

I. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФАЦИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД**Характеристика основных участков развития гидротермально-измененных пород**

Поля гидротермально-измененных пород в пределах Узонско-Гейзерной депрессии четко следуют общей широтной зоне основного глубинного разлома в северной части структуры, контролирующего распределение современных гидротерм. Значительная часть зон гидротермально-измененных пород на поверхности тяготеет к современным термальным полям, но имеет более обширную площадь распространения. Однако имеются участки измененных пород вне термоаномалии - свидетели прошлых гидротермальных процессов. Наиболее мощное холодное поле гидротермально-измененных пород фаций вторичных кварцитов серно-кислотного ряда приурочено к северному склону дацитово-экструзии горы Белой, обращенному к современной термоаномалии. На запад от него находится Центральное озеро, которое в прошлом тоже было ареной интенсивных гидротермальных процессов. В бортах его обнаружены кварцево-адуляровые метасоматиты и кремнистые породы с ртутно-сурьмяно-мышьяковой сульфидной минерализацией. На юго-восток от гидротермально-измененных пород экструзии горы Белой наблюдается интенсивное площадное окремнение вулканогенно-осадочных пород, а также аргиллизация и цеолитизация их. Характерно, что «холодные» поля гидротермально-измененных пород распространены в виде широтной полосы к югу от основной зоны проявления современных гидротерм. Это явление отражает, по-видимому, миграцию основной проницаемой для терм трещинной зоны во времени. При общей широтной ориентировке полосы развития гидротермально-измененных пород отдельные участки интенсивного гидротермального изменения тяготеют к трещинам, оперяющим основной разлом, а также к пересечению основной зоны с кольцевыми разломами (рис. 34, 35). Гидротермальные изменения в кальдере Узон изучены на ряде участков.

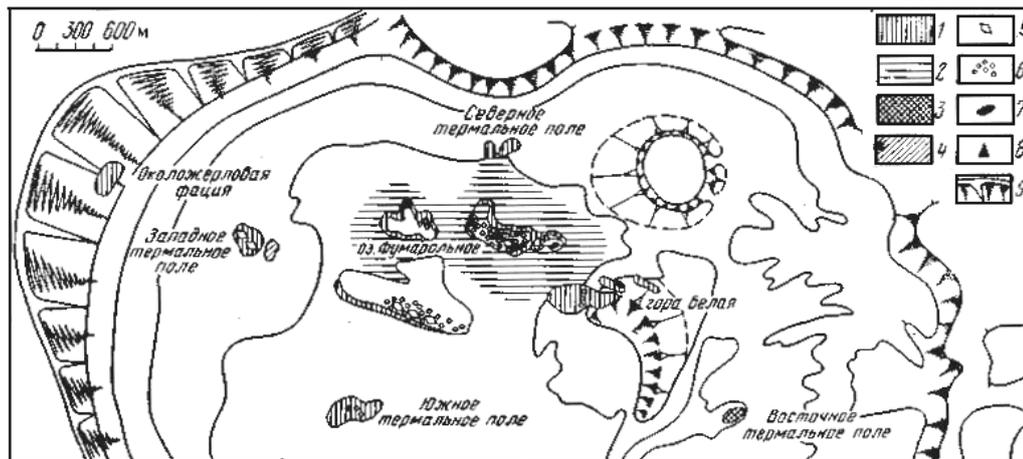


Рис. 34. Локализация полей гидротермально-измененных пород и минералов в кальдере Узон

1 - фация сернокислотного выщелачивания; 2 - фация гидротермальных глин; 3 - слоистые окремненные песчаники; 4 - фация пропилизированных пород; 5 - фация кварц-адуляровых пород; 7 - участки с выходами натриево-хлоридных вод; 8 - сера, нефть; 9 - кальдерный уступ

На Центральном термальном поле осевая часть, приуроченная к основным выходам термальных хлоридно-натриевых вод, фиксируется гейзеритами (рис. 36). Юго-западная часть Центрального термального поля, как почти весь его южный борт, представляет собой болотистые участки, при раскапывании которых обнаруживаются прогретые гидротермальные глины.

Представление о характере гидротермального изменения на Центральном термальном поле дают данные, полученные при описании 9 скважин глубиной до 7,5 м, пройденных на участках наиболее интенсивных выходов горячих хлоридно-натриевых вод. Большая часть их пробурена между Хлоридным озером и источником Бурлящим, а также в Северо-Западном углу термального поля. В обобщенном виде вскрытый разрез пород Центрального термального поля представляется в следующем виде (сверху вниз):

1) плоская щебенка, состоящая из уплощенной формы различных по составу обломков, покрытых серой опаловой корочкой, толщиной в первые миллиметры;

2) темно-серая глина (ил) мощностью 5-6 см, сменяющаяся травяно-зеленым землистым пропластком скородита (до 2 см мощностью), переходящего в прослой аурипигмента с примесью серы, мощность которого 3-4 см. В случае отсутствия пропластка темно-серого ила идет прослой аурипигмента, соответствующий следующему горизонту;

3) рудный прослой мощностью 10-12 см. Он состоит из окатанных обломков пород и минералов, покрытых натечными формами опала, слабо сцементированных призматическим реальгаром с примесью киновари, игольчатого или землистого антимонита, количество которого резко увеличивается к подошве прослоя, придавая ему черный, сажистый цвет. В прослое много пирита, марказита, метациннобарита, гипса, серы, встречаются зерна барита, алунита, кальцита и единичные шарики самородной ртути. Цемент прослоя - типа обрастания и заполнения, 60% его составляет реальгар, а остальная часть приходится на другие новообразованные минералы и сульфиды;

4) глинистый прослой в 5-6 см, сменяющийся окремнелым гравийным прослоем мощностью 8-10 см;

5) чередование прослоев гравийного и глинистого материала. Мощность прослоев с глубиной заметно увеличивается. Особенно это относится к тонкообломочным отложениям (рис. 37). Гравийные прослои состоят из окатанного пролювиально-делювиального материала, представленного обломками лав дацита, базальта, андезита, пемзы, пепловых туфов, моноклинного пироксена, гиперстена, кварца, плагиоклазов (андезита, лабрадора), редких зерен роговых обманок, окварцованных дацитов, единичных обломков игнимбритов и слюдисто-кварцевых пород.

Размеры окатанных обломков пород колеблются от 10 до 3 см. Обломки несут только следы гидротермального изменения, выразившегося в развитии шпала в порах и трещинках основной массы и фенокристаллах. Среди обломков выделяются интенсивно окварцованные, алунитизированные и частично каолинитизированные дациты и туфы, привнесенные с древнего поля гидротермально-вмененных пород горы Белой. Нередко вместе с опалом наблюдаются скопления точечных или каплевидных выделений рудных минералов.

Цемент - опаловый, причем опал как бы одевает все обломки рубашкой, оставляя пространство между обломками для свободной циркуляции растворов. На опал нарастают уплощенные кристаллы реальгара, величина которых резко увеличивается в участках замедленной циркуляции растворов на расстоянии 1 м от крупных трещин.



Рис. 35. Центральное термальное поле. На переднем плане Хлоридное озеро (фото Ю.Д.Кузьмина).



Рис. 36. Островки гейзеритов Центрального термального поля

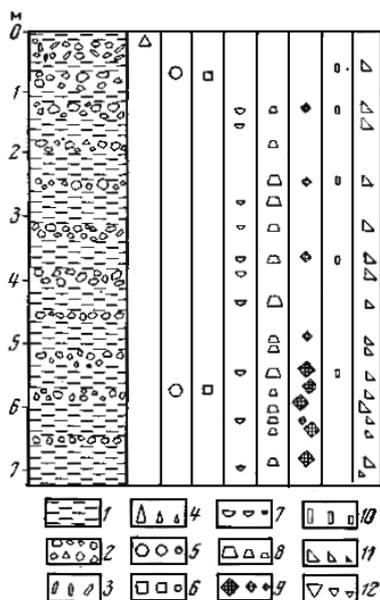


Рис. 37. Распределение современных гидротермальных минералов в разрезе осевой части Центрального термального поля

1 - глинистые прослои; 2 - гравийный материал; 3 - рудный горизонт; 4 - кварц; 5 - опал; 6 - alunит; 7 - монтмориллонит; 8 - цеолиты; 9 - кальцит; 10 - реальгар; 11 - сульфиды; 12 - тридимит

Количество образовавшихся гидротермальных минералов находится в прямой зависимости от текстурных, структурных свойств и трещиноватости пород, главным образом, от приуроченности к зонам разломов. В трещинках и цементе гравийных прослоев до глубины нескольких метров, наряду с повсеместной опализацией, наблюдаются участки, обогащенные каолинитом, баритом, гипсом и alunитом. Алунит изредка образует цемент типа выполнения. С глубиной опал сменяется цеолитами.

Глинистые прослои окрашены в серый или темно-серый цвет. С глубиной глина становится сухой, интенсивно прогретой. В глине содержится много растительных остатков и диатомовых водорослей. Более темные глинистые участки содержат значительное количество различных тонкодисперсных, пленочных и кристаллических сульфидов. В них встречаются мелкие зернышки реальгара и тонкие корочки его на пористых обломках пород и пемзы среди глинистой массы. Прослои состоят из материала алевропелитовой размерности, в котором наблюдаются псаммитовые частицы пемзы. Под микроскопом отчетливо видна реликтовая пепловая структура. Частички псаммоалевритовой размерности представлены, главным образом, пемзой и в подчиненном количестве лавой, плагиоклазами и темноцветными минералами. Глинистые прослои всегда пропитаны тонкодисперсными или точечными выделениями рудных минералов, особенно пиритом, а, кроме того, содержат органическое вещество. Монтмориллонитизации подвержены преимущественно обломки пемзы и осколки вулканического стекла. Мельчайшие таблички клиноптилолита обрастают все обломки и образуют не только цемент породы, но и выполняют трещинки в обломках пород и минералов короткотаблитчатыми кристалликами. Встречаются участки, в которых цеолиты и монтмориллониты замещены alunитом. По всему разрезу обнаруживается новообразование реальгара, киновари, антимонита, пирита, марказита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита, халькозина, равонита, висмутита, борнита, пентландита, золота и серебра. Из нерудных минералов присутствуют кальцит, гипс, опал, барит, alunит, цеолиты, монтмориллониты и единичные зерна глауконита и хлорита. В нескольких скважинах на глубине около 5 м наблюдалось обрастание обломочного материала рудными выделениями, на которых развиты короткотаблитчатые агрегаты клиноптилолита.

На Северном борту Центрального термального поля наблюдаются грязевые котлы и вулканчики (рис. 38). В шурфах и расчистках борта обнажаются тонкослоистые пепловые туфы, нацело каолинитизированные с разноцветными разводами гидроокислов железа. Выше породы становятся менее каолинитизированными и в них лучше выражена плитчатая отдельность. В 3-4 м ниже вершины горки в каолинитизированных и опализированных тонкослоистых пепловых туфах наблюдается интенсивное развитие белоснежного пластинчатого тридимита с небольшим количеством натечного опала. Размеры отдельных пластинок тридимита достигают 1 см. Они хрупкие и образуют красивые, как кружево, скопления, которыми заполнены трещинки и раздувы, главным образом расположенные по плоскостям наложения пород. Большая часть трещинок и раздувов, возможно, образовалась за счет усыхания. Выше по разрезу измененные пепловые туфы перекрываются окремненной плитой (мощностью 10 см). На ней лежат тонкослоистые пепловые туфы, содержащие пропластки алевролитовых туфов общей мощностью 1,3 м. В кровле последних наблюдается почвенный прослой с зонками интенсивного ожелезнения. По всему разрезу снизу вверх прослеживается уменьшение каолинитизации и увеличение окремнения. На кремнистой корочке в каолинитизированных пепловых туфах нередко развиты шарики гематита с металлическим блеском и редкие киновари печеночного цвета. Налеты порошкового реальгара были встречены в трещинах и обломках измененной пемзы. По всему разрезу развиты гидроокислы железа, которые особенно

красочно выглядят на метровых стенках шурфов, окрашенных в серые, фиолетовые и чаще бурые тона. По трещинкам в них изредка наблюдаются гематит и пирит.



Рис. 38. Грязевые вулканчики на северном борту Центрального термального поля Фото Ю.Д.Кузьмина

Таким образом, гидротермальные изменения выражаются в интенсивной каолинитизации тонкослоистых пепловых туфов, превратившихся в каолинитовую труху со слабыми следами плитчатой отдельности. Мельчайшие шарики киновари и гематита приурочены к участкам развития тридимита и опала, образовавшихся, преимущественно, по трещинкам плитчатой отдельности. Относительно более мощные прожилки и линзовидные включения тридимита с опалом наблюдаются на небольшой глубине 2-3 м; величина их зависит от размеров трещин высыхания. Развитию значительных количеств шариков киновари и гематита в виде сыпи на опаловых плоскостях способствовало в какой-то мере наличие экранирующей кремнистой плиты. Реальгар встречен в трещинках в небольшом количестве и, главным образом, в виде тончайших землистых налетов. Единичные мельчайшие кристаллики реальгара наблюдались в порах пемзовых обломков. Сульфиды железа развиты в виде неравномерно рассеянных тонкодисперсных выделений.

Изученные каолинитизированные тонкослоистые пеплово-пемзовые отложения являются прекрасными сорбентами рудных компонентов, о чем свидетельствует наличие в трещинках реальгара и гематита. Сульфиды в виде тонкодисперсных включений и корочек образуются в основном в процессе гидротермального изменения тонкообломочных пород.

Гидротермальные изменения пород на северном борту Центрального термального поля до глубины 3 м сходны и отличаются лишь мощностью и интенсивностью. Выражаются они в сернокислом выщелачивании вулканогенно-осадочных пород с развитием опаловых, опалово-каолинитовых и опалово-алунитовых фаций.

Дно Хлоридного озера, расположенного в восточной части Центрального термального поля, покрыто темно-серым илом мощностью 8-10 см; под ним наблюдается тонкий прослой лепешковидной серы бежевого цвета. Ниже идет кремнистая плита (30 см), представляющая собой прелювиально-делювиальный материал, сцементированный кремнеземом. В подошве ее имеется маломощный глинистый прослой (до 3 см). В кремнистом веществе рассеяны призматические кристаллики реальгара и пирит. Зона окремнения книзу сменяется глинистым прослоем. Подобный разрез до глубины 75-80 см прослежен и в северо-восточной части озера Хлоридного. Окремненные плиты разделяются маломощными глинистыми прослоями и донные осадки приобретают вид слоеного пирога. Они пронизаны сетью тончайших каналов (проколов), по которым фильтруются хлоридно-натриевые воды, поступающие из глубины. Дно Хлоридного озера является как бы ситом для хлоридно-натриевых вод.

Берега озера, главным образом, южный, покрыты серным песком, состоящим на 90% из бежевой шариковой или лепешковидной серы, мощность которой достигает в юго-западной части берега Хлоридного озера 0,8 м. Ветер наносит серную пену и на стенки, обрамляющие озеро. Такая же сера наблюдается в темно-серых илах по берегам речки, вытекающей из Хлоридного озера. Она имеет вид шариков и дисков, а чаще полусфер диаметром до 3 мм. Подобные образования наблюдаются на Серных буграх, на Центральном термальном поле и на Фумарольном озере, но в значительно меньшем количестве. Иногда в центре дисков наблюдаются включения кубиков пирита, реже обломки моноклинных пироксенов, плагиоклазов и пемзы. Во многих полусферах видны следы полостей, указывающих на наличие газовых пузырьков.

