.D. and Mullens, T.E. 1973: Gold-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin goldmines, Nevada: *Econ.. Geol.*, 68, 187-201.

- Wetlaufer, P.H., Bethke, P.M., Barton, P.B., Jr, and Rye, R.O. 1979: The Creede Ag-Pb-Zn-Cu-Au district. Central San Juan Mountains, Colorado: A Fossil Geothermal System: in Papers on Mineral Deposits of Western North America, Proc. Fifth IAGOO Symp., Nev. Bur. Mines Geol. Report 33, 159-164.
- White, D.E. 1955: Thermal springs and epithermal ore deposits; *Econ. Geol.* 50th Ann. Vol., 99-154.
- White, D.E. 1967: Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters: in *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, H.L. Barnes, ed., New York, Holt, Reinhart, and Winston, 575-631.
- White, D.E. 1981: Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits; *Econ. Geol.*, 75th Ann. Vol., 392-4223.
- White, D.E. and Heropoulos, C. 1983: Active and fossil hydrothermal convection systems of the Great Basin: *Geoth. Res. Council Special Report 13*, 41-53.
- White, O.E., Muffler, L.J.P. and Trusdell, A.H., 1971: Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems: *Econ. Geol.*, 66, 75-97.
- Williams, G.J, 1974: *Economic Geology of New Zealand*: Aus. I.M.M. Monograph 4, 490.
- Williams, H. and McBirney A.R. 1979: *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co, San Francisco, 391.
- Williamson, A. 1983: Thermal activity on Lihir Island, New Ireland Province: Geological Survey of Papua New Guinea Report 83/15, 24.
- Wilson, C.J.N. 1980: The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 231-249.
- Wilson, C.J.N. 1985: The Taupo eruption. New Zealand. II. The Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A314: 229-310.
- Wilson, C.J.N. 1986: Pyroclastic flows and ignimbrites. *Sci. Prog. Oxf.*, 70: 171-207.
- Wilson, C.J.N., Rogan, A.M., Smith, I.E.M., Northey, O.J., Nairn, I.A., and Houghton, B.F. 1984: Caldera volcanoes of Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 89: 8463-8484.
- Wilson, C.J.N., and Walker, G.P.L. 1982: Ignimbrite depositional facies; the anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. Lond.*, 139: 581-592.
- Wilson, C.J.N., and Walker, G.P.L. 1985. The Taupo Eruption, New Zealand. I. General aspects. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A314: 199-228.
- Wolff, J.A. and Wright, J.V. 1981; Rheomorphism of welded tuffs. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 10: 13-34.
- Wohletz, K.H. 1986: Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms and field studies. *Bull. Volcanol.*, 48: 245-264.
- Wohletz, K.H., and Sheridan, M.F. 1979: A model of pyroclastic surge. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 180: 177-193.
- Woods, T.L., Roedder, E, and Bethke, P.M. 1982: Fluid-inclusion data on samples from Creede, Colorado, in relation to mineral paragenesis: U.S. Geol. Survey Open File Report 82-313, 77,
- Wright, J.V. 1982: The Rio Callente ignimbrite: Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major Late Quaternary Mexican eruption. *Bull. Volcanol.*, 44: 189-212.
- Wright, J.V., Smith, A.L., and Self S. 1980: A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8: 315-336.
- Yamasaki, I., Matsumoto, Y., Hayashi, M., 1970: The geology and hydrothermal alterations of Otake geothermal area, Kujyo volcanic group, Kyushu, Japan: *Geothermics Spec. Issue*, 2, pt 1, 197-207.
- Yamasaki, I. and Hayashi, M. 1976: Geologic background of Otake and other geothermal areas in north-central Kyushu, southwestern Japan: Second U.N. Symp. on Devel. and Util. of Geothermal Res., San Francisco, 1, 673-684.