

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СТРУКТУРЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

**Рычагов С.Н.¹, Коробов А.Д.², Главатских С.Ф.¹, Гончаренко О.П.²,
Рихтер Я.А.²**

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
E-mail: rychsn@kcs.iks.ru*

² *Саратовский государственный университет, Саратов, E-mail: korobov@sgu.ru*

Рассмотрены гидротермально-метасоматические процессы (метасоматическая зональность) контрастных прогрессивного и регрессивного этапов развития гидротермально-магматических систем островных дуг. Показано, что прогрессивный этап выделяется образованием дополнительной минеральной формации в основании геологического разреза: вторичных кварцитов – монокварцитов в зоне перехода от субвулканического источника тепла во вмещающие породы при температурах от ≥ 470 до 350°C , а также формированием мощной зоны (до 225 м) серных опалитов – вторичных кварцитов, перекрывающих гидротермально-магматическую систему по всей ее площади. Эти породы служат тепловым экраном и верхним водоупором для гидротермально-магматической системы. Этап прогрессивного развития отличается широким проявлением низкотемпературной пропилитизации и аргиллизации во всем объеме гидротермально-магматической системы, с фиксацией щелочных химических элементов в приповерхностных горизонтах аргиллизированных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 03-05-64044а, 05-05-79101к и 05-05-74029г).

EVOLUTION OF METASOMATIC PROCESSES IN THE STRUCTURE OF ISLAND ARC HYDROTHERMAL-MAGMATIC SYSTEMS

**Rychagov S.N.¹, Korobov A.D.², Glavatskikh S.F.¹, Goncharenko O.P.²,
Rikhter Ya. A.²**

¹ *Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky,
E-mail: rychsn@kcs.iks.ru*

² *Saratov State University, Saratov, Russia, E-mail: korobov@sgu.ru*

The hydrothermal-magmatic process (metasomatic zonality) of contrast progressive and regressive stages of Island arc hydrothermal-magmatic systems are studied. It is noted that the progressive stage is selected with derivation of a mineral formation in the basis of a geological section: quartzites – monoquartzites in a zone of transition from a subvolcanic source of heat - to the adjacent rocks at temperature from 470 up to 350°C and also formation of a big zone (up to 225 m) of sulfuric opalites – quartzites. These rocks are a heat screen and caprock in the structure of hydrothermal-magmatic system. The stage of progressive development differs by wide manifestation of low-temperature propylitization and argillization in all size of hydrothermal-magmatic system, with fixing of alkaline chemical units in near-surface horizons of hydrothermal argillites.

The work is performed with financial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects 03-05-64044а, 05-05-79101к and 05-05-74029г).

1. Введение

Настоящая работа основана на основополагающих принципах эволюции метасоматических процессов, разработанных Д.С. Коржинским [11, 12], В.А. Жариковым [3] и др. исследователями применительно к околорудным гидротермальным изменениям горных пород, сопровождающимся выносом основных ее компонентов и возрастанием общей кислотности. Этот тип метасоматоза выделен в самостоятельную генетическую группу [12]. В.А. Жариковым и Б.И. Омеляненко выделяется 10 главных околорудных метасоматических формаций кислотного выщелачивания в связи с гранитоидным магматизмом [3, 4]. Из них в современных гидротермально-магматических системах островных дуг наиболее ярко проявлены следующие формации, образующиеся соответственно понижению температуры гидротермальных растворов: 1) вторичные кварциты, 2) пропилиты, 3) аргиллизиты. Как отмечает Г.П. Зарайский, для проявления высокотемпературного кислотного метасоматоза благоприятной геологической обстановкой служат приконтактные части интрузивных и субвулканических тел гранитоидного состава [5]. В развитие этих положений, нашими работами показано, что и над горячими субвулканическими телами андезито-базальтового состава в областях современного андезитового вулканизма вмещающие породы изменяются под влиянием кислотного метасоматоза [13, 17, 18, 20]. При этом определенными особенностями метасоматической зональности отличаются гидротермально-магматические системы (ГМС) всех трех основных этапов эволюции систем.