При раскапывании ила вблизи проколов (рис. 39) на поверхности воды всплывают и легко на ней держатся серные шарики, содержащие внутри пузырьки газа (рис. 40). На границе вода - воздух или вблизи нее шарики разваливаются под действием давления газа. Часто газовый пузырек в серном шарике располагается эксцентрично, так что при разрушении шарика от него остается не скорлупа, а полусфера. Образовавшиеся серные полусферы постепенно погружаются на дно.



Рис. 39. Проколы на Центральном термальном поле. Фото Ю.Д. Кузьмина

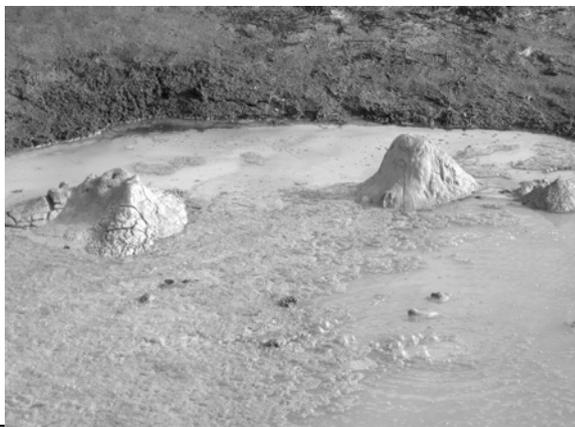


Рис. 40. Серые пузыри и сульфурит на Центральном термальном поле. Фото Ю.Д.Кузьмина

У южного борта Хлоридного озера расположен Серный пляж шириной 16 и длиной 110 м. В середине пляжа скважиной вскрыт слой лепешковидной серы мощностью около 20 см. Глубже до 1,10 м идут каолинитизированные и опализированные обломочные отложения, в которых присутствуют мало-мощные прослои лепешковидной серы.

Представление о характере гидротермальных изменений на юго-западном берегу Хлоридного озера дает шурф глубиной 1,10 м. С поверхности идет темно-серый ил мощностью 8-10 см, содержащий бежевого цвета лепешковидную серу; в подошве его наблюдается сантиметровый пропласток скородита и ауригнита. Ниже прослеживается гравийный материал, чередующийся с глинистыми прослоями. Мощность гравийных прослоев обычно не превышает 10 см, а глинистых - первые сантиметры. Гравийные прослои состоят из окатанных обломков пород и минералов величиной до 5 см по удлиненной стороне, плотно сцементированных опалом и кальцитом. Кремнисто-карбонатный цемент придает гравелитам большую плотность и твердость.

Более распространенными в гравелитах являются обломки пористых дацитов. В порах и трещинках их наблюдается натечной формы опал и рудные выделения. Весь обломочный материал как бы обрастает тонкой каемкой из мельчайших агрегатов кварца, который переходит в кварцево-опаловый цемент с кальцитом. Опал развит по трещинкам и порам обломков, в зальбандах которых иногда наблюдается очень узенькая полоска криптозернистого кварца. Вероятно, вначале обломки пород обрастали каемкой кварца, а промежутки между ними постепенно заполнялись опалом и кальцитом. По периферии некоторых зерен плагиоклазов развит опал и вместе с ним (в центральных частях) таблитчатый ломонтит, с хорошо выраженной спайностью в одном направлении. В трещинках зерен плагиоклазов были встречены мельчайшие кристаллики адуляра. С опалом и кварцем тесно ассоциируют рудные выделения, в том числе кристаллический реальгар.

Агрегаты крупных зерен кальцита развиты в полостях отложений, а также в ассоциации с опалом и кварцем, нередко частично замещающая последний. В одном из шлифов были встречены единичные изотропные

зернышки в ассоциации с кальцитом. По обломкам пепловых туфов кальцит образует базальный цемент. Осколки вулканического стекла, пемзы, моноклинного и ромбического пироксенов, а также зональных плагиоклазов при этом в основном остаются свежими. Опал и кварц развиты в небольшом количестве среди зерен кальцита, который составляет не менее 50% породы. К выделениям опала и кварца приурочены рудные минералы, в том числе единичные агрегаты кристаллического реальгара. Таким образом, в участках, состоящих из окатанных обломков псефо-псаммитовой размерности, обломки пород гидротермально изменены с развитием в них опала, кварца, ломонтита, адуляра, кальцита. Участки, сложенные пепловым материалом, сцементированы новообразованным кальцитом с подчиненным количеством кварца и опала. Образованию таких минералов, как адуляр, кварц, ломонтит и флюорит в приповерхностных условиях, по-видимому, способствовало локальное повышение температуры растворов при закупорке опалово-карбонатным цементом обломочного материала, с созданием вторичного экранирующего пропластка.

В целом наиболее широко в отложениях Центрального термального поля развиты процессы монтмориллонитизации и цеолитизации. Интенсивной монтмориллонитизации подвержены обломки пемзы, причем монтмориллониты замещают скелет пемзы, а цеолиты выполняют трещинки и поры в них. Короткоплатчатые цеолиты развиты нередко в трещинках плагиоклазов, однако значительно большее количество их оконтуривает обломки. Ниже приводится распределение нерудных минералов по разрезу.

Максимальные содержания опала прослеживаются до глубины порядка 1 м. Глубже опал наблюдается эпизодически в виде тончайших слоев в трещинках и порах обломков лав. Алунит встречен почти во всех скважинах с глубины 70 см и прослежен до 5 м. Обычно образует идиоморфные зерна, которыми заполнены трещины пород в делювиально-пролювиальных отложениях и цемент типа выполнения. Гипс встречен во всех скважинах от поверхности до забоя (75 м). Он является типичным трещинным минералом и иногда образует кристаллы величиной до 0,5 см с хорошо развитыми гранями скаленоэдра (2131) к которым часто присоединяется ромбоэдр (1011). В скважине 10 на глубине 6-7 м кальцит образует как бы цемент базального типа. Барит присутствует в виде хорошо образованных тонкоплатчатых зерен в ассоциации с алунитом и цеолитами (скв. 8 и 10 на глубине 3,8-5,6 м). Он приурочен к верхам разреза Центрального термального поля и развит в трещинках и цементе обломочного материала.

Возможный механизм образования серных залежей на берегах Хлоридного озера представляется в следующем виде. Со дна озера, особенно из самых глубоких воронок, поднимаются пузырьки газа, которые с поверхности обрастают коллоидной серой так, что образуются серные шарики, внутри которых остается газовый пузырек. Одновременно всплывают шарики жидкой серы и на границе вода - воздух разваливаются под действием давления газа, превращаясь обычно в диски. Диски и обломки серной скорлупы способны удерживаться на поверхности пеной, которая образуется вокруг сосредоточенных парогазовых выходов. Серной пеной на поверхности озера довольно много и она переносит сферы и диски серы к берегам. Серная пена оконтуривает берега озера в виде валов. При высыхании пены серная скорлупа и полусферы наращивают береговые отложения. Так как в серных полусферах имеются включения частиц пород, минералов и сульфидов железа, можно предполагать, что серные шарики растут вокруг газовых пузырьков в донном иле.

Современная рудная минерализация на Центральном термальном поле образуется благодаря поступлению из глубин хлоридно-натриевых вод, обогащенных рудными компонентами. Намечается сужение глубинного потока, и его более обособленная локализация по тектоническим подводящим путям. Формирование этого потока развивается многоструйно, причем важное значение приобретают древовидные флюидопроводники, одетые в кремнистый чехол, что геохимически изолирует систему потока от смешения с кислыми водами. Для формирования рудной минерализации необходимо наличие каналов, обуславливающих свободную циркуляцию гидротерм; хорошо проницаемых пород (гравелитов) и экранирующих горизонтов, представленных прослоями серых и темносерых глин, образовавшихся за счет переработки гидротермальными растворами вулканогенно-обломочного, преимущественно пеплово-пемзового материала. Важную роль играют развитые в приповерхностных участках тонко дисперсные глинистые экраны, со скоплениями под ними на дне (паро-) газовой смеси, с газо-водной эмульсией, поверхностные границы которой обуславливают сорбцию рудного компонента. Развитие минеральных отложений происходит в трех формах - тонкодисперсной, порошокватой и кристаллической с разрастанием кристаллов в свободные пространства. С рудной минерализацией ассоциирует зеленая нефть. Из миллиметровых канальчиков окремненного гравийного материала вытекает нефритового цвета нефть. По каналам она поднимается в виде шариков с пузырьками газа в центре. На кремнистых стенках канальцев, по которым мигрируют растворы с нефтью, образованы скопления мелких уплощенных агрегатов призматического реальгара или скрытокристаллические образования его в парагенезисе с тонкодисперсными сульфидами. Обычно характерно образование линз рудных минералов близ трещинных выходов термальных вод. Так, близ тридимитовой корки в шурфе глубиной 1,8 м была вскрыта трещина, по которой поступала термальная вода (98°). В стенках шурфа был отчетливо виден разрез, представляющий собой переслаивание гравийного и глинистого материала и рудные прослои. Мощность рудных прослоев с удалением от трещины сокращается, принимая вытянутую линзообразную форму. Слияние таких линз на термальных площадках с многочисленными мелкими выходами глубинных вод

приводит к образованию «рудного горизонта» Центрального термального поля. В общем случае отмечается, что чем мощнее тот или иной источник термальных вод и чем более он «много выходен», тем мощнее рудная минерализация. Термальные воды свободно циркулируют по каналам в гравийных прослоях, создавая в участках более спокойного и равномерного движения рудные прослои, мощность которых колеблется от 5 до 10 см.

В разрезе Центрального термального поля до глубины 0,4 м четко пролеживается вертикальная зональность, выразившаяся в смене с глубиной кородита аурипигментом, а затем реальгара - антимонитом.

Участок Серные бугры. Термальное поле покрыто с поверхности мелкой серого цвета кремнистой щебенкой. Большая часть поля выровнена, только на востоке его развиты серные бугры (рис. 41).

Скважина, пробуренная в северо-западной части участка, вскрыла до глубины 2 м темно-серого цвета среднеобломочные делювиально-пролювиальные сложения с редкими включениями скоплений кристаллов пирита и мелкой галькой, покрытой тонкой корочкой марказита; последняя на поверхности быстро окисляется, приобретая синевато-зеленоватые оттенки.



Рис. 41. Серные бугры. На заднем плане гора Белая

В восточной части Серных бугров, вблизи Банного озера, отмечен метровый пласт окремнелых растительных остатков, среди которых встречаются стволы кустарника диаметром до 5 см, обломки пемзы и пород от основного до кислого состава. Под окремнелым пластом в берегах Банного озера обнажаются каолинитизированные и опализированные делювиально-пролювиальные отложения видимой мощностью около 2 м. Обломочные отложения состоят из глыб алевропелитовых туфов, слабо раскристаллизованной лавы и пемзы, разрез одного из бугров высотой 1,5 м вскрывается ручьем Веселым. Он представляет собой опал, пропитанный белесовато-желтой монолитной серой, содержащей сеть трещинок, заполненных лимонно-желтой кристаллической серой.

Во всех закопушках, сделанных на Серных буграх, прослеживаются до глубины 40 см зеленовато-желтые серные плиты, состоящие из терригенного гатериала, опала и серы. Они сменяются сульфидизированной гидротермальной глиной, переходящей еще ниже в каолинитизированный, опализированный и алунизированный делювиально-пролювиальный материал. Почти по всему термальному полю, приблизительно с глубины 10 см встречаются гальки, покрытые миллиметровой корочкой марказита. Подобные образования наблюдались и на дне Банного и Серного озер. Пленки марказита плавают во многих кипящих источниках и грязевых котлах, как на Серных буграх, так и на других фумарольных площадках Узона, нередко образуя марказитовые пузырьки около пульсирующих участков (рис. 42). Кристаллический пирит присутствует в трещинках каолинитизированных отложений, тогда как тонкодисперсный обычно рассеян по породе. В западной части поля жерловая часть некоторых грифонов и глыбы над кипящими источниками покрыты плотным криптокристаллическим налетом красновато-оранжевого цвета, обогащенным мышьяком, сурьмой и другими металлами. Подобные образования наблюдались в виде пластиночек, покрытых блестящим налетом марказита (рис. 45). Среди них встречаются псевдоморфозы марказита по самым разнообразным растительным остаткам.

На участке наблюдается несколько небольших площадок, с поверхности покрытых белесой кремнистой корочкой, которая отмечается даже в местах слабого выхода терм. Она состоит в основном из окремнелых растительных остатков толщиной в несколько миллиметров и примеси глинистого вещества. Разрезы по всей площадке до глубины 50 см аналогичны и представлены глинисто-илистым материалом с пропластком и корочками опала, придающим глинистой массе плотность.

Это обстоятельство, по-видимому, определяет плохую проницаемость на Южном участке и, вероятно, поэтому большая часть его покрыта с поверхности водой.



Рис. 42. Грязевые котлы с пленкой и пузырями марказита (Серные бугры)

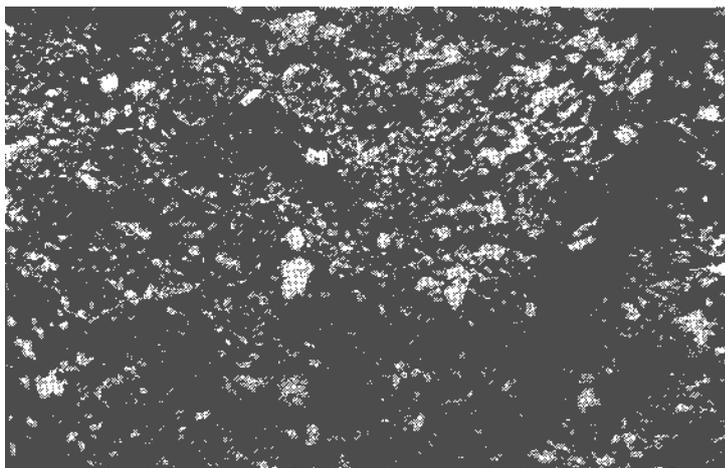


Рис. 45. Тончайшие кремнистые пластинки, покрытие корочкой марказита

Южное термальное поле с поверхности покрыто отдельными глыбами и многочисленными обломками базальтов, дацитов, игнимбритов и в меньшем количестве тонкослоистых туфов. Большая часть обломков с поверхности осветлена, на глубину 1-2 см опализирована или покрыта тонкой кремнистой коркой. Они состоят из вкрапленников плагиоклаза, темноцветных минералов и микролитовой основной массы. Гидротермальное изменение дацитов проявляется в развитии опала по трещинкам вкрапленников плагиоклазов и очень незначительно по микролитам. Моноклинный пироксен остается почти свежим.

В интенсивно измененных обломках дацитов вкрапленники плагиоклазов и микролиты полностью опализированы, как и гиперстен; фенокристаллы моноклинного пироксена замещены только частично. В основной массе наряду с кварцем развиты в небольшом количестве мелкие скопления зерен алунита. Она значительно опализирована и содержит обилие точечных рудных выделений. В некоторых обломках дацитов наблюдаются полностью опализированные центральные части вкрапленников, по которым развиты агрегаты хорошо образованных зерен алунита. В пустотках более интенсивно гидротермально-измененных дацитов встречаются кристаллы реальгара.

