



ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

ENGINEERING-GEOLOGICAL FEATURES OF THE HYDROTHERMAL-METASOMATIC ROCKS OF KAMCHATKA AND THE KURIL ISLANDS

ФРОЛОВА Ю.В., ЛАДЫГИН В.М.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

РЫЧАГОВ С.Н.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский*

FROLOVA YU.V., LADYGIN V.M.

The geological faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow

RYCHAGOV S.N.

*The Institute of Volcanology and Seismology of the Far Eastern Branch
of the RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky*

Ключевые слова:

гидротермально-метасоматические породы; физико-механические свойства; гидротермальный процесс; Курило-Камчатский регион.

Key words:

hydrothermal-metasomatic rocks; physical-mechanical properties; hydrothermal process; Kuril-Kamchatka region.

Аннотация

В геотермальных районах Курило-Камчатского региона толщи вулканогенных пород преобразуются в своеобразные гидротермально-метасоматические породы. Этот процесс во многом определяет инженерно-геологические условия территории, изменяя состав, строение, состояние и физико-механические свойства пород и влияя на развитие геологических процессов, динамику подземных вод, напряженно-деформированное состояние массивов. Гидротермально-метасоматические породы относятся к грунтам разных классов — скальным, полускальным и дисперсным. В статье рассматриваются инженерно-геологические особенности основных типов гидротермально-метасоматических пород — пропилитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов, опалитов, кварцадуляровых метасоматитов.

Abstract

In the geothermal areas of the Kuril-Kamchatka region the volcanic rocks transform to the peculiar hydrothermal-metasomatic rocks. This process determines to a large extent the engineering-geological conditions of the territory changing composition, structure, state and physical-mechanical properties of the rocks and influencing on development of the geological processes, dynamics of the groundwater, state of stress of the rock massives. Hydrothermal-metasomatic rocks belong to different classes of soils – rocky, semirocky and disperse ones. The paper describes engineering-geological features of the main types of hydrothermal-metasomatic rocks – propylites, secondary quartzites, argillizites, opalites, quartz-adularia metasomatites.

Введение

В XXI в. возрастает мировая потребность в изучении и использовании нетрадиционных источников тепла и электроэнергии. Одним из них является геотермальная энергия Земли. Во многих странах мира ведется исследование гидротермальных систем (ГТС) и освоение приуроченных к ним месторождений горячей воды и пара — альтернативных, экологически чистых и возобновляемых источников тепловой и электрической (геотермальной) энергии, а также минеральных ресурсов.

Под гидротермальной системой понимается закономерная организованная часть земной коры над источником теплового питания и в области его влияния, в пределах которой благоприятное сочетание геологических тел, зон проницаемости и гидрогеологических структур приводит к переносу геотермальной энергии с глубины к дневной поверхности посредством конвекции воды в жидкой или паровой фазе [13]. Образуются геотермальные аномалии, в пределах которых тепловой поток в 50–100 раз превышает средние значения этого показателя для Земли [1].

Необходимыми элементами ГТС являются: (1) резервуар термальных вод, образованный в проницаемых породах; (2) источник тепла (обычно неглубоко залегающие субвулканические интрузии или периферические магматические очаги); (3) теплоноситель, осуществляющий перенос геотермальной энергии к поверхности (подземные воды или перегретый пар); (4) «непроницаемые» толщи пород, обладающие водоупорными и теплоизолирующими свойствами.

Гидротермальные системы условно разделяются на высокотемпературные (температура в недрах $T > 150^\circ\text{C}$) и низкотемпературные ($T < 150^\circ\text{C}$) [18]. Высокотемпературные ГТС вызывают наибольший интерес, так как они могут быть использованы не только для получения тепла, но и для выработки электроэнергии.



В настоящее время практическое использование геотермальных ресурсов приняло промышленные масштабы. В 24 странах тепло Земли используют для получения электроэнергии. Более чем в 70 странах термальные воды используются для отопления жилых и промышленных помещений. На базе термальных вод создаются тепличные хозяйства, рыбоперерабатывающие заводы, санатории, аквацентры. Установленная мощность геотермальных электрических станций (ГеоТЭС) в мире превышает 10 000 МВт [21]. Геотермальная энергетика развивается в США, Индонезии, Мексике, Италии, Исландии, Японии, на Филиппинах и во многих других странах.

В России наиболее благоприятными регионами для выработки геотермальной энергии являются Камчатка и Курильские острова. Здесь разведаны десятки ГТС, построено несколько тепловых и электрических станций. Две ГеоТЭС мощностью 12 и 50 МВт, построенные у подножия Мутновского вулкана, поставляют электричество в общую энергетическую сеть полуострова (рис. 1). В 1967 г. была введена в строй первая в СССР Паужетская геотермальная станция (Южная Камчатка). В настоящее время она модернизируется в связи с растущей потребностью в электроэнергии создаваемых в регионе рыбоперерабатывающих заводов. Ее мощность составляет 11 МВт. Небольшие станции работают на Курильских островах — на острове Итуруп (вулкан Баранского, геотермальное месторождение Океанское) и на острове Кунашир (вулкан Менделеева, месторождение Горячий Пляж). В пригороде г. Петропавловска-Камчатского расположена известная санаторно-курортная зона «Паратунка». На Центральной Камчатке действует оздоровительный и туристический центр в поселке Эссо также с использованием природных термальных вод.

Одним из важных процессов, происходящих на современных ГТС, является преобразование вмещающей толщи пород, которое может принимать большие масштабы. Термальные воды разной температуры, состава, кислотности (щелочности), воздействуя на вмещающие породы, приводят к значительным преобразованиям их минерального состава и структуры порового пространства, в результате которых существенно, а в некоторых случаях кардинально меняются физические и физико-механические свойства пород. Преобразования происходят в широком спектре термодинамических и физико-химических условий, что приводит к разнообразию формирующихся пород. В результате первичные вулканогенные породы превращаются в гидротермально-метасоматические породы — вторичные кварциты, разнообразные пропилиты, цеолитовые метасоматиты, аргиллизиты, опалиты, кварц-адуляровые метасоматиты и т.д. Вновь сформированные породы характеризуются иными составом, строением и свойствами по сравнению с исходными вулканогенными породами.

В научной литературе имеется много геохимических, минералогических и петрографических сведений о гидротермально измененных породах

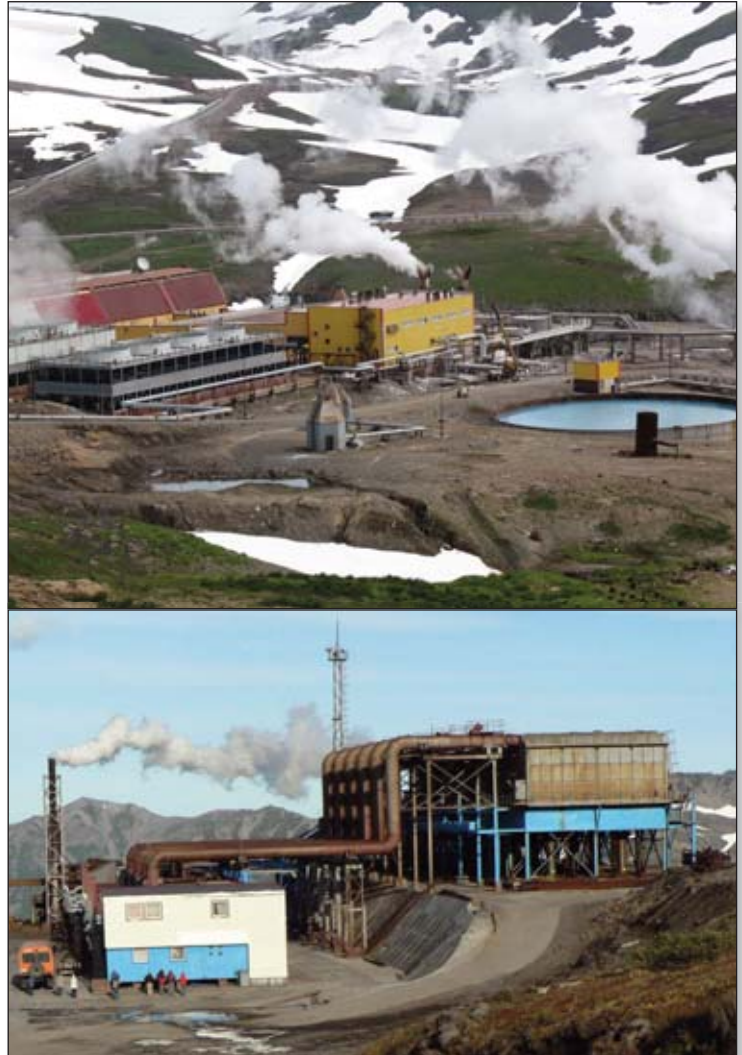


Рис. 1. Геотермальные станции: а — Мутновская; б — Верхне-Мутновская (Южная Камчатка)

[9, 10, 12, 25]. Однако исследованиям ГТС как инженерно-геологических объектов уделяется мало внимания. Между тем изучение физико-механических свойств гидротермально-метасоматических пород имеет важное теоретическое и прикладное значение. Характер и масштаб гидротермальных преобразований пород во многом определяют инженерно-геологические условия геотермальных районов.