2. Гидротермально-метасоматические процессы на прогрессивном этапе развития систем

На этом этапе эволюции ГМС островных дуг широкое участие в формировании растворов принимают высоконагретые летучие, что и определяет специфику высокотемпературных гидротермальных преобразований пород как в субвулканических условиях, так и на поверхности земли [13]. В островодужной тектоно-магматической обстановке в наиболее высокотемпературных вулканических эманациях проявляют себя, в первую очередь, Cl, F и их соединения (HCl, HF и др.) и соединения серы (SO₂) [22]. Соединения хлора и серы обуславливают возникновение близких по физико-химическим параметрам гидротермальных растворов как в субвулканических условиях, так и на fumarольных полях. Они

предопределяют развитие процессов кислотного выщелачивания и фиксации щелочных элементов. Поэтому в ГМС Баранского, находящейся, как показано в работах [16-18], на этапе прогрессивного развития, одновременно развиваются в приконтактных зонах субвулканических тел и на дневной поверхности следующие ассоциации новообразованных минералов: монокварциты (моноопалиты), мусковит (серицит) – кварцевые и алунит (ярозит) – опаловые метасоматиты. Другие зоны гидротермально-метасоматических изменений располагаются между ними. Общая вертикальная зональность имеет вид (снизу – вверх): вторичные кварциты (монокварцевая и мусковит (серицит) – кварцевая фации) - среднетемпературные эпидот-хлорит-мусковитовые (серицитовые) пропилиты - аргиллизированные пропилиты - гидротермальные глины (сметиты) - серные опалиты (каолинит-опаловая, алунит-опаловая и моноопаловая фации), **рис. 1.** Минералого-