Обломки игнимбритов состоят из бурого стекла с включениями кристаллов и микролитов, резко подчеркивающих текстуру течения. Стекловатая масса обтекает обломки таблитчатых плагиоклазов и моноклинных пироксенов. Обломки плагиоклазов нацело опализированы, а от зерен моноклинного пироксена остались только реликты. Поры в игнимбритах выполнены тримитом, опалом и алунитом. Последний развит также по трещинам породы. Встречены обломки игнимбритов, в которых все поры заполнены крупнозернистым алунитом. В менее измененных игнимбритах зерна плагиоклазов и моноклинных пироксенов опализированы частично, а основная стекловатая масса девитрифицирована и, вероятно, поэтому приобретает землистый облик. В трещинках обломков игнимбритов наблюдались, наряду с постоянно присутствующими в них опалом и тримитом, кристаллы серы, пирита и единичные призматические зерна реальгара.

Обломки туфов с алевропелитовой и псаммоалевритовой структурой по составу и облику аналогичны гидротермально-измененным туфам горы Белой, коренные выходы которых наблюдаются в ее северо-западной части. Отличаются они только степенью гидротермального преобразования, выраженного частичной опализацией обломков плагиоклазов, слабой каолинитизацией пемзовых частиц и развитием небольших количеств скоплений зерен алунита по трещинкам и порам совместно с опалом и гораздо реже с кварцем.

Во встреченных обломках базальтов гидротермальному изменению подвержены зерна оливина, превратившиеся в слюдисто-глинистые образования, и плагиоклазы, пронизанные сетью волосовидного

опала. Основная масса почти не несет следов гидротермального изменения. Поры пористых базальтов частично или полностью заполнены серой, гипсом, пиритом и опалом.

По периферии этого термального поля наблюдается ярко-бурые псевдо-псаммитовые песчаники, обладающие плитчатой отдельностью и являющиеся молодыми озерными отложениями, образовавшимися в результате размыва термального поля. Здесь с поверхности до глубины 50 см наблюдались зонально измененные обломки пород, представленные преимущественно игнимбритами, дацитами и в меньшей мере базальтами. Размеры их по удлиненной стороне сохранившихся ядерных частей колеблются от нескольких сантиметров до 0,2 м. Реликтовые формы обломочного материала просматриваются в кремново-белом опалите, участками в опалово-каолининовом веществе. На глубине 70 см и ниже обломки превращены в глину (каолинит) беловато-серого цвета, с хорошо сохранившейся текстурой игнимбритов и лав. В каолините наблюдается равномерно рассеянный пирит, а по трещинкам - пирит, гипс, кристаллы серы и единичные призматические зерна реальгара. В крупных обломках слабо измененных игнимбритов, состоящих из чередующихся полос буровато-серого и темного цвета, поры и трещинки выполнены опалом, алунином, серой и редкими кристаллами реальгара. На поверхности глины холодные, на глубине 0,5 м - 50°, 1,8 м - около 60°; рН измененных пород в интервале 0,5 м - 1,8 м равен 4. Глубже 1,8 м шурф было трудно копать из-за появления в разрезе крупнообломочного материала и главным образом из-за душливого запаха сероводорода, идущего из трещин в измененных отложениях. В зальбандах таких трещинок развита темно-серая глина с пиритом кубического габитуса в центральных частях и тонкодисперсными сульфидами железа по периферии. С глубиной резко увеличивается степень изменения обломочного материала, превращенного в основном в рыхлый, кремового цвета опалит с участками сероватых глин, с кругляшами не полностью разложенных пород. Мелкообломочный материал изменен нацело. На поверхности поля обломки и глыбы размером 1x0,7 м не несут следов гидротермального изменения, но масса, на которой они лежат, представляет собой пролювий, с поверхности окремненный, а ниже превращенный в глину. На глубине 1 м почти все обломки превращены в глинисто-опаловую массу, контуры обломков теряются и лишь сохраняются центральные части бывших глыб. Это свидетельствует о постоянном обновлении сверху неизменным обломочным материалом, который вовлекается в гидротермальную переработку.

Таким образом, на Южном термальном поле идет процесс сернокислотного выщелачивания, которому подвергаются обломки пород от кислого до основного состава. Петрографическое изучение гидротермального изменения обломков игнимбритов, дацитов, пепловых туфов, базальтов показало, что в первую очередь подвергаются замещению вкрапленники и обломки зерен плагиоклазов (опализация), значительно меньше изменяются фенокристы темноцветных минералов (слабая опализация), исключение составляет оливин, который изменяется ранее всех остальных минералов, включая плагиоклаз.

Отмечается зависимость гидротермального изменения пород от структуры и особенно от размера минералов: чем крупнее фенокристы, тем они интенсивнее изменяются. Наиболее устойчивыми являются основные массы лав слабо раскристаллизованных или стекловатых. В этом случае имеет значение состав вулканического стекла. Стекло базальтов и стекло игнимбритов в условиях сернокислотного выщелачивания на одной и той же глубине ведет себя по-разному. Первое - девитрифицируется, мутнеет, становится землистым; второе - остается совершенно свежим.

Западное Термальное поле сложено полнокристаллическими базальтами, обладающими ярко выраженной порфировой структурой. В целом на вкрапленники плагиоклаза величиной до 1 см, приходится не менее 40% породы. Темноцветные минералы представлены оливином и моноклинным пироксеном, с резким преобладанием последнего. Основная масса имеет обычно интерсервальную структуру: между лейстами плагиоклаза заключено много мелких, обычно округлой формы, зерен моноклинного пироксена, точечных выделений магнетита, тесно ассоциирующих с агрегатами зерен моноклинного пироксена и незначительное количество стекла, заполняющего мельчайшие промежутки между лейстами плагиоклаза и темноцветными минералами. Центральные части крупных фенокристов плагиоклаза соответствуют № 66-67 (Лабрадор), только в нескольких табличках отмечался № 71-74 (битовнит), тогда как состав мелких вкрапленников и периферии крупных колеблется от № 49 (андезин) до № 55 (Лабрадор). На вкрапленники моноклинного пироксена и более мелкие зерна его в основной массе приходится приблизительно 30% породы. Моноклинный пироксен относится к авгиту Ng 1,724, Np 1,695 $2V$ 48-50°, $C:Ng$ 22-45°, $Ng-Np$ 0,025. Зерна оливина присутствуют в небольшом количестве и по трещинкам отдельности в них всегда развит гидрослюдистый минерал.

Гидротермальное изменение в южной части поля отмечается на вершинах высоких холмов, а главным образом на северо-западных и северных склонах. На поверхности гидротермальных глин выступают глыбы базальтов. Глина серого, голубовато-серого и бурого цвета. Четко устанавливается околотрещинный характер изменения пород с интенсивной переработкой их на расстоянии до 1,5 м от трещин. С удалением от трещин гидротермальное изменение резко уменьшается и выражается в развитии гидрослюдистых минералов по пироксенам и оливину. На каолининовом холме (до глубины 1,2 м) глины сохранили первичную реликтовую порфировую структуру. Порода имеет в рН - 4, T-60°. По трещинкам в шурфе отмечается белый, ватообразный гипс и обилие мельчайших кристаллов пирита. В прогретых участках породы интенсивно каолинитизированы, а в местах максимального прогрета

наблюдаются большие количества молочно-белого или серовато-голубого цвета студенистого гелеобразного кремнезема.

На северо-запад и север от высоких холмов прослеживается аналогичная каолинитизация полнокристаллических базальтов, которая через 5-7 м сменяется опалитизацией. Весь западный гребень термального поля покрыт кремнево-бурыми опалитами с глинистой коркой и гипсовыми плитами на поверхности. В одном из распадков, спускающихся от вытянутого возвышения к кислому озерку, наблюдаются мощные парогазовые выходы. В местах выходов концентрируется большое количество пирита. Из кристаллов последнего часто образованы трубочки (диаметром 0,6 см), контролирующие газопаровые струи. Температура газовой струи выше 100°. Вблизи выхода струй температура в измененных породах на глубине 20 см - 60°, 80 см - 90°, и базальты нацело изменены (до опалитовой трухи). В высокотемпературных зонах были встречены зеленого цвета измененные базальты, представляющие собой ядерные части крупных базальтовых глыб. Микроскопическое изучение их показало, что в них содержатся адуляр, кварц, хлорит, монтмориллонит, каолинит и другие глинистые минералы.

На самом пониженном участке термального поля расположено, как отмечалось, небольшое кислое озерко. На склонах к нему и на площадках вблизи наблюдаются плиты гипса. Вообще гипс на Западном термальном поле имеет широкое распространение; щетковидные образования его наблюдаются везде, но максимальные количества приурочены к южному склону озерка, образуя подобие гипсовой шляпы.

Грязевые вулканчики и грязевые котлы располагаются на почти пологих участках, примыкающих непосредственно к озерку. Дно и берега этого единственного озера на Западном термальном поле покрыто темно-серым илом мощностью до 15 см, сменяющимся ниже уплотненными глинами. По трещинам усыхания и по плоскостям наслоения содержится много кристаллов пирита и корочек марказита, толщина которых достигает 2 мм. Преобладающее значение имеют натечные формы сульфидов железа. Ближе к центру озерка встречены красивые колломорфные текстуры пирит-марказитовых агрегатов на глинисто-иловом материале. Штуфные образцы представляют собой чередование корочек сульфидов железа с сантиметровыми глинисто-иловыми пропластками. На крутом склоне высокого холма, где у подножия имеются мощные выходы газопаровых струй, отмечается обратная зональность, выражающаяся в смене сверху вниз каолинитов опалитами. В остальных случаях наблюдается прямая зональность: опалиты сменяются вниз по разрезу каолинитами. Для участков с выходами поровых струй характерно присутствие больших количеств пирита и марказита. В гидротермальных глинах, каолинитах и в опалитах, как правило, сохраняется реликтовая порфиристая структура базальтов, и только вблизи выходов парогазовых струй породы превращаются в студенистый гель. В этом случае реликтовая структура полностью исчезает.

В целом интенсивность гидротермального изменения резко уменьшается с удалением от зон трещиноватости. В слабо измененных базальтах всегда наблюдается частичное замещение оливина по трещинкам отдельности или образование гидрослюдистых псевдоморфоз, развитие в пустотках и трещинках спайности плагиоклазов опала, ассоциирующего с каолинитом. По моноклинным пироксенам, главным образом по вкрапленникам, развивается гидро-слюдка вместе с выделениями рудного. Основная масса, обладающая интерсертальной структурой, изменяется меньше. Обычно наблюдается неполная каолинитизация и опалитизация лейст плагиоклазов и стекла, а также замещение краевых частей зерен моноклинного пироксена. С приближением к зонам максимального воздействия газопаровых струй базальты изменяются настолько интенсивно, что от порфиристых вкрапленников и темноцветных минералов остаются только реликты и теневые формы. Плагиоклазы превращены в опал-каолинитовый агрегат, а темноцветные - в гидрослюдистый с обилием точечных рудных выделений. По трещинкам и порам выщелачивания базальтов увеличивается количество опала, кварца, халцедона, кальцита, гипса и пирита. Причем кальцит развивается иногда и по основной массе породы, на месте плагиоклазов и стекла, оставляя почти нетронутыми скопления мелких зерен моноклинного пироксена. Мозаичные агрегаты кварца встречены и в зёрнах темноцветных минералов-вкрапленников, они заполняют пустотки выщелачивания, трещинки или развиваются между трещинками спайности в гидрослюдистых псевдоморфозах по оливину. Игольчатый гипс присутствует в небольшом количестве в порах и трещинках базальтов. Алунист встречается в виде точечных образований в основной массе. В слабо измененных полнокристаллических базальтах редкие мелкие поры выполнены опалом или кристобалитом, а в интенсивно измененных - во много раз увеличивается величина пор, которые заполнены опалом, кварцем, халцедоном, гидрослюдой, пиритом и гипсом.

Независимо от интенсивности гидротермального изменения основная масса изменяется в меньшей степени, чем фенокристаллы. Характер гидротермального изменения базальтов в западной части термального поля с выходами парогазовых струй имеет существенное отличие по сравнению с менее прогретыми участками. Здесь с поверхности и до глубины 1,8 м базальты превращены в опаловую сыпучку. Оставшиеся ядерные части обломков представляют собой почти целиком опалитизированные и каолинитизированные базальты с точечными зернышками алуниста. В шлифах, сделанных из более плотных кусков измененного базальта, плагиоклазы-вкрапленники частично замещены каолинитом, лейсты плагиоклаза нацело каолинитизированы. Темноцветные минералы замещены чешуйчатыми гидрослюдистыми минералами, обогащенными рудной пылью и точечными выделениями пирита. В крупных табличках плагиоклазов наблюдается петельчатое замещение крупночешуйчатым каолинитом.

Вблизи выходов высокотемпературных газопаровых струй встречены зеленого цвета измененные базальты, образцы которых свободно разламываются руками. Основная масса таких базальтов состоит из чешуек гидрослюд, каолинита, частично монтмориллонита, хлорита и кварца. Плагноклаз вкрапленников разбит сетью трещин, в которых развит гидрослюдисто-глинистый минерал и монтмориллонит, иногда ассоциирующие с пиритом.

Темноцветные минералы замещены полностью глинисто-слюдистыми образованиями с едва различимыми реликтовыми формами их. В порах встречены кристаллы серы, гипса и пирита. Среди скоплений зерен кварца в основной массе породы наблюдаются ромбики адуляра, наиболее крупные кристаллы адуляра развиты по периферии скоплений мозаичного кварца, особенно вблизи пустоток. В табличках плагноклаза адуляр ассоциирует с тонкочешуйчатыми глинистыми минералами (табл. 22).

Развитие адуляра и хлорита отмечается во многих шлифах пород, взятых около высокотемпературных парогазовых струй. Зеленый цвет измененным породам придает гидрослюдка, хлорит, и главным образом монтмориллониты. В случае кислотного выщелачивания происходит изменение минералов-вкрапленников и, в первую очередь, плагноклазов. Темноцветные минералы полностью растворяются; при далеко зашедшем процессе основная стекловатая масса тоже нацело изменяется.

Таблица 22

Химический состав изменённых базальтов Западного термального поля (в вес.%).

Анализы выполнены в химической Лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР

Компоненты	I	II	III	IV	V
SiO ₂	46,62	45,48	47,42	46,38	45,70
TiO ₂	0,87	0,83	0,80	0,62	0,84
Al ₂ O ₃	20,37	18,12	26,46	17,86	20,13
Fe ₂ O ₃	3,08	5,91	4,84	5,77	н/об
FeO	5,20	2,98	0,77	3,30	5,51
MnO	0,16	0,20	0,03	0,38	0,54
MgO	4,74	4,57	0,65	6,27	9,95
CaO	10,72	5,51	0,46	4,65	1,26
NO ₂ O	2,70	0,59	Следы	0,59	0,05
K ₂ O	0,38	0,67	0,10	0,57	0,55
H ₂ O ⁻	0,96	4,66	4,22	5,46	5,96
H ₂ O ⁺	1,08	6,77	7,90	6,10	8,55
P ₂ O ₅	0,15	0,26	0,30	0,30	0,24
CO ₂	—	0,75	0,25	0,12	—
SO ₃	—	3,32	—	—	—
Сорг	—	—	2,59	—	—
Соб	—	—	3,53	1,55	1,03

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Образец	a	c	b	s	t'	m'	c'	n'
I	7,0	11,2	20	61,8	14,1	47,8	14,8	91,6
II	2,7	7,5	28,7	61,1	20,4	31,4	36,6	58,8
III	0,2	0,6	42	57,2	10,2	2,9	84,9	0
IV	2,4	6,3	32,5	58,8	16,7	36,1	35,2	62,2
V	1,1	1,6	44,9	52,4	12,9	37,1	50,2	25,0

ПРИМЕЧАНИЕ I - слабо измененный базальт; II—каолинитизированный базальт; III—каолинитизированный монтмориллонитизированный базальт; IV—монтмориллонитизированный базальт; V—монтмориллонитизированный базальт с кварцем и адуляром.