1. Под действием гидротермальных процессов меняются не только свойства — может измениться и класс грунтов: скальные массивы превращаются в толщи дисперсных грунтов, и наоборот. В геотермальных районах Камчатки и Курильских островов нередко наблюдается преобразование скальных вулканических массивов в дисперсные глинистые толщи. И наоборот, рыхлые пирокластические отложения или слаболитифицированные туфы превращаются в прочные и плотные толщи вторичных кварцитов, опалитов или высокотемпературных пропилитов. Гидротермально измененные породы являются основаниями сооружений геотермальных станций. В частности, Верхне-Мутновская ГеоТЭС построена на аргиллизированных и пропилитизированных вулканогенных породах, относящихся к скальным и полускальным грунтам; основанием Паужетской ГеоТЭС являются аргиллизированные



Рис. 2. Оползни, образованные в гидротермальных глинах (Мутновский геотермальный район)



Рис. 3. Трубопровод, доставляющий пароводяную смесь от эксплуатационной скважины на Паужетскую геотермальную станцию

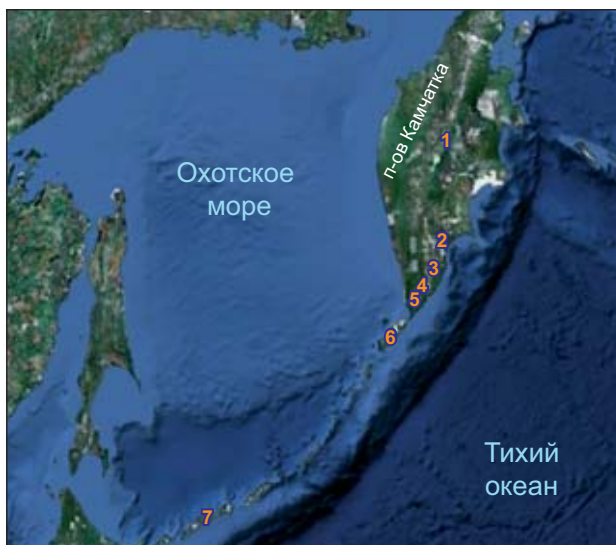


Рис. 4. Схема расположения исследованных гидротермальных систем: 1 — Эссовская; 2 — Паратунская; 3 — Мутновская; 4 — Паужетская; 5 — Кошелевская; 6 — Северо-Парамуширская; 7 — вулкана Баранского (Океанское ГТМ)

и цеолитизированные туфы. Гидротермально измененные породы служат основаниями для трубопроводов, доставляющих пароводяную смесь от эксплуатационных скважин и сепараторов к электростанциям (рис. 2).

2. Гидротермальные преобразования приводят к активизации геологических процессов. В частности, на термальных полях, приуроченных к склонам вулканов, наблюдаются оползни течения (спльвы, оплывины), образующиеся во вновь сформированных пластичных глинистых толщах, залегающих на скальном основании (рис. 3). Также возможно формирование оползней блокового типа в скальных грунтах, поверхностями скольжения которых являются увлажненные глинистые горизонты, образованные в результате гидротермальной переработки трещиноватых вулканогенных пород. Подобный феномен произошел 7 июня 2007 г. в Долине Гейзеров на Камчатке [19]. Такие явления часто отмечаются и на других ГТС.

3. Гидротермальные преобразования изменяют гидрогеологические условия. Так, сопровождающие гидротермальные процессы выщелачивание и формирование вторичной пористости или, напротив, заполнение пор и трещин вторичными минералами вызывают изменение структуры проницаемости массива. В результате закрываются старые и формируются новые пути движения термальных вод, что, в свою очередь, изменяет гидродинамический режим ГТС. Это может отразиться на продуктивности эксплуатационных скважин. В частности, как показывает опыт эксплуатации многих геотермальных месторождений (ГТМ), в системе нередко происходит изменение термогидродинамического режима и, как следствие, снижается продуктивность скважин, смещается водозабор, возникает необходимость бурения новых скважин и т.д.

4. Изменение физических и физико-механических свойств пород влияет на напряженно-деформированное состояние массива.

С научной точки зрения гидротермально-метасоматические породы представляют собой новый, весьма своеобразный объект грунтоведения. Их изучение актуально в свете основной задачи грунтоведения, заключающейся в изучении состава, строения, состояния и свойств всего глобального многообразия грунтов верхних горизонтов земной коры и в развитии целенаправленных исследований по восстановлению истории формирования свойств грунтов различных классов [2].

Среди научных работ по изучению свойств пород гидротермальных систем следует отметить исследования ученых Геологической службы Исландии [26]. Ими создана и анализируется петрофизическая база данных гидротермально измененных магматических пород Исландии в связи с широким использованием геотермальной энергии для тепло- и электрификации. Немецкие ученые научно-исследовательского гецентра GeoForschungsZentrum (г. Потсдам) проводят экспериментальное моделирование для изучения физических свойств пород в условиях, соответствующих природным



ГТС. Сотрудники Уральской государственной горно-геологической академии исследуют изменения физико-механических свойств пород в зависимости от характера и типа метасоматических процессов на древних эндогенных месторождениях Урала и Центральной Сибири и ставят вопрос о рассмотрении инженерной петрологии метасоматитов в качестве нового научного направления [3].

Сотрудники и студенты кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова совместно с лабораторией геотермии Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН более 20 лет ведут исследования на гидротермальных системах Курило-Камчатского региона [6–8, 15, 17, 20, 22–24], интенсивное освоение геотермальных ресурсов которого позволило данному коллективу собрать представительную коллекцию гидротермально измененных вулканогенных пород (около 1000 образцов), исследовать их состав, строение и физико-механические свойства и выявить закономерности преобразования под влиянием гидротермально-метасоматических процессов. Эти исследования имеют большое значение для оценки инженерно-геологических условий геотермальных районов при проектировании, строительстве и эксплуатации геотермальных станций, а также при разработке рудных и неметаллических (цеолитовых, бентонитовых и др.) месторождений полезных ископаемых.

Методы исследования

В ходе лабораторных исследований определялись следующие свойства грунтов: плотность ρ , плотность твердых частиц ρ_s , общая пористость n , открытая пористость n_o , величина водопоглощения W , гигроскопическая влажность W_z , скорость распространения продольных волн V_p в сухом и в водонасыщенном состояниях, скорость поперечных волн V_s , динамический модуль упругости E_o , прочность на одноосное сжатие R_c , коэффициент размягчения $K_{разм}$. Для дисперсных грунтов также определялись число пластичности I_p , показатель консистенции I_L , относительная деформация набухания ϵ_{sw} , коэффициент сжимаемости a , модуль общей деформации E_o , сцепление C , угол внутреннего трения φ . Все определения проводились по стандартным методикам [5]. Одновременно с определением свойств изучались состав и структура пород. Все образцы описывались макроскопически, в шлифах (с использованием оптических микроскопов ПОЛАМ Л-213М и Olympus) и в аншлифах. Минеральный состав определялся на дифрактометрах ДРОН-6 (аналитиком В.Г. Шлыковым) и ДРОН-УМ1 (аналитиком В.В. Крупской). Часть образцов исследовалась с помощью электронных микроскопов с микрозондовой приставкой Camebax SX-50 (аналитиком Е.В. Гусевой) и LEO 1450VP, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA 300 (аналитиками В.Н. Соколовым и М.С. Черновым).

Геологические условия

Исследования проводились на ГТС Камчатки (Паужетской, Мутновской, Кошелевской, Эссовской, Паратунской) и Курильских островов (Северо-Парамуширской на острове Парамушир, вулкана Баранского на острове Итуруп) (рис. 4).

Курило-Камчатский регион представляет собой островную дугу зоны перехода «океан — континент» северо-западного сегмента Тихоокеанского «огненного кольца». Повышенный конвективный тепловой поток, обеспечивающий геотермальные ресурсы региона, связан с его тектонической позицией над зоной субдукции. В общем случае, геологические, гидрогеологические и геотермические условия Курило-Камчатской островной дуги благоприятны для формирования ГТС, особенно в пределах Центральной и Южной Камчатки и на Курильских островах. Основные преобразования горных пород происходят на глубине от нескольких десятков и сотен метров до первых километров за счет продолжительных (в течение всего времени эволюции систем) метасоматических процессов и циркуляции нагретых подземных вод. При разгрузке парогидротерм на дневной поверхности образуются термальные поля, на которых горные породы интенсивно аргиллизированы или превращены в гидротермальные глины.

Инженерно-геологическая характеристика вулканогенных пород

Вмещающими породами для ГТС Курило-Камчатского региона являются эффузивы, туфы, туффиты и игнимбриты неоген-четвертичного возраста. Эти группы пород существенно различаются между собой по свойствам, что обусловлено различными условиями их формирования (табл. 1).

Эффузивные породы образуются в процессе остывания и кристаллизации лавы, в ходе которых формируются прочные контакты между кристаллами (рис. 5). Это делает эффузивные породы плотными ($\rho = 2,3 \div 2,8$ г/см³) и прочными ($R_c = 70 \div 250$ МПа), обуславливает высокие значения акустических и деформационных свойств ($V_p > 4$ км/с; $E_o = 30 \div 50$ ГПа), относительно низкую пористость и проницаемость (за исключением краевых частей потоков). Вследствие низкой проницаемости и наличия прочных контактов между кристаллами эффузивы оказываются достаточно устойчивыми к гидротермальным преобразованиям. Обычно лавовые потоки формируют экраняющие горизонты в структуре ГТС, хотя в некоторых случаях они образуют резервуары термальных вод трещинного типа.

Туфы и туффиты характеризуются цементационными контактами между зернами, которые образуются в ходе литификации изначально рыхлых пирокластических отложений (рис. 5). По сравнению с эффузивными породами они отличаются пониженными значениями физических и физико-механических характеристик, высокой пористостью и проницаемостью. Вследствие высо-

кой проницаемости и слабой цементации они интенсивно перерабатываются термальными водами. Замечено, что неогеновые туфы являются более литифицированными и характеризуются высокими значениями упруго-плотностных и прочностных свойств (в среднем $\rho = 2,2 \text{ г/см}^3$, $n = 20\%$, $V_p = 2,4 \text{ км/с}$, $R_c = 60 \text{ МПа}$) по сравнению с туфами плейстоценового возраста (в среднем $\rho = 1,6 \text{ г/см}^3$, $n = 40\%$, $V_p = 2,1 \text{ км/с}$, $R_c = 20 \text{ МПа}$). Туфы и туффиты обычно образуют резервуары порового или порово-трещинного типа, хотя в некоторых случаях мелко-тонкообломочные туффиты слагают экранирующие горизонты, как, например, в структуре Паужетской ГТС [17].