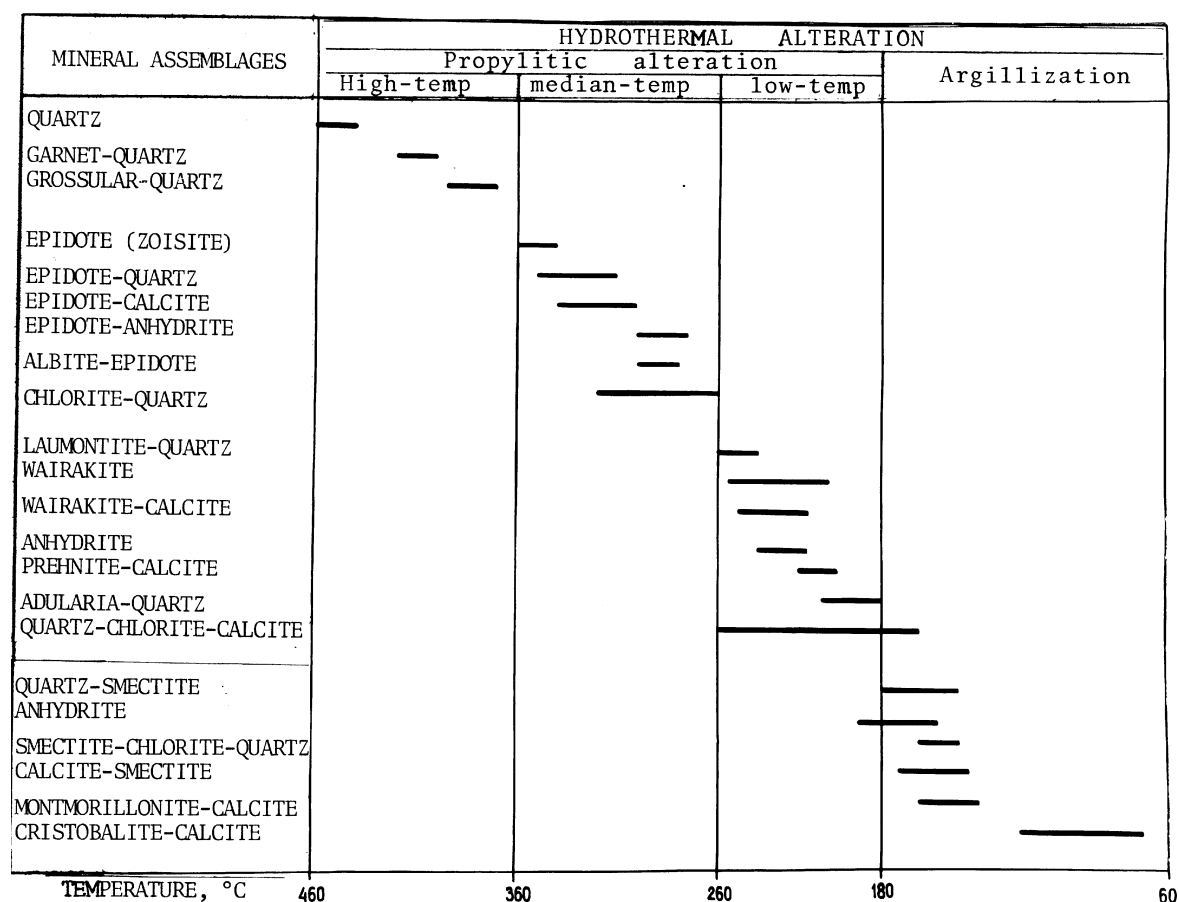


Рис. 1. Температурные условия гидротермального изменения пород и образования минералов из растворов ГМС Баранского, по [17, 18].

петрографические исследования свидетельствуют, что пропилиты наиболее распространены среди пород ГМС Баранского: среднетемпературные (360-280⁰С) и низкотемпературные (280-180⁰С), менее развитые. Пропилиты пространственно и

генетически связаны со вторичными кварцитами. В апикальной части субвулканических тел обособляются монокварциты, образующиеся при температурах 460-380⁰С [17, 18]. В зонах повышенной проницаемости и на удалении от участков наибольшего прогрева формируются аргиллизированные пропилиты при температурах 200-150⁰С. В близповерхностных условиях развиваются гидротермальные глины (150-100⁰С). На fumarольных полях, фиксирующих восходящий поток газов и парогидротерм, образуются крупные массивы серных опалитов (вторичных кварцитов).

3. Гидротермально-метасоматические процессы на регрессивном этапе развития ГМС

Типичной ГМС этого этапа является Паужетская. В ее пределах выделены следующие зоны гидротермально измененных пород (рис. 2).

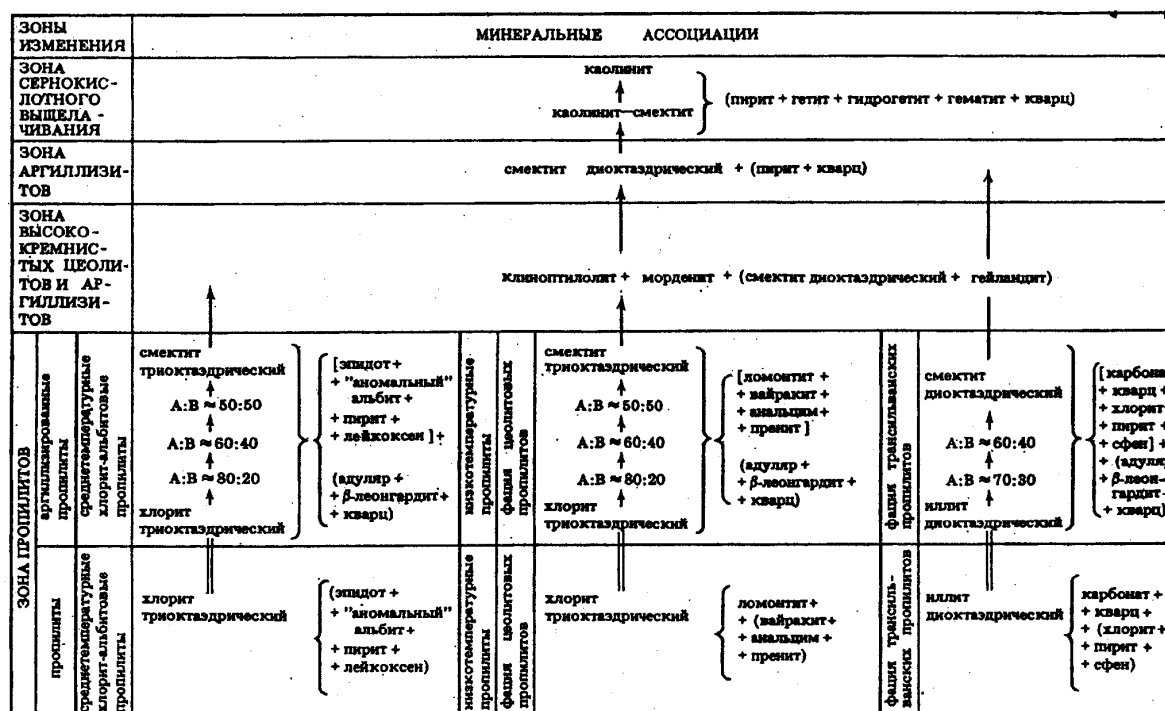


Рис. 2. Схема вертикальной зональности гидротермально измененных пород Паужетской ГМС [20].