Над Западным термальным полем от подножия стенки кальдеры по двум распадкам, идущим к самой высокой точке горы Узон (1617 м), отмечают агломератовые туфы докальдерного комплекса, вскрытые в уступе обрамлен вулcano-тектонической депрессии.

В подошве этих бурых крупнообломочных отложений залегают плотные лавы базальтов, коренные выходы которых прослеживаются с отметки 800. В кровле их наблюдается чередование лав и туфов базальта. Вверх по разрезу лавы постепенно приобретают резко подчиненное значение. Бурые отложения представляют собой агломератовые туфы основного состава, отдельные обломки в которых достигают нередко 1,3 м в поперечнике. Заполнителем в них является мелкообломочный материал того же состава, сцементированный гидроокисла железа с опалом, глинистыми минералами и чешуйками гидрослюд. В агломератовых туфах содержатся прослои мощностью от 2,5 до 4 м пористых лав базальта. Поры выполнены голубоватым и реже молочно-белым опалом, а также слюдисто-глинистыми агрегатами с гематитом и гипсом. Видимая мощность бурых агломератовых туфов не менее 250 м, а протяженность около 200 м. В нескольких местах агломератовые туфы секутся дайками темных монолитных базальтов, мощность которых обычно 0,5 м. Гидротермальному изменению подвержены главным образом мелкообломочный материал (заполнитель) и цемент, участками превратившийся в желтовато-бурую труху. Крупные обломки плотных базальтов с периферий всегда осветлены, но остальная часть их остается относительно свежей. Осветление краевых частей крупных обломков вызвано развитием каолинита, опала и небольших количеств алунита. Интенсивность сернокислотного изменения увеличивается с уменьшением размера обломков. Мелкие обломки превращены в агрегат опала, каолинита и частично алунита, а в более крупных сохраняются довольно свежими их ядерные части. Минеральный состав новообразований

представлен опалом, кварцем, каолинитом, алунитом, пиритом, гематитом, серой и гипсом. Поэтому основными фациями являются кварц-опал-каолинитовая, кварц-опал-алунитовая и опаловая, содержащие в различных количествах примесь гидроокислов железа. Гидротермальное изменение описываемых отложений, по-видимому, связано с поступлением газопаровой фазы по трещинам вдоль контактов даек базальта с туфами. Развитию локального изменения пород способствовали высокая пористость агломератовых туфов. Базальты с их значительно меньшей пористостью почти не несут следов гидротермального изменения или в них проявлен только околотрещинный и поровый метасоматоз. По трещинкам в измененных породах были встречены квасцы в виде сероватых корочек, выкристаллизовавшихся из окисленных поровых растворов.

Обломки базальтов псаммо-псефитовой размерности, являющиеся заполнителем в агломератовых туфах, изменены гораздо интенсивнее. В них плагиоклазы-вкрапленники и микролиты почти нацело опализированы, темноцветные минералы замещены зеленовато-желтоватой гидрослюдой. В порах и трещинках таких базальтов наблюдаются скопления зерен алунита. Крупные агрегаты зерен алунита выполняют не только трещины породы, но и образуют псевдоморфозы по фенокристам плагиоклазов, причем плагиоклазы всегда более интенсивно замещаются алунитом, чем темноцветные минералы.

Мелкообломочный материал (заполнитель) сцементирован опалово-каолинитовой массой с алунитом и гидроокислами железа. В целом интенсивность гидротермального изменения пород зависит от приуроченности их к зоне трещиноватости и от текстурных особенностей пород и отложений: размеров обломков, пористости, степени их раздробленности, структуры породы (степени раскристаллизации). Зоны интенсивной трещиноватости прослеживаются развитием опал-алунитовых участков и бурой опаловой трухи. Гидротермальные растворы циркулировали по хорошо проницаемым агломератовым туфам, оставляя от крупных и плотных базальтов почти не измененные ядра и создавая, таким образом, кокардовые структуры и подобие скорлуповато-концентрической отдельности. На периферии зон трещиноватости изменение базальтов выражено замещением селадонитоподобным минералом вкрапленников оливина и в значительно меньшей степени моноклиновых пироксенов.

С приближением к зоне трещиноватости наблюдается увеличение развития опала и уменьшение алунита по трещинкам плагиоклазов и породы.

Поры в базальтах выполнены опалом, реже тридимитом, гипсом и пиритом. Вертикальная зональность в измененных агломератовых туфах выражена локально и довольно четко. Зона каолинитизации вверх по разрезу переходит в зону опал + каолинит - алунит и выше в зону опалитов. Горизонтальная зональность прослеживается по небольшим участкам, приуроченным к отдельным зонам трещиноватости. Гидротермально-измененный участок бурых агломератовых туфов расположен непосредственно над Западным термальным полем. По-видимому, гидротермальное изменение этих отложений в основном обязано действию растворов с Западным термальным полем.

На участке между Западным термальным полем и Фумарольным озером - встречаются блоки базальтов в виде четко выраженных положительных форм в рельефе, которые круто обрываются на юг и очень полого падают на север. Базальты состоят на 45-50% из порфировых вкрапленников и основной массы. Структура их порфировая с интерсертальной основной массой. Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом, несколько в меньшем количестве - моноклиновым пироксеном и редкими зернами оливина. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, обилия мелких зерен моноклинового пироксена и рудного, промежутки между которыми выполнены хлоритизированным стеклом, иногда буроватым за счет гидроокислов железа. Ядра крупных вкрапленников плагиоклаза соответствуют № 75-79 (битовнит), в то время как мелкие вкрапленники и периферия крупных отвечают № 63-64 (Лабрадор). Фенокристы моноклинового пироксена бесцветны, $2V$ 50-52°; $Ng-Np$ 0,03; $C:Ng$ 20°. По-видимому, данный моноклиновый пироксен относится к аггиту Ng 1,724, Np 1,695. Встречены реликтовые формы, характерные для зерен оливина; они полностью замещены гидрослюдистым минералом, иногда обладающим очень слабым плеохроизмом в буровато-зеленоватых тонах. На северном склоне одного из блоков, расположенных рядом с Западным термальным полем, были встречены пропицитизированные породы. Под слоем дерна толщиной в 20-30 см находятся глыбы плотных базальтов величиной до 1 x 0,6 м, среди которых встречены слабопористые базальты. Часть пор в последних выполнена игольчатым актинолитом, сульфидами железа и в меньшем количестве - кварцем и чешуйками гидрослюдистого минерала. Зерна моноклинового пироксена с периферии и по трещинкам замещаются актинолитом. Более крупные зерна актинолита образуются по направлению спайности (100) моноклинового пироксена. Наиболее интенсивная актинолитизация развита в участках скоплений зерен моноклинового пироксена. Актинолит, замещающий зерна моноклинового пироксена вблизи пор базальта, вростает в них и образует «войлок» из игольчатых кристаллов. Актинолит оптически отрицательный, удлинение положительное, $C:Hg$ 11-12°, $2F$ -78-80°, плеохроизм: по Ng - слабозеленый, по Np - слабозеленовато-зеленый. По краевым частям крупных вкрапленников и лейст плагиоклазов наблюдается каемка водяно-, прозрачного адуляра, дающего иногда волнистое, неравномерное угасание. По трещинкам табличек плагиоклазов развиты полоски адуляра, образующие местами «заборчики». Хорошо образованные зерна адуляра наблюдаются, как правило, в свободных полостях (поры, тонкие трещины) в виде скоплений мелких ромбов или более крупных единичных зерен.

По основной массе базальта, как отмечалось, развиты хлорит буровато-зеленого цвета по стеклу и актинолит по моноклинному пироксену. Зерна рудного минерала сохраняются свежими, хотя в нескольких шлифах наблюдалось развитие гидроокислов железа по хлориту и частично - гидрослюдке, которая замещает зерна оливина. Следует отметить, что в одной и той же глыбе наблюдаются участки, подвергшиеся довольно интенсивной актинолитизации и адуляризации и участки, совсем не несущие следов актинолитизации.

Адуляризация (различной интенсивности) отмечается во всех шлифах, сделанных из глыб пористых базальтов, она довольно слабо выражена. Неравномерное гидротермальное изменение - даже в одной глыбе базальта, как по периферии, так и в центральных частях свидетельствует об их неравномерной пористости и трещиноватости. Развитие актинолита по моноклинному пироксену, адуляра по плагиоклазам и хлорита по стеклу основной массы позволяет отнести данные породы к пропилитизированным базальтам.

Сравнение слабо измененных базальтов и интенсивно измененных пород показало их существенное различие, особенно после вычета воды. Количество SiO_2 в породах с водой остается почти постоянным, но с вычетом воды заметно увеличивается. Содержание глинозема меняется еще более существенно. В каолинитизированных базальтах повышается содержание Al_2O_3 до 26%. В каолинитизированных и монтмориллонитизированных базальтах отмечается окисление породы. Содержание Fe_2O_3 увеличивается за счет уменьшения FeO . В базальтах, взятых у выходов высокотемпературных парогазовых струй, Fe_2O_3 не обнаружено, что свидетельствует о восстановительной обстановке непосредственно около паровых струй. Количество MgO значительно повышается в монтмориллонитизированных базальтах (до 10%), что фиксируется образованием магнезиального монтмориллонита. Количество CaO понижается до десятых долей процента в каолинитизированных и монтмориллонитизированных базальтах, а в каолинитизированных оно равно 5,5% за счет образования в них гипса. Произошли изменения отношений CaO/MgO (от 2,2 до 0,01%) и $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$ (от 7 до 0,1%). В первом случае за счет выноса CaO и увеличения MgO ; во втором за счет Na_2O и увеличения K_2O с образованием адуляра и калиевого алунита. Отношение $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ остается почти постоянным, т. е. они оба инертны.

Северное термальное поле. На западном его борту обнажаются белого цвета измененные делювиальные отложения видимой мощностью 3,5 м, превращенные в опалово-глинистую труху. В 25-30 см от поверхности встречаются обломки белой выщелоченной пемзы и бежевато-белые куски плагиоклазового базальта, обладающие реликтовой порфировой структурой и рассыпающиеся при прикосновении. Ниже по склону наблюдаются выходы плитчатых желтовато-зеленых осерненных мелкообломочных пород. Еще ниже этих отложений располагается котел (10x8 м) с кипящей темной водой сложного состава с сероводородом. В кипящем котле много тонкодисперсной серы и плавающих пленок марказита.

На поверхности поля наблюдается небольшое количество глыбово-обломочного материала. Причем все обломки покрыты с поверхности глинисто-опаловой коркой (толщиной 2-3 см), под которой наблюдается неизменный плагиоклазовый базальт или реже дацит. По-видимому, эти обломки сравнительно недавно были привнесены на термальное поле, тем более что крупные обломки лав на глубине первых десятков сантиметров изменены полностью и превращены в опалово-глинистый материал с реликтами порфирированных структур лав.

Шурф, выкопанный в 2 м северо-восточнее котла на глубину 1 м, вскрыл белую структурную глину, переходящую ниже в серую (за счет тонкодисперсных сульфидов железа). В глинистом материале участками видны реликты тонкослоистой текстуры пепловых туфов, а с глубиной еще более четко выражены реликтовые формы обломков лав с их порфировой структурой.

Гидротермальное изменение базальтов, взятых с поверхности термального поля, слабое и выражено в развитии опала по трещинкам, главным образом, периферии плагиоклазов, представленных, как правило, лабрадором-битовнитом. Темноцветные минералы оливин и гиперстен в краевых частях и по трещинкам отдельности замещаются слюдоподобным минералом - боулингом. Вкрапленники плагиоклазов составляют около 30% породы, поэтому базальты относятся к существенно плагиоклазовым. Скорость гидротермального изменения, а также его интенсивность зависят от количества и размеров вкрапленников в лавах.

Гидротермальное изменение дацитов, находящихся на поверхности или вблизи неё, очень незначительное и проявляется в развитии опала по трещинкам породы, особенно по трещинкам плагиоклазов, а также в образовании на поверхности глыб опалово-каолинитовой корки толщиной не более 5 мм.

Образцы пород с глубины 20 см представляют собой опалово-каолинитовый материал, в котором наблюдается много обломков «скелетов» пемзы. Наблюдаются отдельные кубические кристаллы пирита и скопления их. Встречено несколько зерен призматического реальгара, серы, гипса и единичные пластинки кальцита.

Опалово-каолинитовые породы содержат в виде примеси сульфиды железа в тонкодисперсной форме. Кристаллы пирита и пленки марказита развиты по тончайшим трещинкам, а в местах их раздувов образуются желвакообразные скопления пирит-марказитовых агрегатов.

Во всех каолинитизированных породах встречен гипс, который наблюдается на поверхности высушенных образцов. С уменьшением опалового материала в каолинитизированных отложениях отмечается некоторое увеличение сульфидов железа. По-видимому, каолиниты являются хорошими сорбентами. В

каолинитах были встречены агрегаты серы, а также единичные призматические зерна реальгара или тончайшие корочки его, обычно приуроченные к участкам скопления кристаллов пирита.

Участок горы Белой. Купольная часть экструзии и цепь небольших выходов стекловатых дацитов ориентированы в восток-юго-восточном направлении. Экструзией в процессе ее становления были захвачены блоки тонкослоистых туфов из нижнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи и подняты на высоту 900 м (амплитуда 250 м). Коренные выходы подобных тонкослоистых пепловых туфов наблюдались в подошве северного склона Центрального термального поля, абсолютная отметка которых 650 м. У вершины южного склона экструзии горы Белой наблюдается рвущий контакт между опалити-зированными нацело экструзивными дацитами и вмещающими тонкослоистыми пепловыми туфами (рис. 46).