В отдельную группу следует выделить *игнимбристы*. Они образуются в результате извержения пирокластических потоков и последующего сваривания горячего обломочного материала в монолитную массу. В процессе сваривания витрокластический материал изменяет свою форму (деформируется, сплющивается), наиболее крупные обломки пемзы или стекла превращаются в линзообразные образования (фьямме), в обломках пемзы поры уплощаются, вытягиваются, формируя полосчатые, флюидалные текстуры. Тонкообломочный стекловатый материал нередко сваривается в сплошную монолитную массу, цементирующую породу. Вместе с тем в игнимбристах просматривается пирокластическая обломочная структура (см. рис. 5). Их формирование связано с масштабными извержениями кислого материала и образованием крупных кальдер обрушения. Мощные игнимбристовые покровы могут занимать обширные площади — тысячи и десятки тысяч квадратных километров. Широко известны игнимбристовые толщи

в Италии (Флегрейские Поля), Турции (Анатолия), Новой Зеландии (вулканическая зона Таупо). Инженерно-геологические особенности игнимбристов изучались авторами в районе Мутновского и Горелого вулканов Южной Камчатки, где они слагают мощные толщи неоген-четвертичного возраста и являются основанием сооружений Мутновской ГеоТЭС. По свойствам эти породы занимают промежуточное положение между туфогенными и эффузивными породами (см. табл. 1).

Инженерно-геологические особенности гидротермально измененных пород

Под действием термальных вод различной температуры и состава вулканогенные породы превращаются в гидротермально-метасоматические образования — пропилиты (высоко-, средне- и низкотемпературные), вторичные кварциты, цеолитовые метасоматиты, аргиллизиты, опалиты, кварц-адуляровые метасоматиты. Процесс преобразования включает: (1) разрушение структуры первичных минералов и избирательный вынос слагающих их химических компонентов; (2) осаждение вторичных минералов в порах и трещинах; (3) метасоматическое замещение первичных минералов вторичными, более устойчивыми в новых условиях.

Основными гидротермальными минералами в зависимости от температуры, давления и состава раствора являются: минералы кремнезема (тридимит, кристобалит, опал, халцедон, кварц), глинистые минералы (смектиты, каолинит и др.), хлорит, серицит, цеолиты, кальцит, пренит, эпидот, пирит, алунит, ангидрит, адуляр и др. Первичные компоненты вулканогенных пород (темноцветные

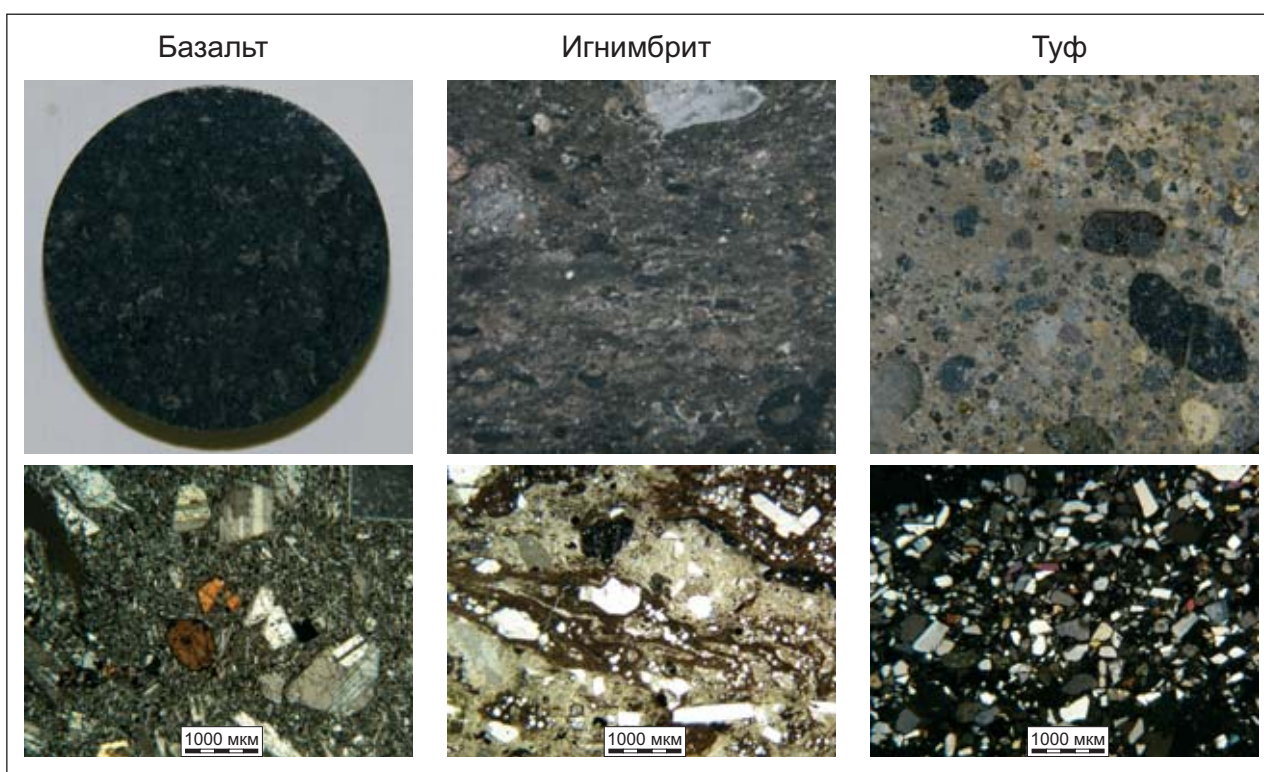


Рис. 5. Фотографии образцов (слева) и шлифов (справа) основных типов вулканогенных пород



минералы, плагиоклазы, вулканическое стекло) замещаются вторичными, причем замещение, как правило, носит псевдоморфный характер. В зависимости от температуры, давления и состава раствора формируется определенная ассоциация вторичных минералов, устойчивых в данных условиях. Ниже рассматриваются инженерно-геологические особенности основных типов гидротермально-метасоматических пород.

Пропилиты

Пропилиты имеют зеленокаменный облик. Они образуются под воздействием близонейтральных (от слабокислых до слабощелочных) сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных терм с температурой 150–350°C [10]. Химизм процесса заключается в перераспределении основных компонентов породы без существенного выноса-привноса вещества (за исключением CO_2 , H_2S , H_2O , Cl_2 , F_2 и других летучих веществ). Типоморфные минералы пропилитов — хлорит, эпидот, альбит, кварц, пренит, серицит, цеолиты, кальцит, пирит, гематит, адуляр, сфен. Среди первичных компонентов вулканогенных пород в первую очередь изменяется вулканическое стекло и оливин, позднее — основные плагиоклазы, пироксены и роговая обманка. Наиболее устойчивыми являются кислые плагиоклазы, ортоклаз и кварц. Одновременно происходит заполнение пустот и образование миндалекаменной текстуры. Ранние метасоматиты пересекаются прожилками, что завершает основную стадию превращения. При пропилитизации, как правило, сохраняются реликтовые первичные минералы.

В зависимости от минерального состава и температуры образования выделяются различные типы (или минеральные фации) пропилитов (рис. 6, 7). В частности, выделяются три их температурные ступени [4]: (1) высокотемпературные (кварц-эпидот-актинолитовые); (2) среднетемпературные (кварц-эпидот-хлоритовые); (3) низкотемпературные (кварц-кальцит-хлоритовые).

Средне- и высокотемпературные пропилиты

Средне- и высокотемпературные пропилиты широко распространены на Океанском, Мутновском, Паратунском, Северо-Курильском ГТМ. Основными вторичными минералами здесь являются кварц, хлорит, альбит, эпидот, серицит, вайрацит, пирит (см. рис. 6). При пропилитизации формируются более прочные контакты между зернами, кристаллами, а главное, исчезает межкристаллическая пористость, что приводит к уплотнению и упрочнению пород ($R_c > 100$ МПа), повышению их упругих характеристик ($V_p > 4\div 5$ км/с; $E_0 = 35\div 60$ ГПа), снижению пористости, удалению гигроскопической влаги. В наибольшей степени это проявляется для туфов, в меньшей степени — для эффузивных пород. Значения параметров физико-механических свойств средне- и высокотемпературных пропилитов достаточно высоки, хотя и значительно колеблются в зависимости от развития тех или иных вторичных минералов и их количеств, а

также первичных петрографических особенностей пород, что в целом характеризует пропилитизированные толщи как неоднородные (табл. 2).

Низкотемпературные пропилиты

Низкотемпературные пропилиты детально исследованы на Паужетском и Океанском ГТМ. Среди них выделяются две фации — цеолитовая и трансильванская [17].