1. Зона пропилитизации. Слагает глубокие горизонты системы и характеризуется ассоциациями вторичных минералов: а) кальцит + хлорит + пирит + ломонит; б) кальцит + хлорит + пирит + ангидрит; в) кальцит + хлорит + пирит + белая слюда. Во всех ассоциациях присутствуют в качестве примеси альбит, кварц, сфен и апатит.

2. Зона цеолитизации и фельдшпатизации. Характеризуется ассоциациями: ломонит + адуляр и альбит + (кальцит + кварц + монтмориллонит + хлорит + сфен +

апатит). Адуляр приурочен преимущественно к верхней части зоны. Изредка встречаются филлипсит, ангидрит, пирит, эпидот, пренит. Новообразованные минералы, среди которых преобладает ломонтит, составляют до 60 % породы.

3. Зона аргиллизации и цеолитизации развивается, преимущественно, в породах дацитового состава и разделяется на две подзоны следующего состава: а) монтмориллонит + анальцим + кварц; б) монтмориллонит + анальцим + птилолит (сколецит) + кварц + гидробиотит + шабазит. Нижняя граница зоны контролируется изотермой 150 °С, которая проходит на глубинах 50-330 м от дневной поверхности.

4. Зона кислотного выщелачивания. Она характеризуется ассоциацией каолинит + ломонтит + пирит + алунит + опал + тридимит. Ее образование связано с окислением H_2S до H_2SO_4 вблизи дневной поверхности.

Считается, что преобразования минеральных ассоциаций обусловлены изменением состава вод, а также сменой состава пород на более основной в нижних частях разреза [20]. Здесь прекращается действие поверхностного окисления, начинает преобладать сероводород в составе газов. Известно, что наиболее высокотемпературные метасоматические формации, обычно на отметках более 3 км, представлены актинолитовой, эпидот-хлоритовой и пренитовой фациями; промежуточные зоны (от 1 до 3 км) - хлорит-альбитовой фацией; приповерхностные зоны (менее 1 км) – цеолитовой и трансильванской фациями. Среднетемпературная хлорит-альбитовая пропилитизация характеризуется появлением в метасоматитах равновесного парагенезиса: альбит + эпидот + хлорит + пирит + лейкоксен [11, 12]. Низкотемпературная пропилитизация (без альбита, по Д.С.Коржинскому) подразделяется на цеолитовую (ломонтит + анальцим + вайрацит + натролит + хлорит + адуляр + пирит) и трансильванскую (карбонат + иллит + селадонит + хлорит + адуляр + пирит) [2, 15].

В Паужетской системе наиболее широко распространены низкотемпературные пропилиты. Среди них различаются цеолитовая и трансильванская фации. Продукты среднетемпературной пропилитизации проявлены слабо и носят эпизодический характер. Тем не менее, диагностика продуктов среднетемпературной пропилитизации имеет большое значение для понимания эволюции всех минералого-геохимических процессов, протекающих в недрах ГМС. Переход низкотемпературных пропилитов в зону высококремнистых цеолитов и монтмориллонита происходит через зону аргиллизированных пропилитов. Переход выражен сменой ломонтита и высокотемпературного

анальцима морденитом, клиноптилолитом и гейландитом, а хлорита – диоктаэдрическим смектитом (рис. 3).