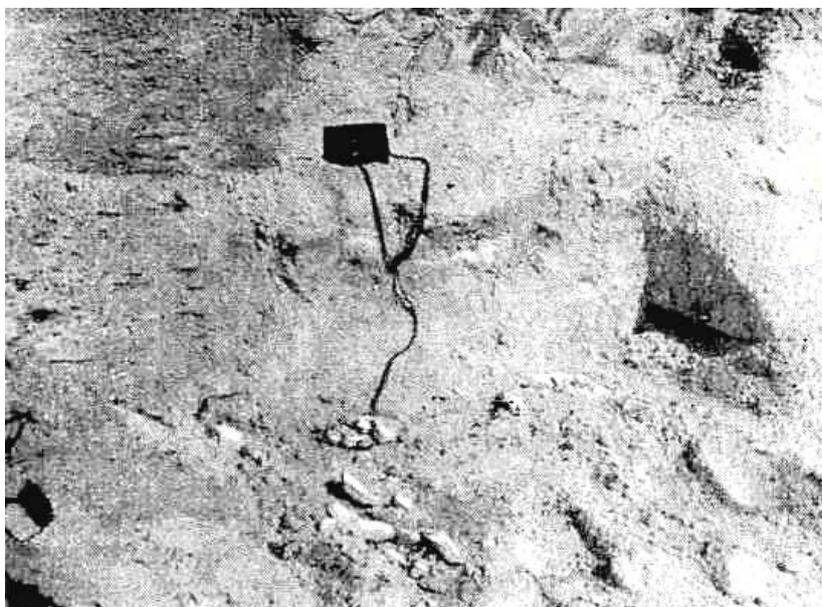


Рис. 46. Контакт между гидротермально-измененными дацитами и тонкослоистыми пепловыми туфами на южном склоне горы Белой

Сохранившаяся восточная часть купола экструзии находится несколько западнее трех скальных выходов вспененных дацитов высоты 907, азимут простирания которых 220-230°. К северо-западу от купола наблюдаются отдельные выходы агломератовых туфов дацитового состава. В пределах их развития проявлены небольшие разломы, с которыми связаны древние сольфатарные поля, содержащие прожилки фумарольной серы в ассоциации с единичными мелкопризматическими кристаллами реальгара и характеризующиеся полным гидротермальным изменением пород. В общем, гидротермальное изменение пород горы Белой приурочено к контактам экструзии и разломам, определяя их локальность. Наиболее интенсивному сернокислотному выщелачиванию были подвержены породы северного склона горы Белой, особенно в северо-западной части, где они нацело переработаны и обелены (рис. 47). Видимая мощность их около 250 м при ширине в среднем до 100 м. Процессы сернокислотного выщелачивания развивались по агломератовым туфам дацита и по вмещающим экструзию тонкослоистым туфам, в меньшей степени по стекловатым и слабо раскристаллизованным дацитам. Среди пород экструзии выделяются лавы (плотные, пористые, вспененные) и агломератовые туфы. Плотные дациты наблюдаются в подошве купола, причем пористость их вверх по разрезу постепенно увеличивается. Для плотных и пористых дацитов характерна хорошо выраженная флюидальная текстура, определяющая при выветривании плитчатую отдельность.

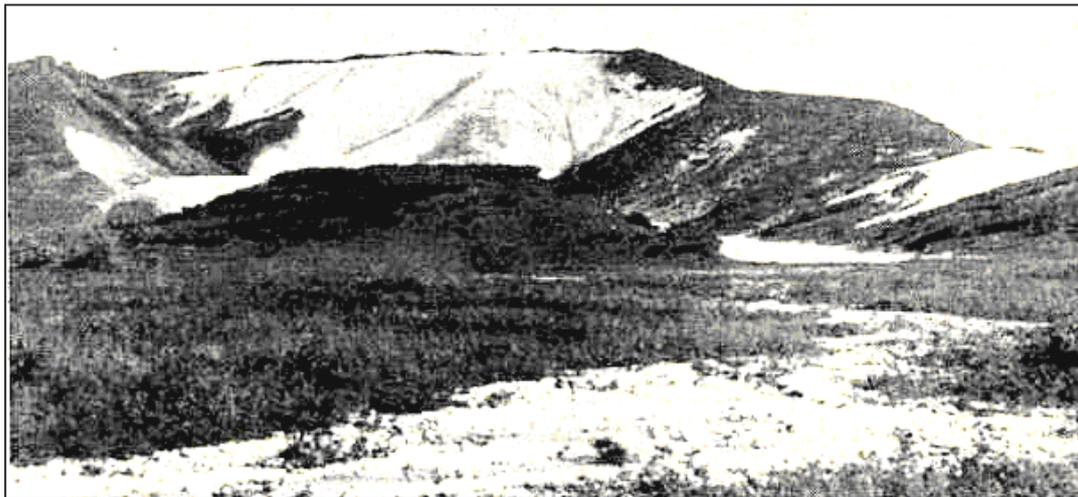


Рис. 47. Обеленный северный склон горы Белой

Структура дацитов порфировая; основная масса кристаллитовая. Вкрапленники представлены таблитчатым плагиоклазом, гиперстеном и титанистым авгитом. Таблитчатые зерна плагиоклаза образуют нередко гломеропорфировые сростки, к которым приурочены выделения фенокристаллов моноклинных пироксенов. Последние наблюдаются в виде обособленных скоплений различных по величине зерен, всегда ассоциирующихся с идиоморфными выделениями магнетита и вытянутыми призмочками апатита. Основная масса, как правило, стекловатая, обладающая обычно перлитовой отдельностью. Ориентированное развитие в ней кристаллов обуславливает четко выраженную флюидальную текстуру. Буроватое стекло основной массы без кристаллитов наблюдается в интерстициях между вкрапленниками плагиоклазов и темноцветных минералов. В фенокристаллах плагиоклазов присутствуют включения стекла и буроватые призматические кристаллы апатита, которые развиты также, но в меньшем количестве, в зернах моноклинных пироксенов и в основной массе. Вкрапленники плагиоклаза обычно зональны. Состав их по замерам методом Федорова соответствует № 42-46 андезита в крупных табличках, а в более мелких зернах № 34-39. Среди темноцветных минералов заметно преобладают зерна гиперстена. Гиперстен оптически отрицательный $CNg = 0$, $2V 60^\circ$, $Ng - Np 0,012$. Слабо плеохроирует, по Ng - зеленоватый по Np - розоватый. Кроме зерен гиперстена встречаются зерна моноклинного пироксена, которые исходя из оптических констант его, по всей видимости, относятся к титанистому авгиту. $2V 60^\circ$, $Ng \sim Np 0,025$ - плеохроизм, Ng - зеленоватый, Np - зеленовато-буроватый. В таблитчатых зернах его наблюдается не ярко выраженная структура песочных часов. Микроскопическое сравнение плотных и пористых дацитов показало, что в последних наблюдается значительно меньше вкрапленников, а также темноцветных минералов. Благодаря вспененности основной массы в них слабо выражена флюидальная текстура. В пористых лавах дацита были встречены глыбы и обломки серых стекловатых дацитов и редкие ксенолиты базальта с интерсертальной структурой основной массы. Тонкослоистые пепловые туфы горы Белой состоят из мельчайших хорошо отсортированных частичек вулканического стекла и небольшого количества осколков зерен плагиоклазов. Среди разнообразной формы пепловых частичек наблюдаются обломки пемзы алевритовой, гораздо реже псаммитовой размерности, обладающие пористой или флюидальной текстурой. Эпизодически встречаются обломки зерен моноклинного пироксена и слабо раскристаллизованных лав. Слоистость в пепловых туфах обусловлена чередованием тонких прослоев, состоящих из пеплового и алевропелитового материала. Цемент типа заполнения, представлен глинистым веществом, среди которого наблюдаются точечные включения рудных минералов. Алевритовые туфы состоят из аналогичного пепловым туфам кристалловитро-кlastического материала, но отличаются только структурой и присутствием несколько больших количеств обломков пемзы псаммитовой размерности.

Наиболее интенсивное изменение пород горы Белой приурочено к северо-западному склону экстрезии, обращенному к современной термоаномали. У подножия горы Белой расположен белый каолинитизированный холм. На пологой вершине его наблюдаются «просевший» участок округлой формы, диаметр которого около 2 м. Склоны холма засыпаны тонкими плитками и обломами каолинитизированных тонкослоистых пепловых туфов и в подчиненном количестве дацитов, образующих обычно щебенку.

Шурф, выкопанный на вершине холма на глубину 0,8 м, вскрыл рыхлые белоснежные каолиниты, с глубины 0,6 м скованные мерзлотой. В незамерзшем состоянии породы рыхлые и состоят из обломков, обладающих раковистым изломом и плитчатой отдельностью. В 10—15 см от поверхности наблюдались опаловые корочки и прозрачные натечные образования опала, в которых присутствуют розоватые тонкодисперсные включения реалгара и гематита.

Разрез, общей мощностью не менее 200 м, почти до вершины горы Белой представлен измененными белыми тонкослоистыми пепловыми туфами, содержащими прослой алевритовых туфов. Аналогичные отложения прослеживаются по всему северо-западному склону горы Белой, на котором расположен

небольшой купол (апофиз) опалитизированных нацело дацитов. На вершине горы Белой наблюдается среди опалитов бугорок стекловатых темно-серых цветов с шаровыми формами выветривания, по трещинкам в которых развит кремевый опалит.

Выше разрез представлен 250-метровой толщей измененных вулканогенно-осадочных пород, состоящих из тонкослоистых пепловых туфов, в которых по разрезу наблюдаются прослои алевритовых туфов. На измененные лавы дацита, относящиеся к кровле разреза, приходится не более 10-15 м.

Нижняя часть разреза состоит из каолинитизированных тонкослоистых пепловых туфов мощностью около 60 м. Выше зона каолинитизации сменяется зоной развития по туфам алунита, каолинита и опала. Количество алунита увеличивается вверх по разрезу, и разрез становится существенно алунитовым. Мощность каолинит-опал-алунитовой зоны составляет приблизительно 100-120 м. Верхняя часть разреза представлена зоной опалитизации мощностью 35-30 м. Породы превращены в пористые опаловые скелеты и участками в опалитовую труху. Поры и трещинки в опаловых скелетах выполнены прозрачным или молочно-белым опалом с включениями шариков гематита, а также халцедоном и мелкими щетковидными друзами кварца.

Таким образом, в разрезе гидротермально-измененных пород горы Белой отмечается вертикальная зональность. Снизу вверх зона каолинитизации вмещается зоной опал-каолинит-алунитовой, последняя - зоной опалитизации с развитием тридимита, халцедона и кварца. Весь измененный участок северного склона горы Белой засыпан плитками и щебенкой пепловых и алевритовых туфов, на плоскостях наложения которых встречаются мелкие уплощенные аризматические кристаллы реальгара или порошокватый налет его. Хорошо различимые глазом кристаллы реальгара наблюдаются в порах опалитизированных обломков пемзы (алевроитовой или псаммитовой размерности), обычно присутствующих в туфах. В северо-западной части склона горы Белой наблюдаются участки розоватых каолинитизированных, а также алунизированных и опалитизированных туфов, которые содержат тонко дисперсные включения реальгара, придающего им окраску. Изучение в поле площадной распространенности кристаллического, землистого и тонкодисперсного реальгара показало, что большое количество его приурочено к зонам разломов, таким образом, фиксируя их направление. В северо-восточной части склона горы Белой процессы сернокислотного выщелачивания развиты главным образом по агломератовым и более мелкообломочным туфам дацита, образуя с поверхности значительной мощности зону опалитизации.

Развитие сернокислотного выщелачивания в плотных дацитах начинается с выполнения опалом трещинок отдельности в породе и трещинок спайности в минералах. Происходит замещение опалом плагиоклазов, затем темноцветных минералов, в то время как стекло основной массы мутнеет, особенно в участках с большим содержанием кристаллов, превращаясь нередко в опал с пылевидными пелитовыми включениями. Наиболее интенсивному гидротермальному изменению подвергаются вспененные дациты и агломератовые туфы их, текстурные и структурные особенности которых способствуют свободной циркуляции парогазовых струй. В результате большая часть их превращена в опаловые скелеты или опалитовую труху, создавая, таким образом, моноопалитовую зону (опаловый купол) в верхней части метасоматической колонки. Моноопалиты имеют метасоматическую брекчиевую структуру и характеризуются наличием многочисленных мелких и крупных полостей, заполненных частично натечным опалом, друзами кварца, халцедоном, тридимитом, серой и тонкодисперсными налетами гематита. Опалитизированные дациты в нижних горизонтах зоны опалитизации дают плитчатую отдельность. Опалитизированные минералы-вкрапленники в дацитах обычно частично или полностью замещаются агрегатами зерен алунита и изредка оконтуривают их. В измененной основной массе дацитов наблюдаются скопления криптозернистых агрегатов алунита, приуроченных главным образом к более раскристаллизованным участкам породы и трещинам перлитовой отдельности. В виде сплошных зернистых масс алунит встречается в пустотах (трещины, поры) совместно с опалом, кварцем, тридимитом, серой и изредка гематитом. Тридимит постоянно наблюдается в виде примеси среди агрегатов зерен алунита, по-видимому, образование его происходило преимущественно в процессе алунификации. В свободных полостях алунит развит в виде пластинчатых, игольчатых зерен, реже в виде конвертообразных и идиоморфных кристаллов, нередко обладающих зональным строением. Размер отдельных кристаллов обычно не превышает 1,2 мм. Алунит оптически положительный, $N_g - N_p$ 0,020. В опалитизированной основной массе дацитов алунит образует мелкие таблитчатые зерна, криптозернистые агрегаты, а чаще точечные рассеянные выделения. Гидротермальное изменение тонкослоистых пепловых и алевритовых туфов выразилось в развитии по ним процессов каолинитизации, опалитизации и алунификации. В случае интенсивной каолинитизации тонкослоистые пепловые туфы превращаются в глинисто-пелитовый материал с прожилками алунита, не несущий даже реликтовых форм первичной структуры. В переходной каолинит-опал-алунитовой зоне наблюдается значительная опалитизация пеплового материала и развитие точечного, мелкокристаллического алунита. Количество алунита вверх по разрезу увеличивается особенно вблизи участков повышенной трещиноватости и зон разломов. Образование криптозернистых агрегатов алунита наблюдается, как правило, на месте обломков зерен плагиоклазов и пемзы, а также по трещинкам и чрезвычайно редким порам.

Рудный минерал в измененных тонкообломочных туфах представлен гематитом или мелкими зёрнами пирита, а в алунизированных породах преимущественно гематитом. Последний образует

тонкодисперсные или порошковатые налеты в трещинах алунизированных и опализированных пород, а также микроскопические шарики в натечном опале. В измененных туфах по плоскостям наложения, трещинам и порам обломков пемзы наблюдались тонкодисперсные, порошковатые и призматические образования реальгара. Максимальное количество его наблюдались в каолинитизированных и алунизированных пепловых туфах, приуроченных к трещине, расположенной вблизи контакта экструзии с вмещающими породами на северо-западном склоне горы Белой, выделяющимися среди белого склона своей розоватостью.

Таким образом, в разрезе гидротермально-измененных пород северного склона горы Белой отмечается вертикальная метасоматическая зональность, выраженная в развитии снизу вверх зон каолинитизации, каолинит-опал-алуниевой зоны и опалового купола. Максимальное гидротермальное изменение свойственно породам, приуроченным к контактам экструзии и зонам разломов, а также породам, обладающим хорошим фильтрационными свойствами. К таковым относятся агломератовые туфы, пористые лавы и в какой-то степени шкосоистые пепловые туфы. Присутствие в последних обломков пемзы алевритовой и псаммитовой размерности облегчало проникновение растворов, горизонтальная зональность выражена слабее. Участки, подверженные сернокислотному выщелачиванию, расположенные к северо-западу и северо-востоку от центральной измененной зоны горы Белой, находятся на более низких гипсометрических отметках, но в то же время на различных уровнях и с поверхности всегда представлены сравнительно мощной зоной опалитизации. Юго-восточнее горы Белой отмечается окремнение песчаников озерных отложений. В верховьях ручья Пестрого (на правом борту) был встречен коренной выход слоистых окремненных песчаников видимой мощностью около 3 м. Слоистость их обусловлена сортированностью обломочного материала по гранулометрическому составу. Выше окварцованных песчаников все задерновано, и только вблизи экструзии Останец наблюдаются значительной мощности пемзовые отложения. Тонкослоистые окварцованные песчаники состоят из окатанных обломков лавы, пемзы, плагиоклазов, а в виде примеси в них приветствуют зерна моноклинных пироксенов и зеленой роговой обманки, сцементированных опалом. На обломки лав приходится приблизительно третья часть породы. Для них характерна хорошая окатанность и наличие микролитовых структур. Основная масса лав представляет собой девитрифицированное стекло, содержащее большое количество пылевидных рудных выделений. Краевые части обломков плагиоклазов замещаются опаловым цементом, как бы растворяя их, и поэтому они приобретают округлые формы (в то же время такие округлые очертания могут отчасти свидетельствовать о водной обработке материала). Процесс растворения плагиоклазов и замещение его опалом наблюдаются иногда с отделением по трещинкам частичек плагиоклазов, с развитием зазубренных и оплавленных краев в них. Опал образует цемент типа выполнения и обрастания. Опалом заполнены все поры и трещинки в обломках пород и минералов. Опал прозрачный, показатель преломления 1,448. Он образовался, видимо, в результате сбрасывания кремнекислоты с паровой фазы прошлой термоаномалии в отсортированные песчаные отложения и, вероятно, фиксирует разлом. Зеленые обломки туфов, встреченные ниже в ручьях, представляют собой полностью измененные тонкослоистые слои гейзерной свиты. Они состоят на 70% из обломков пемзы и частичек вулканогенного стекла, среди которых наблюдаются обломки лавы и плагиоклазов. Обломочный пемзовый материал нацело монтмориллонитизирован. Монтмориллонитом замещены все обломки пористых лав, а поры и трещины в них заполнены короткотаблитчатым цеолитом. По зернам плагиоклаза и трещинкам в них наблюдаются мельчайшие агрегаты клиноптилолита.