Цеолитовые пропилиты

Цеолитизация развивается под действием от близонейтральных до щелочных натриево-кальциевых сульфатно-хлоридных с углекислотой растворов [16]. Типоморфными минералами цеолитовых пропилитов являются ломонтит, реже вайрацит, анальцит, а также хлорит, корренсит, гидрослюды и пренит [17]. Процесс цеолитизации начинается с фрагментарного замещения основной массы туфов тонкокристаллическим агрегатом цеолитов и формирования разрозненных скоплений зерен вайракита и ломонтита в основной массе. Плагиоклазы являются слабо цеолитизированными, темноцветные минералы — свежими или хлоритизированными. При усилении процесса цеолитизации базис туфов полностью замещается тонким цеолитовым агрегатом, как правило, ассоциирующим с хлоритом (или корренситом). Цеолиты замещают плагиоклазы, образуют гнезда, заполняют пустоты в основной массе. Роговая обманка и клинопироксены по-прежнему остаются свежими, ромбические пироксены замещаются хлоритом и пренитом. В зоне полной переработки тонкий хлорит-цеолитовый агрегат, замещающий основную массу туфов, как правило, перекристаллизован в крупнозернистые агрегаты, образованные призматическими кристаллами с совершенной спайностью, скрепленными более поздними цеолитами с игльчатым габитусом, формирующимися по мере снижения температуры и пересыщения растворов. Появляются гранобластовые и пойкилобластовые агрегаты вайракита и ломонтита (см. рис. 6). По краям микродруз цеолитов, внутри них, на контактах с обломками пород нередко присутствует хлорит. Зерна плагиоклазов практически полностью замещены. Темноцветные минералы значительно изменены: по трещинкам спайности в кристаллах роговой обманки и клинопироксенов развиваются вайрацит и ломонтит, постепенно захватывающие основную часть зерен. Отмечаются прожилки цеолитов, ассоциирующих с хлоритом. В процессе цеолитизации туфов не только полностью изменяется их минеральный состав, но и утрачивается первичная структура. Туфы превращаются в рыхлую, неоднородную, хлорит-цеолитовую породу с вторичной гранобластово-микропойкилитовой структурой.

Цеолитовые пропилиты являются высокопористыми ($n = 30\div 40\%$) и малопрочными ($R_c < 10$ МПа) породами. Как правило, они относятся к полускальным грунтам. Они не гигроскопичны. Одна из их особенностей — аномально низкая скорость распространения продольных волн ($V_p = 0,9\div 1,0$ км/с). Причиной является формирование пористого

микроагрегата (цеолит-хлоритового, цеолит-корренситового, кварц-цеолит-хлоритового) со слабыми контактами между кристаллами, замещающего матрицу породы и замедляющего время прохождения упругих волн сквозь породу (рис. 8).

Трансильванские пропилиты

Трансильванские (кальцит-гидрослюдистые) пропилиты сложены хлоритом, кальцитом, гидрослюдой (серицитом) с кварцем, пиритом, адуляром,

альбитом. Изменения заключаются в равномерном замещении основной массы туфов хлоритом и гидрослюдой, нередко при участии кварца в виде заполнения пор и в форме гнездовидных зон, а также кальцита в виде мелких кристаллов-бластов и их скоплений. Кристаллокласты плагиоклазов в различной степени гидрослюдизированы и карбонатизированы. Темноцветные минералы часто перекристаллизованы в кальцит и хлорит, иногда окварцованы. Замещение носит ярко выраженный

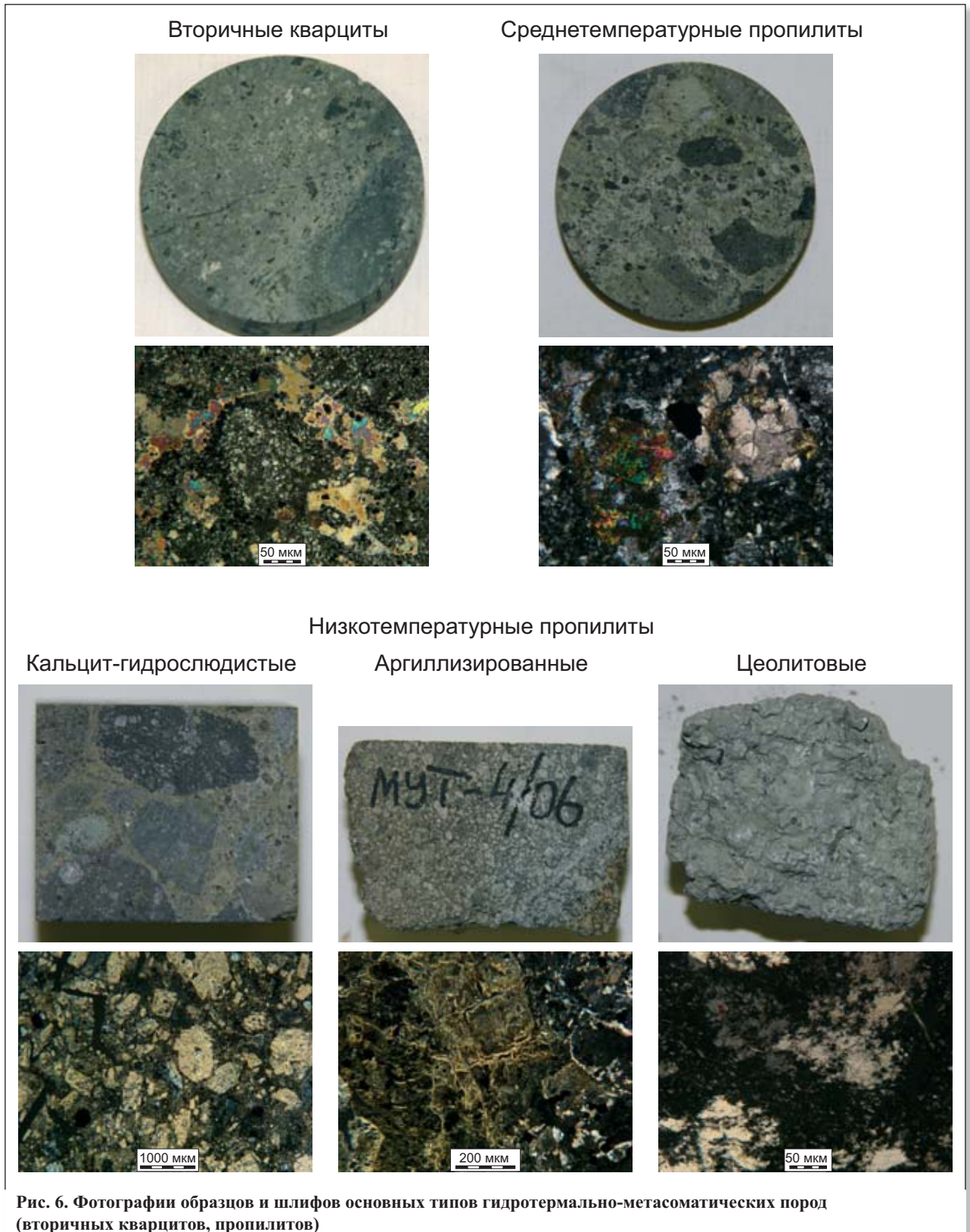


Рис. 6. Фотографии образцов и шлифов основных типов гидротермально-метасоматических пород (вторичных кварцитов, пропилитов)

псевдоморфный характер (см. рис. 6). Поры и трещины выполнены хлоритом, кальцитом и кварцем.

Трансильванские пропилиты — достаточно плотные породы ($\rho = 2,1 \div 2,4 \text{ г/см}^3$, $n = 10 \div 20\%$). Их гигроскопическая влажность колеблется в широком интервале от 0,7 до 3,9%, что связано с присутствием различных генераций гидрослюды, представленной как собственно гидрослюдой, так и смешанослойными смектит-гидрослюдыстыми образованиями с различным содержанием смектитовых слоев. Значения V_p достаточно высоки — как правило, превышают 3,0 км/с. Прочность варьирует в интервале 30-80 МПа. Высокие значения физических и физико-механических характеристик, низкая гигроскопическая влажность и пористость характерны для пород, в цементации которых наряду с хлоритом существенная роль принадлежит кальциту и кварцу. Появление в большом количестве смешанослойных хлорит-смектитовых и иллит-смектитовых образований резко снижает значения плотности и физико-механических свойств: ρ падает до $2,0 \text{ г/см}^3$, V_p — до 1,5 км/с, R_c — до 15 МПа.

Аргиллизированные пропилиты

Основным минералогическим критерием выделения аргиллизированных пропилитов является замена собственно гидрослюды смешанослойными образованиями гидрослюды-смектитового состава, которые в ассоциации с хлоритом (20-30%), кальцитом (до 20%) и аморфным кремнеземом нередко полностью преобразуют вулканогенные породы (см. рис. 6). Цементирующая масса выполнена глинистым гидрослюды-смектитовым веществом, характеризующимся листоватым микростроением, при участии аморфного кремнезема, а также кальцита в виде отдельных зерен и их скоплений. Обломки плагиоклазов полностью выщелочены, и образованные пустоты заполнены «поздними» хлоритом и кальцитом, отороченными каемками гидрослюды. В редких случаях просматриваются выщелоченные изнутри «останцы» плагиоклазов. Поровое пространство заполнено в основном хлоритом, иногда поры открыты.