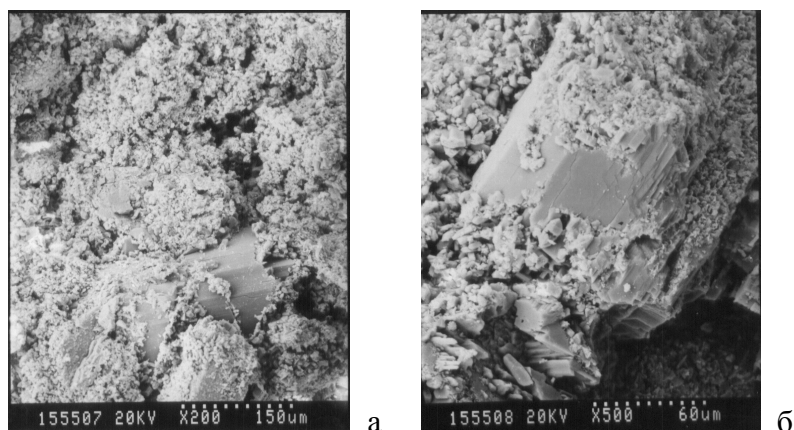


Рис. 3 а, б. Глинисто-цеолитовый тонкокристаллический агрегат, замещающий кристаллокластический туф. Электронный сканирующий микроскоп, оператор В.Н. Соколов (МГУ).

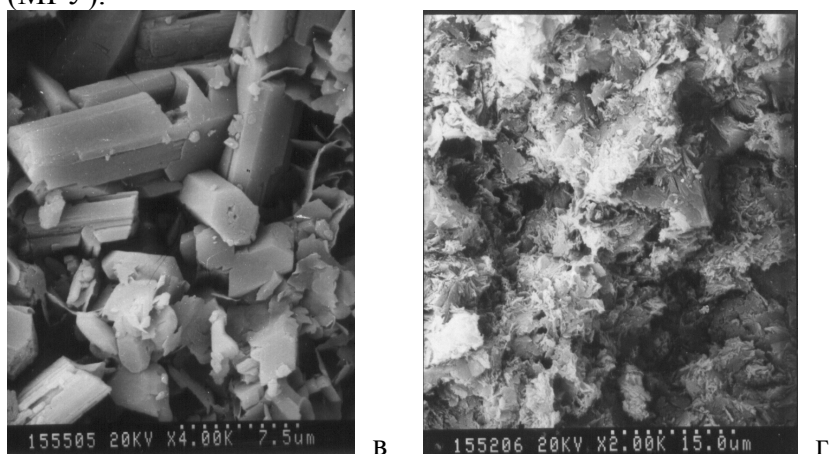


Рис. 3 в, г. Цеолитизированный туф: в – структура породы, г – основная масса, замещенная цеолитами, монтмориллонитом, хлорит-смектитами

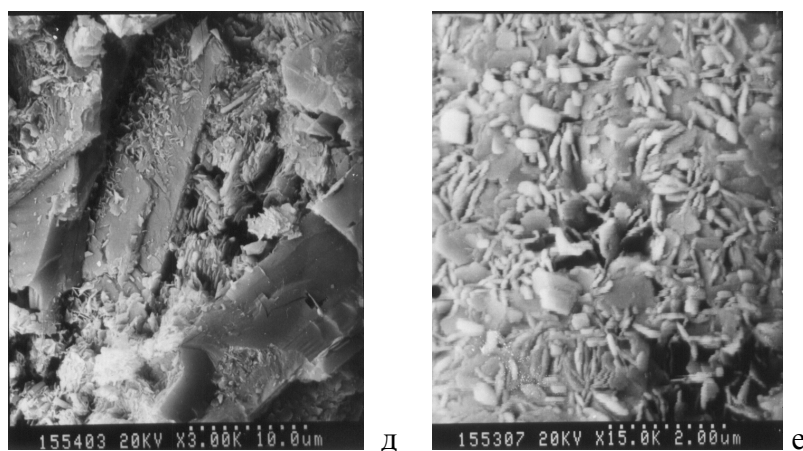


Рис. 3 д, е. Выщелачивание и частичное замещение плагиоклазов (д) и полное преобразование основной массы андезитов гидрослюдами и хлоритом (е)

Там, где цеолитовая пропилитизация проявилась наиболее активно, базис туфов и другие ингредиенты пород нацело замещены агрегатом ломонтита (реже вайракита и анальцима) и хлорита. На участках с приближенной к поверхности высокотемпературной изотермой в породах верхнепаужетской подсвиты зона высококремнистых цеолитов и аргиллизитов не формировалась. Находящиеся там низкотемпературные пропилиты испытывают наложенную гидротермальную аргиллизацию – смектитизацию, протекающую в рамках триоктаэдрического структурного мотива. Таким образом, в нарастающей окислительной обстановке перерождение вулканитов происходит под действием серной кислоты, которая образуется в результате окисления сероводорода атмосферным кислородом и вследствие биогенного окисления [14]. В недрах системы регрессивного этапа развития аргиллизация низкотемпературных пропилитов (исключая трансильванские), осуществляемая в рамках триоктаэдрического структурного мотива, также сопровождается увеличением коэффициента окисленности. Следовательно, гидротермальный процесс в недрах ГМС устойчиво эволюционирует от средне- и низкотемпературных пропилитов через аргиллизированные их разности в кислотно выщелоченные породы.