Участок Центрального озера. На дне южного берега озера развиты окремненные отложения мощностью 25-30 см. Подобные образования наблюдались нами по берегам Фумарольного и Хлоридного озер. На таких окремненных плитах лежит довольно мощный слабо уплотненный глинисто-илистый осадок, на котором наблюдается большое количество разнообразных водорослей. По всему дну южного берега озера встречаются обломки и глыбы кварц-адуляровых пород белого цвета. Крупные глыбы иногда слегка выступают из воды и покрыты толстым слоем тины. Мелкие обломки прослеживаются вдоль берега на протяжении 1 км.

Южный борт Центрального озера задернован, а отдельные обнажения в нем представлены пролювиальным материалом. Последний состоит из разнообразных по величине обломков базальтов, игнимбритов, дацитов, пепловых и алевро-псаммитовых туфов. Отложения южного борта (особенно их юго-западная часть) являются нацело каолинитизированными и опализированными. По трещинам в каолинитизированных пролювиальных отложениях борта наблюдаются выходы небольших термальных источников с H_2S . Такие трещинки проявляются темной полосой в несколько сантиметров, образовавшейся в результате сорбции каолинитами тонкодисперсных сульфидов железа по периферии трещинок, с развитием кристаллов пирита в зальбандах их. Образцы из небольшого пульсирующего источника, расположенного в воде в 4-5 м от берега, состоят из ила и обломков каолинитизированных пород, пропитанных многочисленными кристаллами пирита и пленками марказита. Содержание сульфидов железа составляет не менее 30% от общего объема породы. На обломках базальтов, плагиоклазов, кварца, опала, пемзы и темноцветных минералов наблюдаются пленки марказита и корочки красновато-оранжевого реальгара. В трещинках обломков и на ноздреватой поверхности их встречаются уплощенные

призматические зерна реальгара. В порах пемзы и пористых лав развиты щетки игольчатого антимонита, призмы реальгара и единичные мельчайшие зерна сфалерита и халькопирита.

Среди бортовых отложений озера не были встречены коренные выходы кварц-адуляровых пород. Они тяготеют к юго-восточной части озера, протягиваясь по направлению к экстрезии горы Белой. Сахаровидные кварц-адуляровые породы представляют собой полностью переработанную первичную породу и состоят из крупных зерен кварца и адуляра, в мельчайших промежутках между которыми наблюдаются глинисто-сланцевые чешуйки, точечные и пылевидные рудные выделения и мелкие обособленные агрегаты лейкоксенизированного сфена. Крупные зерна кварца, как и адуляра, развиты у свободных полостей, нередко проникая в поры породы. Адуляр образует кристаллы ромбического вида, величина их превышает размер зерен кварца. Призматические кристаллы последних обычно прорастают зерна адуляра. Идиоморфный адуляр водно-прозрачен. Величина зерен его достигает 0,8x0,3 мм. Оптические свойства адуляра: N_p 1,518, N_g 1,525, $2V$ 28-30°. Среди ромбических кристаллов адуляра изредка встречаются бавенские двойники. Промежутки между крупными образованиями адуляра и кварца выполнены криптозернистыми или мозаичными агрегатами кварца, как бы усеянными ромбиками адуляра. По-видимому, криптокристаллический кварц развивается по пепловому материалу, а участки в породе, состоящие из обломков пемзы псаммитовой размерности, замещены крупными зернами призматического кварца и ромбиками адуляра. К порам и трещинкам кварц-адуляровых пород приурочены чешуйки слюды и глинистый материал, ассоциирующие с пылевидными рудными выделениями. Таким образом, для сахаровидных кварц-адуляровых пород характерно развитие крупных кристаллов адуляра, а также призматических и мозаичных агрегатов кварца. В кварц-адуляровой породе было встречено призматической формы зерно топаза, обладающее высоким двупреломлением и высокими показателями преломления.

Кварц-адуляровые породы с реликтовой тонкослоистой текстурой состоят из криптозернистого кварца, адуляра, примеси слюдисто-глинистых чешуек, рудных минералов и точечных скоплений лейкоксенизированного сфена, иногда окаймляющих ильменит. Адуляр развит в виде ромбов в криптозернистой кварцевой массе и образует псевдоморфозы по обломкам плагиоклазов, в ряде случаев при полном окварцевании тонкообломочного материала туфов аблюдается развитие адуляра по криптозернистому кварцу и частичное замещение адуляром обломков плагиоклазов, главным образом по трещинкам и периферии их. В таких тонкослоистых окварцованных и адуляризованных туфах очень редко наблюдаются поры, образовавшиеся, по-видимому, за счет выщелачивания обломков. В криптозернистой кварцевой массе встречаются агрегаты лейкоксенизированных точечных зерен сфена.

Каолинитизированные тонкослоистые туфы с адуляром состоят из глинистой массы, среди которой наблюдаются алевритовые частички адуляризованных плагиоклазов. В редких агрегатах криптозернистого кварца, развитых, по-видимому, по обломкам пемзы и плагиоклазов, встречаются ромбики адуляра. В глинистой массе присутствуют рассеянные точечные выделения пирита отдельные мелкие пылевидные включения рудных минералов. По данным химических анализов, в кварц-адуляровых породах содержится 85% SiO₂. По сравнению с исходной породой в них отмечается недостаток Al₂O₃, Na₂O, CaO и MgO. Содержание K₂O возрастает до 10%.

Кроме кварц-адуляровых пород по южному берегу Центрального озера были встречены обломки гидротермально-измененных тонкослоистых туфов белого цвета с плитчатой отдельностью и раковистым изломом. Туфы состоят преимущественно из обломков пемзы, меньше плагиоклазов и единичных зерен моноклинного пироксена. Пемза нацело замещена зеленым монтмориллонитом, а поры и трещинки в ней и породе заполнены пучками игольчатого морденита и изредка агрегатами зерен анальцима. Морденит в ряде обломков образует цемент типа обрастания. По периферии обломков и трещинкам зерен плагиоклазов развит

Фации гидротермально-измененных пород Узона

Характер фаций гидротермально-измененных пород Узона зависит от состава и температуры термальных вод, парогазовых струй, а также от их гипсометрического положения. Площадь распространения фаций находится в прямой зависимости от интенсивности термального процесса; степень гидротермального изменения максимальна вблизи зон трещиноватости и постепенно уменьшается с удалением от них. По развитию каждой фации можно судить о химическом составе вод и условиях ее образования.

Фации сернокислотного выщелачивания широко развиты на Узоне. Среди них выделяются современные и древние поля. К современным относятся участки, обрамляющие Центральное термальное поле и Фумарольное озеро, а также термальные площадки Западного, Южного и Северного термальных полей. Древние участки сернокислотного выщелачивания расположены на северном склоне горы Белой, обращенном к современной термоаномалии. Гидротермальному изменению на горе Белой подвержены дациты и их агломератовые туфы, а кроме того вмещающие экстрезию алевритовые и алевропелитовые тонкослоистые туфы. Наиболее интенсивному гидротермальному изменению подверглись породы, обладающие хорошими фильтрационными свойствами. К таковым относятся вспененные дациты, агломератовые туфы, а также алевропелитовые и алевритовые тонкослоистые туфы; присутствие в

последних обломков пемзы псаммитовой размерности способствовало проникновению парагазовых растворов. Максимальное гидротермальное изменение пород отмечается на контактах экструзии, в зонах разломов и трещиноватости. В этом случае структурные и текстурные особенности пород не влияют на интенсивность гидротермального изменения. Процесс сернокислотного выщелачивания начинается с развития опала по зернам плагиоклазов и темноцветным минералам, превращая породы в участках повышенной трещиноватости и пористости в опализированные, каолинитизированные и алунизированные отложения, нередко с образованием мономинеральной породы. В зонах интенсивной циркуляции растворов создаются, как правило, ячеистые текстуры в породах кварц-алунитового состава.

Фации кислотного выщелачивания горы Белой представлены (снизу вверх) зоной каолинитизации, которая сменяется опал-каолинит-алунитовой, последняя - зоной опализации. Таким образом, в разрезе прослеживается вертикальная метасоматическая зональность. Горизонтальная зональность выражена слабее; участки с сернокислым выщелачиванием, расположенные к северо-западу и северо-востоку от Центральной измененной зоны горы Белой, находятся на более низких гипсометрических отметках, но в то же время на различных уровнях и с поверхности всегда представлены сравнительно мощной зоной опалитизации. Направление разломов в участках обеленных пород горы Белой фиксируется развитием тонко дисперсных включений реалгара, придающих им розовую окраску.

В опал-алунитовой фации наблюдается развитие ирридирующего опала, который образуется при замещении опалом карбонатизированных зерен плагиоклазов с сохранением при этом реликтов полисинтетических двойников кальцита. Для зоны опалового купола характерно наличие в полупрозрачных дацитах и их туфах рассеянных буровато-красных шариков гематита. Кроме того, участки более поздней трещиноватости в них залечены фумарольной серой. От современных фаций сернокислотного метасоматоза древние фации отличаются значительно большей мощностью отложений. Типичный разрез современных фаций сернокислотного выщелачивания в бортовых отложениях Центрального термального поля и Фумарольного озера представлен снизу вверх каолинитизированными отложениями, переходящими постепенно в кремовато белые опалиты. Подобное гидротермальное изменение наблюдается и на Западном термальном поле, связанное с выходами парагазовых струй в зонах повышенной трещиноватости, полнокристаллических базальтов. Участки с выходами высокотемпературных парагазовых струй в измененных базальтах характеризуются присутствием кварца, адуляра и хлорита.

На Южном фумарольном поле процессы сернокислотного выщелачивания идут по пролювиальным отложениям, включающим обломки различных пород от базальтов до игнимбритов. Здесь особенно четко отмечается зависимость гидротермального изменения пород от текстуры, структуры и размерности минералов-вкрапленников: чем крупнее фенокристаллы, тем они интенсивнее изменяются. Наиболее устойчивыми являются основные массы лав слабо раскристаллизованных или стекловатых. В этом случае имеет значение состав вулканического стекла. Стекло базальтов и стекло игнимбритов в условиях сернокислотного выщелачивания на одной и той же глубине ведут себя по-разному. Стекло базальтов девитрифицируется, мутнеет, становится землистым, в то время как бурое стекло игнимбритов остается свежим.

На термальных площадках Узона происходит постоянное обновление сверху неизменным обломочным материалом и вовлечение его в погружение и соответственно в гидротермальную переработку.

Фации современного кислотного выщелачивания. Термоаномалия на поверхности фиксируется полями цветных гидротермальных глин, водяными и грязевыми котлами, грифонами, ручьями термальных вод и паровыми струями. Особенно обширные поля гидротермальных опалитов и глин развиты на Западном, Северном термальных полях и Серных буграх, оконтуривающих пониженную часть термоаномалии. На самой обширной пониженной части термоаномалии поля цветных гидротермальных глин окружают водяные и грязевые котлы. Территория севернее и западнее осевой части Центрального термального поля была покрыта нами скважинами до глубины 2-7 м. На термальных площадках и задернованных с поверхности холодных участках до глубины 2,5 м шли гидротермальные прогретые глины. Около водяного котла с кислой хлоридно-сульфатной водой в районе оз. Восьмерка на площади, покрытой растительностью, в 45 м от него на глубине 2,5 м еще обнаруживались теплые гидротермальные глины, в 15 м от водяного котла - голубоватый каолинит (Т-47°, рН 5,5), в 30 м - серый каолинит (Т-33°, рН 5,5), в 45 м - светло-серый каолинит (Т-34°, рН 6,0). Такая же картина наблюдалась и вокруг других водяных, и грязевых котлов. Бурение до глубины 2,5 м по площади термоаномалии позволило выделить среди горячих гидротермальных глин следующие фации: 1) опаловую с серой или без нее; 2) опал-алунитовую; 3) опал-каолинитовую с окислами железа или без них; 4) опал-каолинитовую с пиритом; 5) опал-алунит-каолинитовую; 6) опал-монтмориллонитовую с пиритом или без него.

Одновременно были обнаружены прямая и обратная вертикальные метасоматические зональности. Прямая вертикальная зональность проявлялась в смене с глубиной опалитов на опал-алунитовые и еще ниже опал-каолинитовые глины. Такая зональность наиболее типична для пониженных участков термоаномалии, где зеркало термальных вод приближено к поверхности, и для пологих склонов возвышенностей на Западном, Северном термальных полях и Серных буграх. На склоне Западного термального поля опалит сменяется опал-алунитовой, а на глубине 1,8 м - опал-алунит-каолинитовой глиной, что хорошо видно по термограммам. Обратная зональность выражается в смене с глубиной опалитов на опал-каолинитовые и еще

глубже опал-алунитовые глины. Такая зональность обнаруживается на крутых склонах, у подножия которых находятся водяные котлы с термальной кислой хлоридно-сульфатной и сульфатной водой. На бугре над кипящим водяным котлом в устье ручья Мишина опал-каолинитовые глины на глубине 1,6 м (соответствующей зеркалу кислой хлоридно-сульфатной воды в котле) сменились опал-алунитовыми глинами. В них, судя по химическому анализу и пересчету на нормативные минералы, содержится 60% опала, 17% алунита и 19% каолинита. Обратная зональность определялась образованием кислых сульфатных поровых растворов вблизи зеркала термальной хлоридно-сульфатной воды с сероводородом и менее кислых в удалении от него на больших высотах бугра. Состав и особенности гидротермальных глин изучены недостаточно. Существенно сыпучие опаловые и более плотные образования по гравелитам, туфам и лаве представляют собой крайний тип сернокислотного выщелачивания с выносом практически всех породообразующих окислов за исключением кремнезема. Наибольшее распространение они имеют на Западном, Северном фумарольных полях и на Серных буграх. Здесь они распространяются с поверхности на глубину, имеют белый и кремовый цвет. Примесью является сера, но в основной массе опалиты стерильны на металлы и серу.