Кальцит-смектит-гидрослюдыстые пропилиты — высокопористые породы ($n = 30 \div 43\%$) с плот-

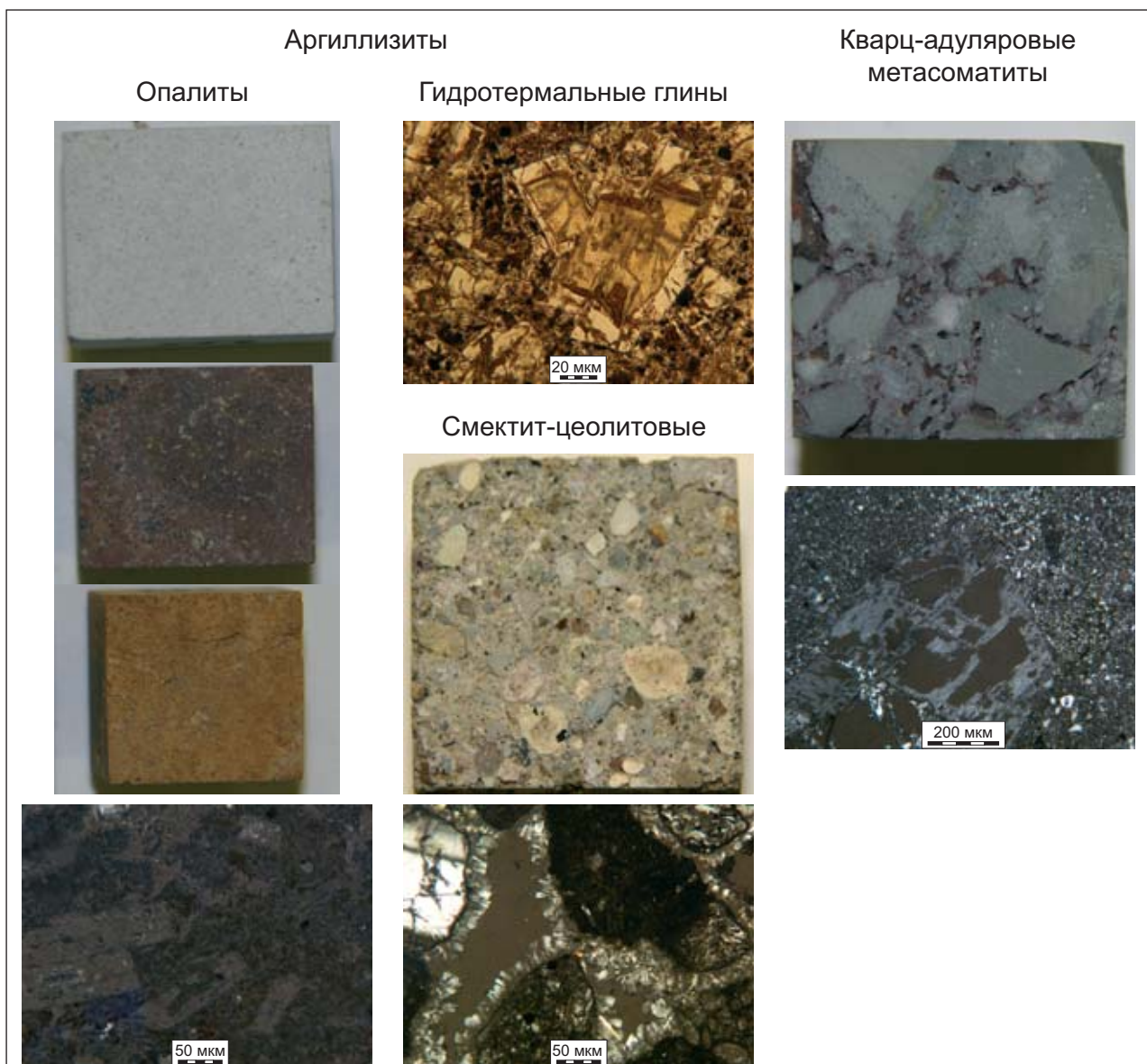


Рис. 7. Фотографии образцов и шлифов основных типов гидротермально-метасоматических пород (аргиллизитов, кварц-адуляровых метасоматитов)

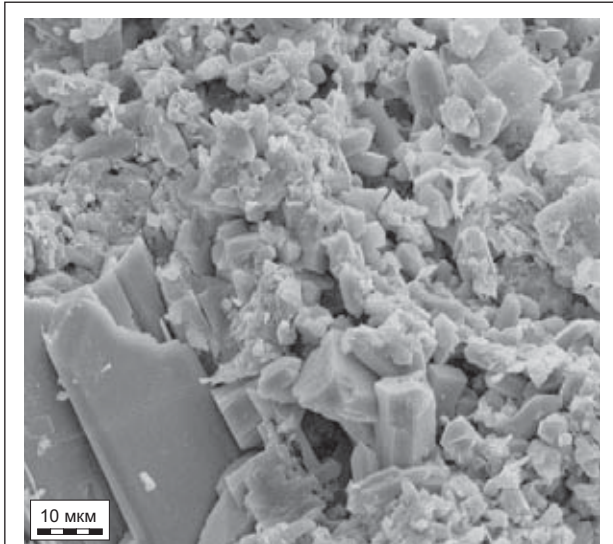


Рис. 8. Микростроение цеолит-корренситового цемента в цеолитовом пропилите (Паужетская ГТС)

ностью, не превышающей $2,0 \text{ г/см}^3$, а в среднем составляющей $1,85 \text{ г/см}^3$. В результате присутствия большого количества глинистых минералов они гигроскопичны (W_p до $5,4\%$). Значения V_p в большинстве случаев находятся в интервале $2,0\text{--}2,5 \text{ км/с}$. Однако в отдельных случаях присутствует значительное количество кальцита (до $15\text{--}20\%$), который как бы «пропитывает» породу, образуя цемент, замещает пироксены, развивается по трещинам, выполняет поровое пространство, обуславливает высокие значения V_p , достигающие $3,7\text{--}3,8 \text{ км/с}$. В других случаях, напротив, V_p снижается до $1,75 \text{ км/с}$ за счет присутствия большого количества глинистых минералов. Прочность варьирует в интервале $15\text{--}30 \text{ МПа}$. При водонасыщении значения R_c и V_p стабильно уменьшаются в результате «расклинивающего действия» и ослабления структурных связей при набухании смешанослойных минералов.

Вторичные кварциты

Вторичные кварциты образуют большую группу гидротермально-метасоматических пород, основными минералами которых являются кварц и серицит (см. рис. 6). В качестве второстепенных минералов могут присутствовать высокоглиноземистые минералы — андалузит, алуниг, пиррофиллит и др. [11].

Вторичные кварциты представляют собой светлые породы с массивной или пятнистой текстурой, мелко- или среднезернистой структурой. Иногда они характеризуются повышенной пористостью, образованной в результате выщелачивания. Среди микроструктур наиболее типичны бластопорфировая (по эффузивным породам), бластокластическая (по туфам и брекчиям). Нередко образуются вторичные микроструктуры — гранобластовая, лепидогранобластовая, пойкилобластовая, нематобластовая.

Образование вторичных кварцитов происходит под действием кислых высокотемпературных растворов ($T = 300\text{--}550^\circ\text{C}$, $\text{pH} = 1\text{--}4$). Химизм процесса заключается в выщелачивании большинства петрогенных компонентов, кроме кремния и алюминия [11].

В зависимости от присутствия и преобладания того или иного минерала выделяют различные типы или минеральные фации вторичных кварцитов. В их составе обычно выделяются две генерации кварца. Ранний кварц образует зерна размером в сотые-десятые доли миллиметра и их скопления, которые составляют фон породы, нередко образуя гранобластовую микроструктуру. Кварц поздней генерации формирует тонкую сеть мелких ветвящихся прожилков. Серицит тоже представлен двумя генерациями. Ранний серицит развивается в виде мелких чешуек, образующих псевдоморфозы по плагиоклазам или рассеянные скопления по породе. Более поздний серицит выполняет прожилки. Алуниг развивается в виде псевдоморфоз по полевым шпатам, образует разрозненные скопления в основной массе, мелкие прожилки. Размер пластинок — десятые доли миллиметра. Пирит типичен для всех вторичных кварцитов. Он образует отдельные кристаллы или входит в состав агрегатных псевдоморфоз по темноцветным минералам, иногда встречается в кварцевых прожилках. Отмечаются мельчайшие зерна рутила, образующие скопления по первичным минералам. Инженерно-геологические особенности вторичных кварцитов детально изучались на Океанском ГТМ, где они были вскрыты в зоне экзоконтакта неогеновых туфов с диоритовым субвулканическим телом — предполагаемым источником тепла системы. Вторичные кварциты здесь представлены двумя фациями — кварц-серицитовой и кварц-алунитовой.

Кварц-серицитовые метасоматиты

Гидротермальные изменения проявляются в полном замещении туфов криптокристаллическим, реже мозаичным кварцем, фрагментарно в ассоциации с серицитом в виде мелких чешуек с образованием вторичной гранобластовой, лепидогранобластовой структуры. Реликты исходной структуры прослеживаются благодаря псевдоморфозам серицита и адуляра по плагиоклазам. Микротрещины полностью заполнены гребенчатым кварцем в ассоциации с вайрацитом, эпидотом, кальцитом, пиритом, ангидритом. В результате вторичных изменений породы становятся однородными, монолитными, плотными ($\rho = 2,4\div 2,6 \text{ г/см}^3$), «сливными». Это обуславливает высокие значения прочностных ($R_c > 100 \text{ МПа}$) и деформационных ($E_0 = 30\div 70 \text{ ГПа}$) свойств. Породы не гигроскопичны и не размягчаемы при водонасыщении. Характеризуются хрупким характером разрушения под нагрузкой. Среди гидротермально-метасоматических пород вторичные кварциты отличаются наибольшими значениями параметров физико-механических свойств (см. табл. 2). Другим важным фактором является то, что изменчивость свойств в пределах толщи вторичных кварцитов невелика, т.е. породы достаточно однородны.

Кварц-алунитовые метасоматиты

Кварц-алунитовые метасоматиты представляют собой осветленные (светло-желтые, бежевые, бе-



лые) породы с матовым блеском, сложенные мелкими зернами вторичного кварца (до 75%) и алунита (до 25%). Алунит образует псевдоморфозы по полевоому шпату, развивается в виде гнезд, скоплений, прожилок, отдельных табличек в кварцевом микроагрегате основной массы. Происходит полная перекристаллизация пород с потерей исходной структуры. Породы приобретают вторичную структуру, становясь при этом плотными ($\rho = 2,30 \div 2,46 \text{ г/см}^3$), низкопористыми ($n = 6 \div 13\%$), однородными. Вследствие этих характеристик кварц-алунитовые метасоматиты обладают высокими значениями V_p — в диапазоне 3,7–5,0 км/с. Прочность колеблется в широком интервале — от 30 до 120 МПа. Это связано с количественным соотношением кварца и алунита. Наиболее прочными являются породы, в которых алунит замещает вкрапленники плагиоклазов и единичные литокласты, находясь при этом как бы внутри кварцевого микроагрегата, слагающего основную массу породы и определяющего ее прочность. При этом количество его не превышает 10%. Увеличение содержания алунита до 25%, развитие его в виде скоплений в основной массе, на контактах кварцевых зерен снижает прочность в 4 раза.