4. Заключение: специфика минералого-геохимических процессов на различных этапах развития ГМС

В формировании горячих растворов принимает участие сложный многокомпонентный состав высоконагретых газовых эманаций, прежде всего, соединения хлора и сернистые газы [22]. Это определило синхронное развитие в недрах ГМС и на ее фумарольных полях вторичных кварцитов. Их появление в зонах максимального прогрева обусловлено истечением близких по физико-химическим параметрам ультракислых растворов. Серная кислота, взаимодействуя с вмещающими породами, вызывает их интенсивное выщелачивание и образование сульфатов: ангидрита, барита, алунита, ярозита. Другим следствием присутствия соединений Cl и S в высокотемпературных газовых эманациях являются процессы фиксации щелочей, близкие по времени своего проявления с ультракислотным выщелачиванием [13]. Вопрос об источнике щелочей для алунита и ярозита серных опалитов остается дискуссионным. Согласно представлениям Л.Н.Когарко, И.Д.Рябчикова, Д.Е.Уайта и Г.А.Уоринга [9, 10, 19, 23], можно допустить, что одной из форм переноса хлора на фумарольных полях являются хлориды Na и K.

Сомнительность мобилизации щелочей из вмещающих ультракислотно выщелоченных пород доказывается наложенным характером алунига по отношению к минералам кремнезема [21]. Возможность поступления Na и K из силикатного расплава подтверждается крупными скоплениями алунига, ассоциирующего с кварцем, опалом и тридимитом в ареалах интрузивных тел на серных месторождениях Курильских островов [6, 8]. Это объясняет разномасштабность развития в недрах и на fumarольных полях минералов-концентраторов K и минералов SiO₂. В субвулканических условиях наибольшее распространение получают мусковит, серицит и гидрослюда в составе вторичных кварцитов, на fumarольных полях – кварц, опал, кристобалит.

Повышенное содержание Cl в составе магматических эманаций системы Баранского [7] обуславливает высокую активность калия в гидротермальном преобразовании пород на глубине. Поэтому слюдизация не ограничивается участками интенсивного окварцевания, а носит широкое распространение и охватывает большие объемы пород. При снижении температуры при удалении от контакта субвулканических тел происходит смена слюдистых минералов от мусковита и серицита гидрослюдами и иллит-сметитами. Высокая активность SO₂ наряду с соединениями Cl в газо-гидротермальных флюидах обеспечивает формирование сульфатов, в частности, ангидрита. Ангидрит образуется в широком интервале температур (320-160⁰C). Одной из особенностей образования ангидрита является то, что при повышении температуры растворимость минерала уменьшается. Поэтому осаждение ангидрита возможно в случае, если ион SO₄⁻² непрерывно генерируются в растворе по мере его остывания. Это условие достигается при изначальном присутствии SO₂ в охлаждающихся термах, т.е. при участии высокотемпературных магматических эманаций в формировании гидротерм. При удалении от субвулканического тела происходит уменьшение концентрации SO₂ за счет H₂S, а также возрастает растворимость ангидрита. Это приводит к смене ангидрита и других сульфатов сульфидами. В ГМС Баранского на значительной глубине охлаждение растворов и наложение низкотемпературных метасоматитов на высокотемпературные, как и в Исландии [1], может быть вызвано влиянием морской воды.

Таким образом, *прогрессивный этап* отличается от регрессивного этапа развития ГМС образованием дополнительной минеральной формации в основании геологического разреза: вторичных кварцитов – монокварцитов (гранат + кварц +

серицит (мусковит) + эпидот + флюорит + ангидрит + пирит) в зоне перехода от субвулканического источника тепла во вмещающие породы при температурах от ≥ 470 до 350°C , а также формированием мощной (до 225 м) зоны серных опалитов – вторичных кварцитов (опал + кристобалит + тридимит + кварц + алунит + ярозит + сера + барит + лимонит + пирит + марказит), перекрывающих ГМС по всей площади и служащих для нее верхним водоупором и тепловым экраном. На глубоких горизонтах при переходе от вмещающих горных пород в андезито-базальты субвулканического тела образуются зоны разуплотнения во вторичных кварцитах (возможно, в т.ч. за счет эффекта терморазуплотнения метасоматитов, по Г.П.Зарайскому [5]), что является предпосылками для формирования глубинных зон повышенной проницаемости для высокотемпературного гидротермального флюида.