Маломощные опаловые сыпучки распространены на берегах водяных котлов и озерков и на первых десятках сантиметров переходят в опалово-алунитовые и опалово-каолинитовые глины. Во всех случаях опалиты образуются выше зеркала термальных вод на поверхности прогретых участков и у выхода паровых струй. На термограммах чистых опалитов отсутствуют термические останки. Судя по определению SiO_2 и H_2O , белая сыпучка на Западном термальном поле состоит на 90% из опала. Опаловая горячая сыпучка имеет рН 1-2, водная вытяжка из нее сернокислая, т. е. крайний тип выщелачивания пород с образованием опалитов развивается под воздействием ультракислых сульфатных поровых растворов.

Опалово-алунитовые с каолинитом или без него гидротермальные глины имеют достаточно широкое развитие. Микроскопически они неотличимы от опалово-каолинитовых и представляют собой структурные и бесструктурные глины белого, желтого и оранжевого цвета. Цвет им придают окислы железа.

В скважинах они встречены на Западном и Северном термальных полях, на Серных буграх и определены среди глин на берегах оз. Восьмерка, на площадке на берегу Хлоридного озера и на других участках, обычно с глубины 1 м. Содержание алунита в глине достигает 25%. Алунит - калиево-натриевый с преобладанием натриевой молекулы (от 50 до 70%). Примесь алунита в 5,6% из расчета на нормальные минералы хорошо проявляется на термограмме. При содержании алунита 25% и каолинита 22% на термограмме резко проявляют алунитовые останки и слабокаолинитовые. По пересчетам на нормативы гидротермальные глины содержат: алунита 6-25%, каолинита 19-50%, опал; 38-60%, окислов железа до 4%, титанистого минерала 1-2%. Поровые растворы в горячих алунитах сульфатные, рН глины с алунитом в момент ее подъема с глубины 1 м составляет 3,5-4. Опалово-каолинитовые структурные глины являются наиболее распространенными приповерхностными фациям гидротермальных глин. Площадь распространения их далеко превышает площадь прогретых участков. Они были вскрыты под растительным покровом на глубине 2,5 м почти по всей площади севернее и западнее осевой части Центрального термального поля. На прогретых участках бортов термальных озер, водяных и грязевых котлов с водой смешанного хлоридно-сульфатного и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава с рН 4-6 цветные гидротермальные глины состоят из каолинита с примесью на поверхности земли окислов железа и на глубине - пирита. В отличие от опаловых сыпучек в глине видна реликтовая структура исходной породы. Диагностированы каолиниты на термальном поле Четвертого озера, Оранжевого поля и др. На Четвертом озере термальные площадки вокруг озера сложены горячими оранжевыми и белыми тонкодисперсными структурными глинами с редкими включениями реальгара. Оранжевая глина содержит 9,64% окисного железа, которое и придает ей этот цвет. На термограмме ярко проявлены останки, характерные для каолинита. Из пересчета нормативы следует, что глина на 69% состоит из каолинита, 24% опала, 3,5% окислов железа и 2,5% лейкоксена (в глине 2,18% TiO_2). На берегу Оранжевого озера глина с поверхности имеет оранжевый цвет, ниже на глубине 1 м переходит в серую. Судя по пересчетам на нормативы, оранжевая глина содержит 36% каолинита, 28% гидратов железа (гидрогематит) и 30% опала.

Берега Сизого котла с поверхности покрыты оранжевой глиной, с рН 6 и глубине 1,2 м глина становится белой с рН 4,5-5. Оранжевая и белая глина - каолинит. Каолинитовая глина обнаружена при бурении на берегах других термальных котлов и между ними. Водная вытяжка из опал-каолинитовых пород сульфатная. Независимо от состава воды в водоемах, рН глины от 4,5 до 6. Опал-каолинитовая фация на горе Белой занимает низы разреза, имеет мощность 60 м и продолжается глубже (табл. 23).

Таблица 23

Состав гидротермальных глин (в вес. %)

Компоненты	32	102-2	105	57-3	45-2	Компоненты	32	102-2	105	57-3	45-2
SiO ₂	58,26	47,80	46,48	43,08	32,34	H ₂ O ⁺	2,12	5,52	1,92	—	1,64
TiO ₂	2,52	0,91	0,91	2,18	0,76	H ₂ O ⁻	8,33	9,67	9,48	15,44	11,50
Al ₂ O ₃	14,29	22,83	19,34	27,72	12,31	P ₂ O ₅	0,58	0,26	0,37	0,18	0,18
Fe ₂ O ₃	3,28	6,34	9,62	9,64	37,95	S _{эл}	Нет	0,75	—	—	—
FeO						SO ₃	8,66	4,27	9,32	—	1,73
MnO	Сл.	0,03	0,04	11,0	Нет	SO ₆	—	—	—	Нет	—
MgO	Нет	0,11	0,57	0,11	»	As	—	—	—	0,06	—
CaO	0,54	0,60	0,60	0,87	0,60	CO ₂	—	—	—	Нет	0,70
Na ₂ O	0,98	0,27	1,54	0,20	0,10	С у м м а	100,27	99,78	100,04	100,80	100,13
K ₂ O	0,71	0,42	0,85	0,32	0,12						

32-берег оз. Восьмерки, вблизи грязевого котла, глина имеет T 40°, pH 4,5; аналитик Н. Гусакова; нормативный состав (в мол. %): алунита 25,5, каолинита 22,2, опала 46,3, сфена 2, лимонита 4, других 1; 102-2-берег Четвертого озера, термальная площадка, аналитик В. М. Солдатов; нормативный состав (в мол. %): каолинита 69, лимонита 3,5, опала 24, сфена 2,5; 105-термальная площадка оз. Оранжевого; глина имеет T 40°, pH 4; аналитик М. И. Милановская. Нормативный состав (мол. %): каолинита 28, опала 30, ярозита 2,5, гипса 2,1, кальцита 0,3, других 1,1; 57-3-устье р. Мишина, бугор у водяного котла; глина имеет T 30°, pH 4. Аналитик Н. Гусакова; мативный состав (в мол. %): алунита 17,0, опала 60, каолинита 19, гипса 2, сфена 1, других 1; 45-2-голубая гидротермальная глина на Центральном фумарольном поле: глина имеет T 40°, pH 4; Аналитик Н. Гусакова; нормативный состав (в мол. %): каолинита 50,3, опала 38,6; алунита 5,6; га 2, сфена 2, других 1,5; алунит-натровая молекула 50%, калиевая 50%.

Фация аргиллизированных и цеолитизированных пород представлена гидротермальными глинами в местах массовых проколов хлоридно-натриевой воды прямо с поверхности, в разрезах до глубины 7,5 м, в осевой части Центрального термального поля, в районе Четвертого озера Фумарольного озера на глубине 2,6 м и на южном берегу Центрального озера. Наиболее изучена фация на Центральном термальном поле. Интенсивная аргиллизация и цеолитизация здесь развиты в основном по пеплово-пемзовому материалу с сохранением реликтовой пепловой структуры. Свободные полости в обломочном материале выполнены цеолитами. С монтмориллонитом и цеолитами ассоциируют кальцит, гипс, опал, барит, алунит, сера, реальгар, халькозин, зит, марказит и другие сульфиды. При гидротермальном изменении гравийно кристалло-литокластического материала наблюдаются, главным образом, сростание и выполнение пор и трещин мелкотаблитчатым клиноптилолитом, также частичная монтмориллонитизация основной массы слабо раскристаллизованных пористых лав. Интенсивность изменения обломков лав значительно отличается с глубиной. Из химических анализов пород, с различных глубин и монтмориллонитизации и цеолитизации видно, что по сравнению с неизменным пеплово-пемзовым материалом в гидротермально-измененных породах резко понижено содержание SiO₂ (с 64 до 34%) и увеличено H₂O. Из пересчета на нормативный состав на кальцит падает 0,7%, на пирит 7%, на гипс 8 /о и алунит 7,6%. Основным минералом является монтмориллонит, который, судя по анализу, относится к железисто-магнезиальной разновидности (табл. 24).

Таблица 24

Химический состав монтмориллонит-цеолитовой фации в Осевой части Центрального термального поля по глубинам (вес. %)

Компоненты	Глубина, м				Компоненты	Глубина, м			
	0,2	3	5,6-5,8	7		0,2	3	5,6-5,8	7
SiO ₂	50,38	40,74	34,26	37,18	P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,14	0,50
TiO ₂	1,20	1,16	1,24	1,08	S _{сульф}	2,02	6,29	—	8,31
Al ₂ O ₃	17,18	19,56	15,32	14,52	S _{эл}	Следы	0,58	—	0,90
Fe ₂ O ₃	3,84	7,80	4,24	7,18	S _{пирит}	1,84	2,93	—	2,48
FeO	5,17	2,15	3,39	1,09	SO ₆	—	—	9,90	—
MnO	0,18	0,11	0,09	0,19	CO ₂	0,38	0,30	—	0,32
MgO	3,76	1,51	1,52	2,90	С у м м а	100,0	101,26	99,87	100,9
CaO	5,83	2,52	2,64	6,12	OS	0,70	1,09	—	0,93
Na ₂ O	2,58	1,24	1,04	0,97					
K ₂ O	0,42	0,38	0,27	0,24					
H ₂ O ⁻	2,04	5,06	16,74	9,96	С у м м а	99,32	100,17	—	99,97
H ₂ O ⁺	3,31	8,47	9,08	7,28					

Для изучения глинистых минералов Центральной части Узонской термоаномалии была применена следующая методика: 1) электронная микроскопия; изучались фракции меньше микрона; 2) термический анализ; на дериватографе изучалась потеря веса при нагревании и дифференциальные кривые нагревания; 3) рентгеноструктурный анализ; 4) инфракрасный анализ. Определены монтмориллонит, галлуазит и каолинит.

В нижней части разреза Центрального термального поля развит преимущественно монтмориллонит, а в верхней - каолинит и совместно с ним галлуазит. Вблизи поверхности (у проколов с максимальной прогретостью пород) образуется монтмориллонит. К периферии зоны прогрева на участках с температурой около 60° С развиты минералы каолинит-галлуазитовой группы. Таким образом, намечается горизонтальная микрizonaльность вокруг участков максимального прогрева. В рудной зоне глинистые минералы присутствуют в минимальном количестве и представлены главным образом каолинитом или галлуазитом. В более низкотемпературных условиях в осадках источников и озер на Центральном термальном поле формируется хорошо окристаллизованный триклинный каолинит.

Аргиллизированные породы с цеолитами в береговых отложениях Четвертого озера на глубине 2,6 м образовались за счет тонкослоистых туфов, обладающих алевропелитовой структурой и состоящих, главным образом, из пеплово-пемзового материала. Последний замещен нацело монтмориллонитом, а поры и трещинки в обломках заполнены мельчайшими табличками цеолита (рис. 48). Наряду с зеленоватым монтмориллонитом по пемзе развит монтмориллонит плеохроирующий в слабомалиновых тонах. С глубиной монтмориллонитизация становится интенсивнее. Встречаются чешуйки гидрослюдки, редкие призматические кристаллы реальгара и неравномерные точечные выделения пирита, марказита и других сульфидов.



Рис. 48. Замещение пемзы монтмориллонитом и развитие клиноптилолита в порах. Ув. 400, ник, +

На южном берегу Центрального озера встречены обломки пеплово-пемзовых тонкослоистых туфов, нацело замещенных зеленоватым монтмориллонитом. Поры в пемзе выполнены пучками игольчатого морденита (рис. 49). По редким осколкам плагиоклазов псаммоалевритовой размерности с периферии и по трещинкам развит адуляр.

Сопутствующие минералы: гипс представлен зернистыми, таблитчатыми и тонкоигольчатыми выделениями, образующими обычно звездчатые агрегаты. Оптически положительный, N_g-N_p 0,009. Трещинки спайности нередко хорошо выражены по (010). В шлифах участками переходит в ангидрит, возможно, за счет процесса шлифования.

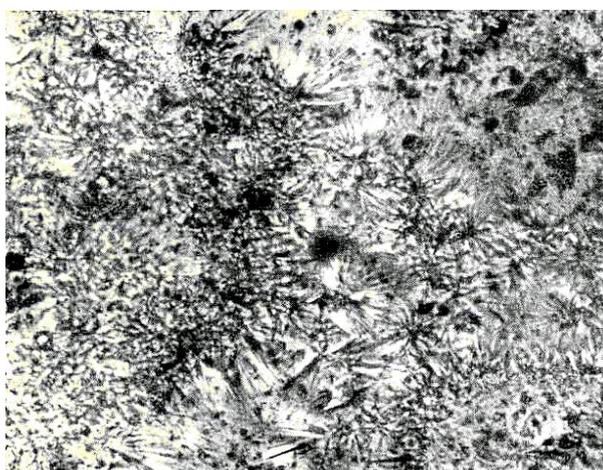


Рис. 49. Морденит в кварц-адуляровых метасоматитах. Ув. 400, ник. +

Кальцит выполняет трещинки и поры в отложениях в виде агрегатов пластинчатых и скаленоэдрических кристаллов светло-кремового цвета, иногда размер их достигает 0,5 см. Оптически отрицательный. Обычно полисинтетически сдвойникован и обладает четко выраженной шагреновой поверхностью, барит встречается в виде тонкотаблитчатых зерен в ассоциации с алунином с цеолитами (рис. 50). Оптически положительный, N_g-N_p 0,012; $S = N_p$ по отношению к спайности по (001). Приурочен к верхам разреза Центрального термального поля и развит в трещинах и цементе обломочного материала (рис. 51). Алунит присутствует в виде таблитчатых, идиоморфных и криптозрнстых агрегатов (рис. 52). Оптически положителен. Двупреломление 0,020.

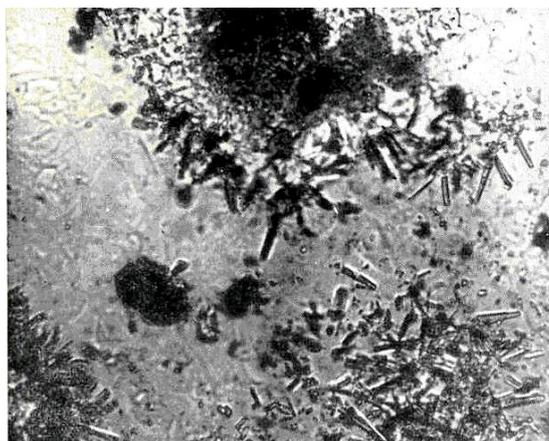


Рис. 50. Нарастание тонкотаблитчатого барита на клиноптилолит. Сква. 8, глубина 4 м. Ув. 400, ник. +

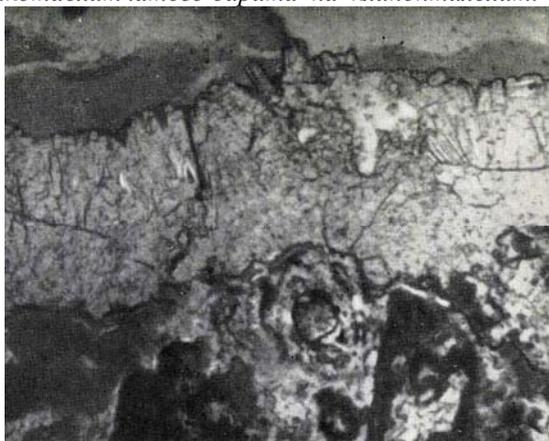


Рис. 51. Прожилки барита в отложениях Центрального термального поля. Сква. 8, глубина 3,8 м. Ув. 200, ник. +



Рис. 52. Алуни́т в трещинах и пустотах отложений Центрального термального поля на глубине 2,5 м. Ув. 90, ник. +

Более крупные агрегаты зерен алуни́та выполняют обычно трещины в отложениях и образуют цемент обрастания базального типа (рис. 53). Клиноптилолит наблюдается в виде скоплений мельчайших таблитчатых зерен в пустотах, трещинах отложений Центрального термального поля, но максимальные количества его развиты в цементе (рис. 54, 55). Показатели преломления: N_g 1486, N_p 1479, $N_g - N_p = 0,007$. Оптически отрицательный.