Аргиллизиты

Под «аргиллизацией» большинством геологов понимается метасоматическое замещение исходных пород глинистыми минералами. Считается, что она сопряжена с завершающими этапами развития гидротермального процесса [9]. Обычно аргиллизиты формируются в условиях малых глубин и низких температур ($T = 50\text{--}150^\circ\text{C}$).

В зависимости от условий формирования вторичных минералов выделяют несколько фаций аргиллизитов: цеолит-сметитовую, сметитовую, каолинит-сметитовую, каолинитовую, опал-каолинитовую, алунитовую, моноопалитовую (см. рис. 7).

Сметиты, образующиеся под воздействием слабых кислотных или субнейтральных растворов с температурой до 150°C (монмориллонит, бейделит, нонтронит, сапонит), представляют среди аргиллизитов наиболее распространенную группу минералов (рис. 9, а). Весьма характерной является группа высококремнистых цеолитов (морденит, клиноптилолит, гейландит, рис. 9, б, в). Они образуются под действием щелочных термальных растворов в условиях низких температур ($T < 130\text{--}150^\circ\text{C}$) и давления. Минералы группы каолинита также широко распространены (рис. 9, з). Они формируются в приповерхностных условиях под действием кислотных низкотемпературных растворов. В ультракислых низкотемпературных растворах ($\text{pH} = 1\text{--}4$; $T < 100^\circ\text{C}$) образуются минералы кремнезема (опал, низкотемпературные кристобалит и тридимит, халцедон) и алунит (рис. 9, д). Характерной особенностью приповерхностных аргиллизитов является широкое развитие неравновесных ассоциаций и метастабильных фаз.

Гидротермальные глины

Гидротермальные глины, слагая верхние части разреза в пределах термальных полей и сопряженных с ними областей, служат основанием для инженерных сооружений, в частности строений геотермальных станций. Процессу формирования гидротермальных глин и их минералогическим особенностям посвящены работы В.А. Ерошева-Шака, С.И. Набоко, А.Д. Коробова и других исследователей. Однако в научной литературе практически нет работ, рассматривающих инженерно-геологические особенности этих своеобразных пород. Первыми работами в этой области являются исследования микростроения и свойств глин, проводимые сотрудниками кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова совместно с ИВиС ДВО РАН [15].

Аргиллизация вызывает снижение плотностных и главным образом прочностных и упругих характеристик пород. Существенно возрастает гигроскопическая влажность, породы приобретают пластические свойства, теряют прочность при водонасыщении (размягчаются или размокают), иногда набухают. Вследствие развития глинистых минералов формируется вторичная пористость (до 40–50%), однако проницаемость при этом снижается, т.к. поры характеризуются ультрамалым размером и не пропускают флюиды сквозь породу. В приповерхностной зоне на термальных полях нередко происходит полное превращение вулканогенных пород в гидротермальные глины. При этом замещение обычно имеет псевдоморфный характер и породы сохраняют первичную структуру.

Гидротермальные глины исследованы на термальных полях Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) и вулкана Баранского (Океанское ГТМ, о. Итуруп). В частности, на Нижнекошелевском термальном поле под действием кислотных и слабых кислотных ($\text{pH} = 3,5 \div 5,5$; T до 95°C) сульфатных смешанного катионного состава и гидрокарбонатно-сульфатных аммониевых вод [13] андезиты постепенно преобразуются в глины. Преобразование начинается по проницаемым зонам вулканогенной толщи — зонам трещиноватости, в которые в первую очередь проникают термальные растворы. В результате стенки трещин замещаются глинистыми минералами. Постепенно трещины расширяются, в зону переработки захватываются все большие участки вулканитов. Сформированная толща глин неоднородна, содержит фрагменты андезитов (рис. 10). Включения андезитов — сильно трещиноватые, ожелезненные, аргиллизированные. Можно предположить, что их растрескивание происходит под действием давления набухания, развиваемого окружающей их увлажненной глинистой толщей. Глины имеют сметитовый состав и псевдоморфную структуру, унаследованную от андезита (см. рис. 7). Анализ гранулометрического состава показал, что преобладают частицы размером менее 0,005 мм. При перерождении андезитов в глины происходит резкое снижение плотности (для андезитов 2,5–2,6 г/см³; для глин до 1,00–1,05 г/см³)

Таблица 1

Средние значения показателей свойств вулканогенных пород геотермальных районов Камчатки и Курильских островов							
Порода	Возраст	ρ_d , г/см ³	n , %	V_p , км/с	R_c , МПа	$K_{разм}$	Кол-во образцов
Эффузивные породы (базальты, андезиты)	N-Q	2,6	8	4,55	145	0,80	64
	Q	1,6	38	2,20	23	0,49	120
Туфы	N	2,2	21	2,35	46	0,59	66
	N-Q	2,2	15	3,50	73	0,85	8

и увеличение пористости от первых процентов до 60%. Толща пород приобретает пластические свойства ($I_p = 30$), становится гигроскопичной и склонной к набуханию при увлажнении [7].

Другие объекты, на которых были исследованы разрезы гидротермальных глин, — термальные поля Старозаводское и Кипящее на склоне вулкана Баранского (Океанское ГТМ).

Для Старозаводских источников характерны кислые и субнейтральные сульфатные кальций-магниевые (натриевые) смешанные термы. Их образование связано с дегазацией глубинных терм, конденсацией водяного пара и окислением содержащегося в нем сероводорода до серной кислоты. Температура термальных растворов колеблется от 55 до 97°C, pH изменяется от 2,5 до 6,2. Общая минерализация разгружающихся на дневной поверхности вод не превышает 1 г/л. Состав преобладающих газов: CO₂ — 71%, N₂ — 11%, H₂S — 5%.

Ручей Кипящая Речка, прорезая термальное поле, вскрывает горизонт глин видимой мощностью 1,5 м. В верхней части распространены белые глины мощностью 30–50 см, ниже имеется небольшой прослой бурых глин (10 см), подстилаемый голубыми глинами. Глины сохраняют первичную вулканогенно-обломочную структуру материнских пород, поэтому визуально их можно принять за туфы. Однако, как показал рентгеноструктурный анализ, первичный вулканогенный материал туфов полностью переработан и замещен вторичными минералами, в первую очередь глинистыми и кремнистыми. В разрезе глинистого горизонта обнаружены некоторые закономерности изменения минерального состава и свойств. По данным рентгеноструктурного анализа, количество глинистых минералов изменяется от 21% в нижней части разреза до 8% в верхней. Преобладают глины каолинитового состава с несовершенной структурой. В нижней части разреза («голубые глины») выявлен смектит, его содержание не превышает 2%. Детальный рентгеноструктурный анализ показал, что это очень дисперсный монтмориллонит с беспорядочной структурой. По-видимому, процесс каолинизации последовал после образования монтмориллонита (т.е. является наложенным). Этому может способствовать прогрессирующее подкисление термального раствора. По разрезу глинистого горизонта меняются содержание и преобладающие формы кремнезема. В целом вверх по разрезу содержание кремнезема существенно возрастает — от 28 до 84%. Нижняя зона характеризуется наименьшим содержанием кремнезема, исключительно в виде дисперсного кварца (28%). В сред-

ней части разреза — максимальное количество форм кремнезема (кварц — 2%; кристобалит — 15–18%; тридимит — 14–43%; опал). В верхней зоне преобладает тридимит (68%), тогда как содержание кристобалита (12%) и кварца (4%) не столь значительно. Следует отметить, что в составе исследуемых пород обнаружено значительное количество рентгеноаморфного вещества. Его максимальное количество, зафиксированное в нижнем слое (44–46%), снижается вверх по разрезу до 9–10%. В составе глин также обнаружены следы цеолитов (гейландит), алунита, пирита, марказита. Реликты первичных магматических минералов не обнаружены.

Гранулометрический состав исследуемых грунтов примерно одинаков: преобладают крупнопылеватая (40%) и тонкопесчанистая (50%) фракции. Доли остальных фракций — первые проценты. Содержание глинистой фракции составляет 2%. Глины характеризуются высокой пористостью ($n = 55 \div 63\%$) и низкой плотностью скелета грунта (1,0–1,1 г/см³). Плотность твердой фазы составляет 2,63–2,64 г/см³ у каолинистых грунтов и 2,73–2,75 г/см³ у каолинит-смектитовых. Гигроскопическая влажность составляет 4,2–6,5%. Вероятно, гигроскопичной является рентгеноаморфная составляющая грунтов, что объясняет высокую гигроскопическую влажность породы при отсутствии монтмориллонита. Глины находятся в мягкопластичной консистенции ($I_L = 0,55 \div 0,70$). Число пластичности I_p составляет 20 у каолинистых глин, 35–46 у каолинит-смектитовых (по числу пластичности грунты относятся к глинам). Каолинит-смектитовые грунты являются слабонабухающими (деформация набухания $\varepsilon_{sw} = 4–5\%$). Каолинистые глины при замачивании не набухают.