Этап регрессивного развития отличается широким проявлением низкотемпературной пропилитизации и аргиллизации во всем объеме ГМС и фиксацией щелочных химических элементов в приповерхностных горизонтах аргиллизированных пород. *Окварцевание и адуляризация пород* в зонах перехода жидкость-пар (кипения гидротерм) на этапе регрессивного развития локализуется на небольших участках в приповерхностных горизонтах; палеоэтап выделяется наличием мощных (до ≥ 300 -500 м и более) зон окварцевания – адуляризации (кварц + адуляр + пренит + вайрацит + эпидот) вмещающих пород на различных глубинах (до 2 – 2,5 км). Границы зон выделяются повышенным содержанием К, Li, Rb и др. щелочей: формируются геохимические барьеры для К, Li, Rb, Cs.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гептнер А.Р., Кристманнсдохтир Х., Селезнева М.А. Вторичные минералы базальтоидов, измененных гидротермальным рассолом на полуострове Рейкьянес (Исландия) // Литология и полезные ископаемые, 1987. № 2. С. 25-41.
2. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980. 184 с.
3. Жариков В.А. Физико-химические исследования околорудного метасоматизма // геохимия, 1982. № 12. С. 1754-1787.
4. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9-28.
5. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344 с.
6. Знаменский В.С. Алунитовые проявления Курильских островов // Новые небокситовые виды глиноземистого сырья. М.: Наука, 1982. С. 73-88.
7. Знаменский В.С., Никитина И.Б. Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 1985. № 5. С. 44-65.
8. Знаменский В.С., Носик Л.П. Изотопный состав серы и генезис вулканогенных серных месторождений (Южные Курильские острова) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981. № 10. С. 120-136.

9. **Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д.** Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава // *Геохимия*, 1961. № 12. С. 1068-1076.
10. **Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д.** Летучие компоненты в магматических процессах // *Геохимия*, 1978. № 9. С. 1293-1321.
11. **Коржинский Д.С.** Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях // *Труды лаб. вулканологии*, 1961. Вып. 19. С. 5-11.
12. **Коржинский Д.С.** Очерк метасоматических процессов // *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С.335-456.
13. **Коробов А.Д.** Гидротермальный литогенез в областях газевого вулканизма // Автореферат дисс. на соискание уч. степ. докт. геол.-мин. наук. Москва, 1995. 44 с.
14. **Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.** Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // *Паужетские горячие воды на Камчатке*. М.: Наука, 1965. С. 76-118.
15. **Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н.** Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала // *Литология и полезные ископаемые*, 1972. № 4. С. 93-109.
16. **Рычагов С.Н.** Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // *Вулканология и сейсмология*, 1993. № 2. С. 59-74.
17. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др.** Температурная и минералогическая характеристика геотермального месторождения Океанское (о-в Итуруп) // *Геология рудных месторождений*, 1993. Т. 35. № 5. С. 405-418.
18. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др.** Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы вулкана Баранского (о-в Итуруп) // *Вулканология и сейсмология*, 1994. № 6. С.96-112.
19. **Рябчиков И.Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
20. **Структура гидротермальной системы** (Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. и др.). М.: Наука, 1993. 298 с.
21. **Устинов В.И., Гриненко В.А., Знаменский В.С.** Генетическое значение интрасруктурного распределения изотопов кислорода в алунигах Курильских островов // *Докл. АН СССР*, 1988. Т. 302. № 2. С. 410-412.
22. **Menyailov I.A., Nikitina L.P., Shapar V.N.** Results of geochemical monitoring of the activity of Ebeko volcano (Kuril Islands) used for eruption prediction // *Journal of Geodynamics*, 1985. №3. Pp. 259-274.
23. **White D.E., Waring G.A.** Volcanic emanations // *U.S. Geol. Surv., Profess. Paper*. 440-K, 1963.