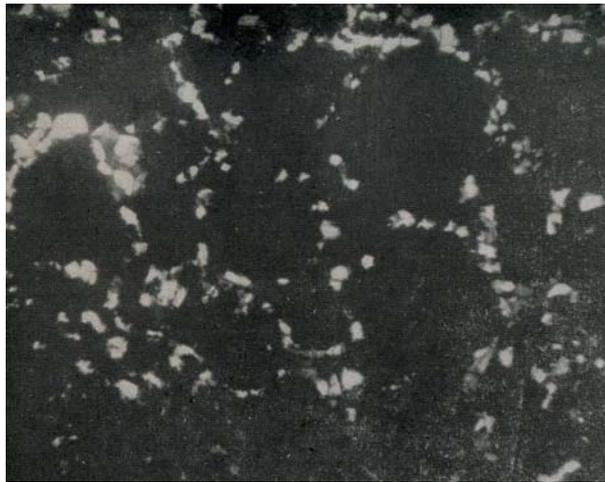


Рис. 53. Алуни́т в цементе гравийного прослоя. Скв. 11, глубина 1,95 м, Ув. 100, ник. +

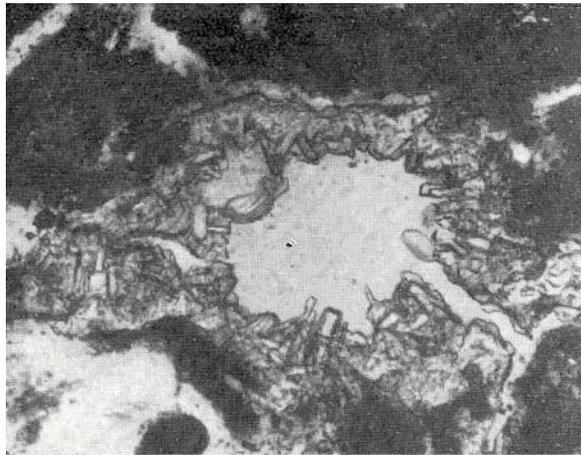


Рис. 54. Клиноптилолит в порах и трещинах отложений Центрального термального поля. Ув. 300, ник.+



Рис. 55. Клиноптилолитовый цемент в отложениях Центрального термального поля. Ув. 200, без анализатора

Кварц-адуляровая фация. Породы фации были встречены почти по всему южному берегу Центрального озера, особенно в юго-восточной части. Обычно белого цвета, крепкие, слабопористые породы, образовавшиеся по тонкослоистым пепловым туфам.

В зависимости от интенсивности гидротермального изменения микроскопически выделяются: 1) сахаровидные пористые, но крепкие кварц-адуляровые породы, не несущие реликтовых форм первичной породы и содержащие до 85% SiO_2 ; 2) кварц-адуляровые породы, обладающие довольно четко выраженной

реликтовой тонкослоистой текстурой и раковистым изломом; 3) монтмориллонитизированные и цеолитизированные тонкослоистые туфы с адуляром; 4) каолинитизированные туфы с адуляром. В процессе изменения пород этого типа происходит интенсивное обогащение их кремнеземом до 85%, при этом резко уменьшается количество Al_2O_3 , увеличивается K_2O с одновременным почти полным выносом натрия (табл. 25, 26).

Таблица 25

Химический состав кварц-адуляровых метасоматитов

Компоненты	51/69				56/68			
	Вес. %	Молекулярное количество	Адуляр	Кварц	Вес. %	Молекулярное количество	Адуляр	Кварц
SiO_2	78,97	13,15	492	823	84,26	1337	342	995
TiO_2	0,30	0,04	—	—	Следы	—	—	—
Al_2O_3	9,91	0,97	82	—	7,51	074	57	—
Fe_2O_3	6,62	0,41	—	—	0,39	—	—	—
FeO	0,83	0,11	—	—	—	—	—	—
MnO	0,01	0,01	—	—	0,01	001	—	—
MgO	0,21	0,05	—	—	0,06	003	—	—
CaO	0,50	0,09	—	—	0,58	011	—	—
Na_2O	0,27	0,05	5	—	Следы	—	—	—
K_2O	7,30	0,77	77	—	5,42	057	57	—
H_2O^-	0,22	—	—	—	0,67	—	—	—
H_2O^+	0,49	—	—	—	Не обн.	—	—	—
P_2O_5	0,08	001	—	—	0,06	004	—	—
CO_2	—	—	—	—	0,70	016	—	—
$S_{св}$	—	—	—	—	1,70	—	—	—
Сумма	—	1565	656	823	—	1503	456	995

Примечание. 51/69: адуляра - 42%, кварца - 51%, других -7%. Адуляр: ортоклаз - 94%, альбит -6%. 56/68: адуляра - 31%, кварца - 65%, других - 4%. Адуляр: ортоклаз - 100%, альбит - 0%.

Наиболее высокие содержания K_2O (до 10%) свойственны кварц-адуляровым породам, обладающим тонкослоистой реликтовой структурой пепловых туфов. В более чистых сахаровидных кварц-адуляровых метасоматических породах содержание SiO_2 достигает 85%.

Таблица 26

Содержание Na_2O и K_2O в изменённых породах фации щелочного метасоматоза

№ п/п	№ обр.	K_2O	Na_2O	№ п/п	№ обр.	K_2O	Na_2O
	$\frac{53-4}{69}$	9,60	0,33	9	$\frac{51-8}{69}$	6,00	0,054
2	$\frac{51-а}{69}$	7,60	0,27	10	$\frac{51}{69}$	5,35	0,054
3	$\frac{53-4к}{69}$	7,40	0,27	11	$\frac{53-3а}{69}$	1,09	0,54
4	$\frac{51-10}{69}$	7,40	0,27	12	$\frac{53-2а}{69}$	0,48	0,27
5	$\frac{51-сл.}{69}$	7,00	0,13	13	$\frac{53-3}{69}$	0,27	0,054
6	$\frac{51-11}{69}$	6,80	0,13	14	$\frac{51-1а}{69}$	2,40	0,77
7	$\frac{58}{68}$	6,40	0,13	15	$\frac{51-2}{69}$	2,91	1,00
8	$\frac{51-9}{69}$	6,40	0,13				

Примечание. 1-10 - кварц-адуляровые породы; 11-13 - монтмориллонитизированные и цеолитизированные туфы с адуляром; 14-15 - каолинитизированные туфы с адуляром.

Монтмориллонитизированные и цеолитизированные туфы с адуляром содержат K_2O около 1%. В каолинитизированных туфах с адуляром содержание K_2O достигает 3% за счет, вероятно, повышенных сорбционных свойств каолинита. Пересчеты полных химических анализов кварц-адуляровых пород на минеральный состав показали, что с увеличением SiO_2 в породе резко уменьшается альбитовая составляющая в адуляре, а при 84,3% SiO_2 содержание Na_2O равно нулю. Адуляр с кварцем был встречен в юго-западной части Хлоридного озера в гравийном прослое на глубине 0,2 м от поверхности. Цемент в гравелите представлен опал-кварц-карбонатным материалом. Кварц развит не только в цементе, но и по трещинкам обломков гравелита. В ассоциации с ним наблюдаются ломонтит и редкие мельчайшие ромбики адуляра. Последний образует заборчики по трещинам обломков плагиоклаза (рис. 56). Образованию адуляра, кварца, ломонтита при поверхностных условиях в данном случае, вероятно, способствовало повышение температуры растворов за счет закупорки опал-карбонатным цементом гравийного материала. Развитие адуляра с кварцем наблюдается также на Западном термальном поле. В измененных базальтах вблизи выходов высокотемпературных парогазовых струй присутствует адуляр, как в участках окварцованной основной массы породы, так и по трещинкам каолинитизированных и монтмориллонитизированных вкрапленников плагиоклаза (рис. 57).

Самые крупные зерна адуляра встречены в порах выщелачивания, образовавшихся на месте темноцветных. Они заполнены мозаичным кварцем и ромбиками адуляра с разрастанием их в свободные пространства.

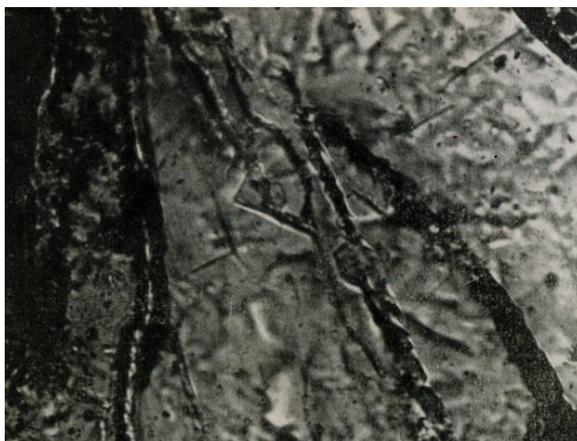


Рис.56. Развитие адуляра по трещинам в плагиоклазе. Центральное термальное поле. Ув. 400, ник. +



Рис. 57. Ромбики адуляра среди монтмориллонит-кварцевой массы в измененных базальтах Западного термального поля, расположенных вблизи выходов парогазовых струй. Ув. 400, ник. +

Фация пропилитизированных пород. Пропилитизированные породы встречены в развалах северного склона крупного базальтового блока, расположенного в 200 м восточнее Западного термального поля.

Гидротермальное изменение пористых базальтов выразилось в развитии главным образом адуляра, актинолита, хлорита, кальцита и пирита. Поры выполнены обычно кварцем, халцедоном, чешуйчатым гидрослюдистым минералом, актинолитом и мелкими кубиками пирита. Адуляр развит по периферии крупных вкрапленников плагиоклазов и по трещинам в них, образуя тонкие полоски, а местами характерные для него заборчики (рис. 58).



Рис. 58. Кайма адуляра вокруг вкрапленников плагиоклаза в пропилитизированном базальте. Ув. 200, ник+

Актинолит замещает зерна моноклинного пироксена, особенно активно разрастаясь по трещинкам спайности в них (рис. 59).

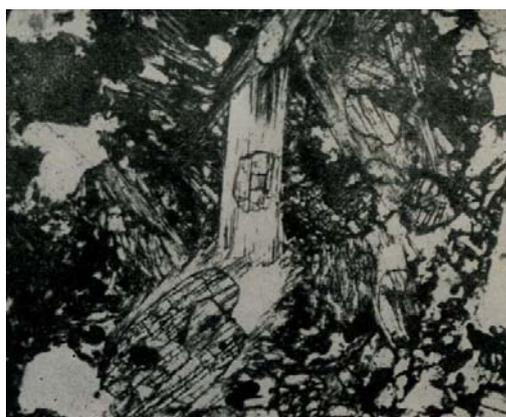


Рис. 59. Развитие актинолита по авгиту в пропилитизированном базальте. Ув. 90, ник. +

Максимальные количества актинолита наблюдаются в участках скоплений зерен моноклинного пироксена, особенно вблизи пор. Здесь он образует войлок игольчатых кристаллов, нередко полностью заполняя пустоты. Актинолит оптически отрицательный, удлинение положительное: $C : Ng$ 11-12°, $2V$ 78-80°; $Ng-Np$ 0,024, плеохроизм по Ng слабозеленый, по Np слабожелтый. Адуляр - водянопрозрачен, $2V$ 30°, образует характерные ромбической формы зерна в порах и трещинах совместно с кварцем, а в виде полосок и заборчиков развит по трещинам в плагиоклазах или по периферии их. Сравнение химических анализов слабо измененных базальтов Западного термального поля и пропилитизированных пород показало их несущественное различие. Обращает на себя внимание большая окисленность, а также несколько повышенное содержание K_2O в пропилитизированных породах по сравнению со свежими базальтами. Неравномерное гидротермальное изменение даже в одной глыбе базальта, как по периферии, так и в центральных частях свидетельствует о неравномерной пористости их и трещиноватости. Встреченные пропилитизированные породы приурочены к участкам трещиноватости пористого базальта. По аналогии с щелочным метасоматозом (кварц, адуляр, хлорит, монтмориллонит), развитым на Западном термальном поле около трещин с перегретым паром (130° С), можно предположить, что описанные пропилитизированные базальты фиксировали выходы высокотемпературных паро-водяных струй (табл. 27).

Таблица 27
Химический состав слабо измененного и пропилитизированного базальта (в вес. %)

Компоненты	I		II		Компоненты	I		II	
SiO ₂	46,62		46,68		CaO	10,72		10,84	
TiO ₂	0,87		1,04		Na ₂ O	2,70		2,88	
Al ₂ O ₃	20,37		19,20		K ₂ O	0,38		0,72	
Fe ₂ O ₃	3,08		7,60		H ₂ O ⁻	0,96		0,56	
FeO	5,20		3,50		H ₂ O ⁺	1,08		1,20	
MnO	0,16		0,36		P ₂ O ₅	0,15		0,30	
MgO	4,74		5,17						

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Образец	a	c	b	s	f'	m'	c'	n'
I	7,0	11,2	20	61,8	14,1	47,8	14,8	91,6
II	7,8	9,2	26	57	16,7	36,1	35,2	62,5

I-слабо измененный базальт (обр.84 -22/69 Западное термальное поле). II-пропилитизированный базальт (обр.51-1a/62) Химические анализы выполнены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР.

Таким образом, изучение фаций гидротермально-измененных пород на Узоне показало, что:

1. Необходимым условием для формирования фаций гидротермально-измененных пород в кальдере Узон является наличие разломов глубинного заложения, которые служат проводящими каналами для метаморфизирующих пород термальных вод.

2. Состав минеральных фаций гидротермально-измененных пород обуславливается особенностями проявления термальных вод.

3. Степень гидротермального изменения пород зависит от их текстурных и структурных особенностей.

4. В кальдере Узон отмечается горизонтальная метасоматическая зональность, выражающаяся в смене фаций относительно трещин, по которым осуществляются выходы хлориднонатриевых вод, и вертикальная - с глубиной фации сернокислотного выщелачивания переходят в аргиллизированные и цеолитизированные породы.

5. Тип фации не зависит от химического состава пород. Для каждой фации характерен свой парагенезис гидротермальных минералов. Типичными минералами для всех фаций Узона являются опал, кварц, реальгар, пирит и сера.

6. Фации кварц-адуляровых метасоматитов фиксируют зоны разломов.

7. Для всех перечисленных типов гидротермально-измененных пород общим является развитие вторичных минералов по трещинкам плагиоклазов и пористому вулканическому стеклу. При сернокислотном выщелачивании наиболее устойчивым является кислое вулканическое стекло, тогда как при щелочном метасоматозе картина обратная.

8. В древних фациях сернокислотного выщелачивания на Узоне зоны разломов трассируются развитием тонкодисперсного и кристаллического реальгара.

Отмечается полная аналогия гидротермального изменения и развития сопутствующих ему рудных и нерудных минералов как на древних термальных участках Узона, так и на современном Центральном термальном поле.