Исследования деформационных свойств показали, что каолинистые грунты верхней части разреза обладают повышенной сжимаемостью ($a = 0,6$ МПа⁻¹, $E_o = 1,7$ МПа для интервала нагрузок 0,1–0,2 МПа), подстилающие их каолинит-смектитовые грунты относятся к сильносжимаемым ($a = 1,4$ МПа⁻¹, $E_o = 0,8$ МПа). Угол внутреннего трения и сцепление, определенные для каолинит-смектитовых глин нижней зоны, характеризуются низкими значениями ($\varphi = 8 \div 12^\circ$; $C = 0,008 \div 0,01$ МПа, неконсолидированный сдвиг). В целом толщи гидротермальных глин неоднородны, т.к. в отличие от осадочных пород они образуются не в результате осаждения в водной среде, а под действием постепенного метасоматического преобразования вулканогенных пород, происходящего в

твердом состоянии. В результате в глинистой толще сохраняются реликты первичных пород в виде обломков разного размера. Даже в случае полной переработки всей толщи обычно видна первичная структура вулканогенных пород.

Смектит-цеолитовые породы

Смектит-цеолитовые породы детально исследованы в пределах Паужетской и Эссовской ГТС. Типоморфными минералами здесь являются смектиты, высококремнистые цеолиты (клиноптилолит, морденит, гейландит), аморфный кремнезем (опал, тридимит, кристобалит). Стекловатый базис туфов

полностью перекристаллизован в тончайший зернистый цеолитовый агрегат, кристаллическая структура которого неразличима в шлифах, но хорошо просматривается в электронном микроскопе при больших увеличениях (на снимках видно, что цементирующая масса туфа образована прямоугольно-таблитчатыми, пластинчатыми кристаллами клиноптилолита совместно с волокнисто-игольчатыми кристаллами морденита, рис. 9, б, в). Цеолиты часто развиваются на поверхности обломков пород, образуя цемент пленочного типа (см. рис. 7). Нередко клиноптилолит ассоциирует со смектитом, развивающимся по наиболее проницаемым

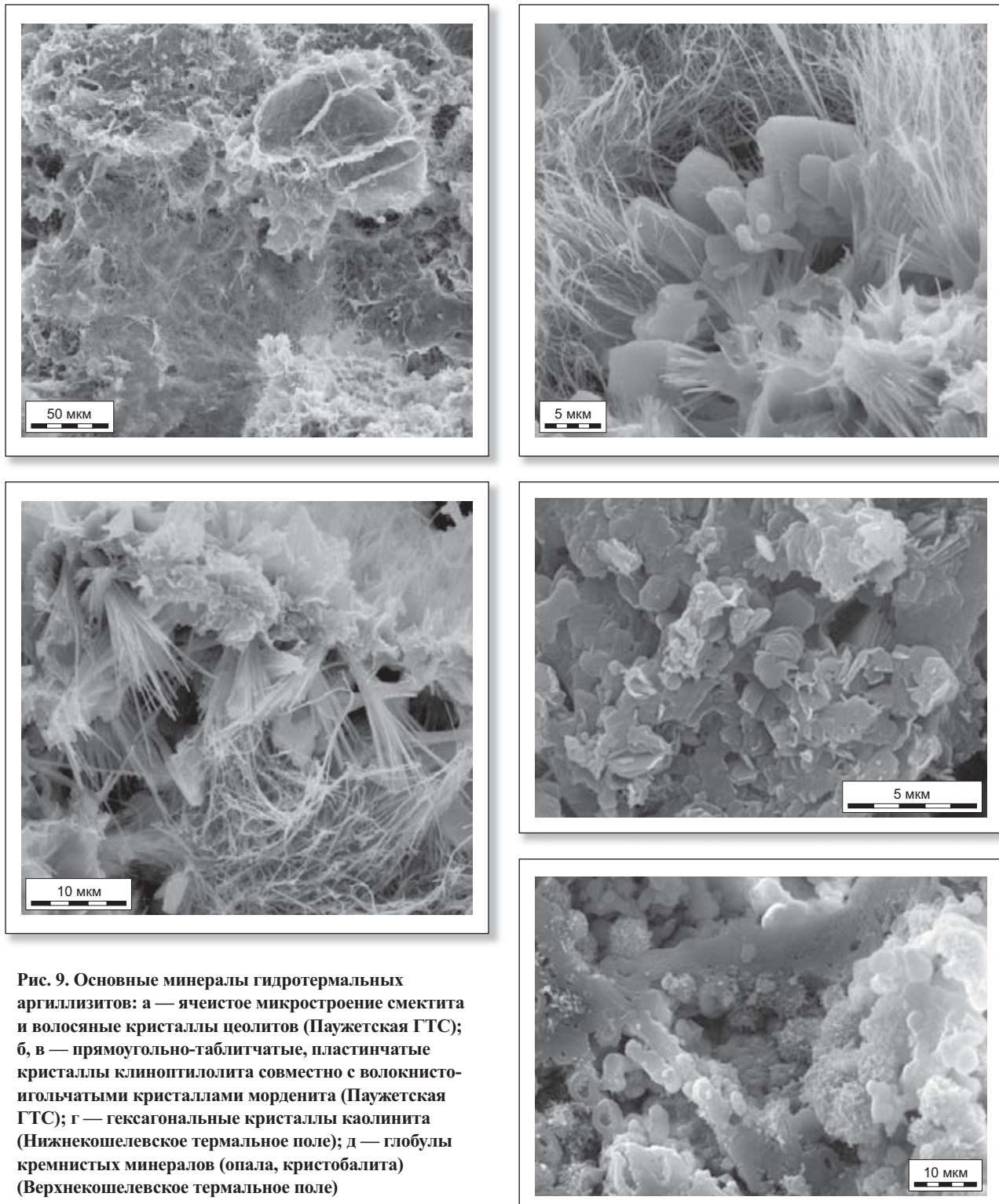


Рис. 9. Основные минералы гидротермальных аргиллизитов: а — ячеистое микростроение смектита и волосяные кристаллы цеолитов (Паужетская ГТС); б, в — прямоугольно-таблитчатые, пластинчатые кристаллы клиноптилолита совместно с волокнисто-игольчатыми кристаллами морденита (Паужетская ГТС); г — гексагональные кристаллы каолинита (Нижнекошелевское термальное поле); д — глобулы кремнистых минералов (опала, кристобалита) (Верхнекошелевское термальное поле)

зонам. При этом количественное соотношение цеолитовых и глинистых минералов сильно варьирует. Наряду с цеолитами и смектитами в строении основной массы принимает участие аморфный кремнезем. Для смектит-цеолитовых пород практически всегда характерны реликты первичного обломочного материала.

Смектит-цеолитовые породы отличаются низкой плотностью ($\rho = 1,07-1,70$, в среднем — $1,40$ г/см³), высокой пористостью ($n = 33\div 57\%$), что связано, во-первых, с присутствием значительного количества смектитов, во-вторых, с формированием цеолитами хотя и жесткой, но пористой и «ажурной» микроструктуры. Породы в целом гигроскопичны (в среднем $W_c = 3,2\%$), хотя величина гигроскопической влажности зависит от количественного соотношения смектитов и цеолитов, достигая 5% при обилии глинистых минералов и уменьшаясь ниже 1% при доминировании цеолитов. Показатель V_p изменяется в пределах $1,45-2,50$ км/с (в среднем $V_p = 2,0$ км/с).

Прочность пород варьирует в широком интервале (от 3 до 30 МПа) и зависит, по-видимому, не только от количества смектитов и цеолитов, но и от характера их распределения. Наиболее прочными ($R_c = 25\div 30$ МПа) являются породы, цементированные скрытокристаллическим цеолитовым агрегатом при участии опала, в которых смектиты замещают отдельные витрокласты и на прочностные свойства породы не влияют. Развитие листочков глинистых минералов между зернами цеолитов нарушает жесткие связи цеолитового каркаса и приводит к значительному снижению прочности, в среднем до 10 МПа. Прочность пород, в которых преобладают смектиты, а цеолиты или отсутствуют или имеют подчиненное значение, не превышает первые МПа. Обилие глинистых минералов обуславливает падение прочности на 50-75% при водонасыщении.

Опалиты

Опалитизация обычно является приповерхностным процессом, происходящим под действием сернокислотного выщелачивания пород кислотными, ультракислыми термальными водами с температурой, не превышающей 100°C. Она заключается в выщелачивании первичных компонентов породы и замещении минералами кремнезема — опалом, кристобалитом, тридимитом, кварцем. Динамика изменения свойств при опалитизации зависит от того, какая порода подвергается изменению. Слабощементированные, пористые туфы под действием опалитизации становятся более прочными, повышаются их упругие характеристики, несмотря на то что уплотнения не происходит и пористость остается высокой. Основной причиной является формирование жесткого кремнистого каркаса — пористого, но более прочного по сравнению со слабой первичной цементацией туфов. В частности, неизменные туфы Мутновской ГТС характеризуются следующими значениями показателей свойств: $\rho = 0,9\div 1,5$ г/см³; $n = 40\div 60\%$; $V_p = 1,5\div 2,2$



Рис. 10. Формирование гидротермальных глин по андезитам (Нижнекошелевское термальное поле)

км/с; $R_c \leq 10$ МПа. У пород, преобразованных в опалиты: $\rho = 1,5\div 1,9$ г/см³; $n = 30\div 40\%$; $V_p = 2,0\div 3,3$ км/с; $R_c = 20\div 30$ МПа. В некоторых случаях происходит осаждение кремнезема и заполнение пор тонкокристаллическим кварцем или халцедоном, что приводит к формированию более плотных ($n = 10\%$) и прочных ($R_c = 50$ МПа) пород.

При опалитизации сильно литифицированных, плотных туфов и эффузивных пород наблюдается противоположная тенденция — снижение плотности, прочности, упругих характеристик, формирование вторичной пористости. В частности, для андезитов с термальных полей Кошелевской ГТС удалось выстроить последовательный ряд по степени изменения пород — от свежего андезита до такой полностью переработанной породы, как белый, легкий, пористый опалит. С увеличением степени переработки пород происходит вынос большинства петрогенных компонентов и концентрирование SiO₂. Микролиты и вулканическое стекло преобразуются в кристобалит. Фенокристаллы выщелачиваются и замещаются тонкокристаллическим агрегатом кристобалита, иногда с примесью каолинита. Каолинит характерен для промежуточных стадий переработки, тогда как конечный продукт изменения практически целиком сложен кристобалитом. Замещение носит псевдоморфный характер. Вследствие выщелачивания и выноса первичных компонентов формируется вторичная пористость (андезиты — 8%, опалиты — 37%), уменьшается плотность твердой фазы (от 2,85 до 2,31 г/см³), снижаются значения упруго-плотностных свойств, прочность на одноосное сжатие уменьшается в 4 раза (от 120 до 30 МПа). Снижение значения коэффициента Пуассона (от 0,31 до 0,14) связано с формированием пористой, «ажурной», но в то же время жесткой текстуры опалитов.

Кварц-адуляровые метасоматиты

Эти породы образуются в особых термодинамических и геохимических условиях, характеризую-



щихся фазовым переходом «жидкость — пар». Такие условия характерны для открытых тектонических нарушений, где происходит резкое падение литостатического давления, в результате чего гидротермы закипают и их кипение приводит к значительному снижению температуры [17]. Кипение может происходить также по мере подъема гидротерм к поверхности при пересечении точки кипения при данных давлении, температуре и составе раствора. Процесс кипения сопровождается потерей тепла и снижением температуры, отделением газовой составляющей, ошелачиванием раствора. Зоны перехода «жидкость — пар» образуются на различных глубинах. Они фиксируются кварц-адуляровой минеральной ассоциацией (иногда с вайрацитом, пренитом и эпидотом), в основе которой лежит тонко- и крипнокристаллический мозаичный кварц и почти всегда адуляр (рис. 7). Интенсивно окварцованные породы отличаются высокими плотностью ($\rho = 2,3 \div 2,4 \text{ г/см}^3$) и прочностью ($R_c > 80 \div 100 \text{ МПа}$), большими значениями V_p , составляющими $4,0 \div 4,2 \text{ км/с}$. Между тем противоположное влияние на свойства оказывает наличие крупных пустот выщелачивания, характерных для этой зоны. В этом случае формирование вторичной пористости снижает плотность ($\rho < 2,0 \text{ г/см}^3$), упругие ($V_p \sim 3,0 \div 3,5 \text{ км/с}$) и прочностные ($R_c = 40 \text{ МПа}$) характеристики пород.

Заключение

Термальные воды, воздействуя на вулканыты, вызывают их существенные преобразования и приводят к формированию целого ряда гидротермально измененных пород — пропилитов, вторичных кварцитов, кварц-адуляровых метасоматитов, цеолитовых пород, аргиллизитов, опалитов. Эти породы, образованные в результате единого гидротермально-метасоматического процесса (хотя и в разных условиях), разнообразны по своим ин-

женерно-геологическим особенностям и принадлежат к разным классам грунтов.

Наиболее плотными, прочными, низкодеформируемыми являются средне- и высокотемпературные образования — среднетемпературные пропилиты, вторичные кварциты, кварц-адуляровые метасоматиты. Они относятся к скальным грунтам: прочным и высокой прочности, низкопористым, неразмягчаемым.

Цеолитовые пропилиты, аргиллизированные пропилиты, смектит-цеолитовые аргиллизиты могут относиться как к скальным, так и к полускальным грунтам.

Наиболее сложными в инженерно-геологическом плане являются гидротермальные глины, слагающие пространственно неоднородные толщи в приповерхностной зоне и представляющие собой дисперсные грунты — пластичные, гигроскопичные, повышенной сжимаемости, иногда набухающие.

Анализируя динамику гидротермального процесса с точки зрения изменения свойств пород можно сделать вывод, что высокотемпературные растворы, воздействуя на вулканогенные породы, вызывают их уплотнение, упрочнение, повышение деформационных характеристик, снижение пористости и проницаемости. Это происходит вследствие заполнения межбломочного/межкристаллического пространства вторичными минералами, формирования жестких, прочных контактов между зернами/кристаллами, перекристаллизации базиса во вторичный микроагрегат, состоящий из более плотных и прочных минералов. Динамика изменений свойств пород, вызванных воздействием низкотемпературных растворов более сложна и многообразна, хотя в целом превалирует снижение прочностных и деформационных характеристик.

Таким образом, гидротермально-метасоматические преобразования пород существенно влияют

Таблица 2

Свойства основных типов гидротермально-метасоматических пород								
Порода		$\rho_p, \text{ г/см}^3$	$n, \%$	$V_p, \text{ км/с}$	$R_c, \text{ МПа}$	$K_{\text{разм}}$	Породообразующие минералы	
Вторичные кварциты	кварц-серицитовые	2,4–2,6	10–15	4,0–5,0	>–100	0,8–1,0	Кварц, серицит, алунит	
	кварц-алунитовые	2,3–2,5	6–13	3,7–5,0	30–120	–		
Кварц-адуляровые метасоматиты		2,1–2,4	15–20	3,5–4,5	80–140	0,8–1,0	Кварц, адуляр, вайрацит	
Пропилиты	Среднетемпературные		2,3–2,6	10–15	3,5–4,5	50–100	0,8–0,9	Хлорит, эпидот, серицит, кварц, альбит
	Низкотемпературные	Трансильванские	2,0–2,3	15–20	2,5–3,5	30–45	0,6–0,8	Хлорит, гидрослюда, кальцит
		Цеолитовые	1,4–1,7	35–45	0,8–1,2	<–10	0,5–0,8	Хлорит (корренсит), ломонит
		Аргиллизированные	1,7–2,0	35–40	1,5–2,5	15–30	0,1–0,6	Смешаннослойные глинистые, кальцит
Аргиллизиты	Гидротермальные глины		1,0–1,2	50–60	–	–	Каолинит, монтмориллонит, кремнистые	
	Смектитцеолитовые		1,1–1,7	40–60	1,5–2,0	5–20	0,2–0,5	Клиноптиллолит, гейландит, морденит, смектит, опал
Опалиты		1,4–1,6	35–40	2,5–3,0	25–50	0,8–1,0	Опал, кристобалит, тридимит, халцедон, кварц, гидроксиды железа	



на инженерно-геологические условия территорий геотермальных районов: определяют состав, строение и свойства пород; приводят к активизации оползневых процессов во вновь сформированных пластичных глинистых толщах; изменяют гидрогеологические условия и структуру геологического пространства; сказываются на напряженно-деформированном состоянии массива. Все эти факторы необходимо принимать во внимание при хозяйственном освоении территории, и в частности при проектировании и строительстве различных сооружений геотермальных станций.

Изучение инженерно-геологических особенностей гидротермально-метасоматических пород имеет принципиальное значение для постановки и проведения других (геолого-структурных, геофизических, петрологических, геохимических) фундаментальных научных исследований в геотермальных (рудных) районах. 📌

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-00022а, 10-05-00009а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 5–23.
2. Грунтоведение / под ред. В.Т. Трофимова. 6-е изд. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
3. Грязнов О.Н. Инженерная петрология метасоматитов // Записки Горного института. 2003. Т. 53. С. 140–143.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
5. Лабораторные работы по грунтоведению / под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. М.: Высш. шк., 2008. 519 с.
6. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 28–44.
7. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В. и др. Петрофизические свойства метасоматитов Паужетского месторождения парогидротерм (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 95–110.
8. Лучко М.В., Зухубая Д.З., Фролова Ю.В. Петрофизические преобразования андезитов на Кошелевских термальных полях (Южная Камчатка) // Материалы 10-й Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М., 2009. С. 250–254.
9. Метасоматизм и метасоматические породы / ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
10. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
11. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / под ред. В.С. Попова, О.А. Богатинова. М.: Логос, 2001. 768 с.
12. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
13. Рычагов С.Н. Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
14. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П. Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 116–134.
15. Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435. № 6. С. 806–809.
16. Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 283 с.
17. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
18. Сугробов В.М., Кононов В.И., Постников А.И. Прогнозные геотермальные ресурсы областей современного вулканизма Камчатки и Курильских островов: научные и прикладные аспекты // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 9–24. ISBN 5-902424-01-1.
19. Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А. и др. Жемчужина Камчатки — Долина Гейзеров. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2009. 108 с.
20. Фролова Ю.В., Голодковская Г.А., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. О природе инженерно-геологических свойств гидротермально-метасоматических пород Курило-Камчатского региона // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 3. С. 36–42.
21. Bertani R. Geothermal Power Generation in the World 2005-2010: Update Report // Proceedings of the World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 2010. Electron version DVD.
22. Frolova J., Ladygin V., Rychagov S. Petrophysical Alteration of Volcanic Rocks in Hydrothermal Systems of the Kuril-Kamchatka Island Arc. / Proceedings of the World Geothermal Congress. Bali, Indonesia, 2010. Electron version DVD.
23. Frolova J., Ladygin V., Rychagov S. Petrophysical properties of argillitization zone in geothermal fields // Geothermal Resource Council Transactions. 2006. V. 30. P. 909–912.
24. Ladygin V., Frolova J., Rychagov S. Formation of composition and petrophysical properties of hydrothermally altered rocks in geothermal reservoir // Proceedings of the World Geothermal Congress. Kyushu — Tohoku, Japan, 2000. С. 2695–2699.
25. Reyes A.G. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // Volcanology and Geothermal Research. 1990. V. 43. P. 279–309.
26. Sigurdsson O., Gugmundsson A., Fridleifsson G.O. et al. Database on igneous rock properties in Icelandic geothermal systems. Status and unexpected results // Proceedings of the World Geothermal Congress. Kyushu — Tohoku, Japan, 2000. P. 2881–2887.