

Набоко Софья Ивановна (1909-2005)

Воспоминания Белоусова Владимира

Часть 2. Научная деятельность, достижения и их развитие в мировой вулканологии и геотермии

В моем понимании Софья Ивановна Набоко и вулканология – это синонимы. Ушёл из жизни ученый-вулканолог широкого профиля, деятельность которого оставила значительный и даже революционный след в геологических науках.

Софья Ивановна вместе с такими геологами, как академики Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Заварицкий А. Н., член-корреспонденты АН СССР Пийп Б. И., Горшков Г. С.; профессор Влодавец В. И.; доктора геолого-минералогических наук Меняйлов А.А., Святловский А. Е., Малеев Е. Ф., Василевский М.М. и Мархинин Е.К., является основоположником исследований на активных вулканах и геотермальных полях Камчатки и Курильских островах – главных вулканических областях Российского Дальнего Востока. Она первой из отечественных геологов приступила к систематическому изучению активного вулканизма во всех его проявлениях.

Софья Ивановна ещё в первые годы своей работы на активных вулканах определила особое направление в исследовании. Она всегда и везде искала продукты взаимодействий твердых, жидких и газообразных проявлений вулканической активности, изучала химические и термодинамические реакции этих продуктов вулканизма, разрабатывала теорию этих процессов и применение их к образованию рудных и нерудных минералов в гидротермальных проявлениях. В связи с этим она посетила подавляющее большинство термальных площадок, фумарольных и сольфатарных полей многих активных вулканов Камчатки и Курильских островов и вулканов мира и свой, поистине исключительный, уникальный материал описала и обобщила в многочисленных своих монографических работах, статьях и двух диссертациях.

Наиболее важные положения результатов её фундаментальных исследований гидротермального процесса на современных вулканах приведены в монографической работе «Гидротермальный метаморфизм вулканических пород».

В вводной части этой монографии Софья Ивановна, со свойственной ей обстоятельностью, привела краткую характеристику тех объектов, которые она лично исследовала. Как она отмечала, «Современные интенсивные гидротермальные процессы, сопровождающиеся объемным метаморфизмом пород, как правило, локализируются на склонах вулканов, в их кальдерах и по периферии вулканов, в удалении от непосредственных эруптивных центров и продуктов эрупции. На фоне длительных гидротермальных процессов происходят извержения вулканов, центры которых часто не совпадают с местом вулканических проявлений».

Для представления о масштабах гидротермального метаморфизма пород в молодых вулканических областях большое значение имеют открытие Г. М. Власовым на Камчатке и Курильских островах формации вторичных кварцитов и пропилитов, и установление приуроченности ее к глубоко эродированным вулканам. Центральнo-Камчатская зона метаморфических пород и рудопроявлений протягивается вдоль всего Камчатского полуострова в виде полосы общей протяженностью около 1200 - 1300 км. Образование метаморфической формации на Камчатке продолжается и в современную эпоху. Из 150 вулканов Камчатки 28 являются действующими, на большинстве из них протекают длительные гидротермальные процессы, сопровождающиеся современным метаморфизмом пород. По их периферии известно более 100 групп термальных источников, представляющих места разгрузки

глубинных гидротерм с современным метаморфизмом пород на больших площадях и в глубинах вулканов, вытянувшихся цепочкой. 29 вулканов действуют в современную эпоху, и на них развивается интенсивное минеральное новообразование. На вскрытых эрозией вулканах видны результаты гидротермальных процессов, протекающих в течение всей истории развития вулканизма. Это привело к образованию протягивающейся вдоль всей островной дуги мощной зоны измененных гидротермальными растворами пород, к которой приурочен ряд серных месторождений

Изложение фактического материала Софья Ивановна приводила в таком детальном виде и с такими подробностями, которые не вызывает никаких сомнений в их достоверности. Порой многие исследователи грешат самоуверенностью: излагая свой взгляд на тот или иной геологический процесс, они не допускают, что могут ошибаться как в описании факта, так и в точности диагностики того или иного объекта исследования и в толковании их происхождения или образования. Софье Ивановне было всегда присуще тщательное изложение всего фактического материала с указанием точного адреса отобранных образцов. Она иногда иронизировала по поводу этой своей страсти и говорила, что она хорошо ориентируется на площадке, измеряемой первыми квадратными километрами, но совершенно теряется при региональных обобщениях. Это, конечно, была шутка, которую мы, её ученики, воспринимали, как неперемный элемент первой стадии исследований при работе на таких мало изученных объектах, какими были фумарольные и сольфатарные поля на активных вулканах, или термальные площадки и керны мелких и глубоких скважин на термальных площадках геотермальных систем. Чтобы мои утверждения не были голословными, есть возможность их подтвердить выдержками из оригинальных описаний фактического материала, полученного Софьей Ивановной и её коллегами, при разведке Серного кольца на хребте Вернадского на острове Парамушире (Курильская вулканическая островная дуга).

В то время, когда там производилась эта разведочная работа и детальные описания фактического материала, они не представляли особо интересного объекта. В настоящее время ценность этого объекта, представляющего собой верхнюю часть эпитептермальной гидротермальной системы типа «хай сульфидейшн», имеет большое значение для разработки модели золотых месторождений, связанными с андезитовым вулканизмом вулканических островных дуг. В связи с этим представляется необходимым представить его описание в более подробном виде.

«Месторождение Серное кольцо находится на острове Парамушир в верховьях рек Левашевой и Заозерной, в Заозерной группе месторождений Восточной вулканической цепи. В эту группу, кроме месторождения Серное кольцо, входят месторождения Скалистое, Серная цепь и Левашевское, имеющие близкое строение и составы измененных гидротермами пород. Поэтому для представления о метаморфизме пород подобного рода месторождений достаточно остановиться на одном.

Гидротермальные изменённые породы на месторождении Серное кольцо приурочены к эрозионной кальдере вулкана, входящего в Восточную вулканическую цепь. Ими сложен гребень шириной до 250 м. тянущийся в северо-западном направлении на 800м. Гребень возвышается на 400—500м над дном котловины, и на северо-западном кругом склоне его хорошо прослеживаются строение и состав зоны гидротермальных изменённых пород. Дно котловины в северной части покрыто свежими андезитовыми потоками, перекрывающими гидротермальные измененные породы.

Возвышающийся участок гребня в верхней своей части сложен опалитами и вторичными кварцитами с серой.

Под ними в эрозионном врезе обнажаются кварцево-мельниковитовые, кварцево-алунитовые и ниже по склонам кварцево-слюдистые породы. В более глубоких частях эрозионного вреза на склоне в виде скал обнажаются малоизмененные хлоритизированные и пропилитизированные андезиты. На отдельных участках склона, сложенного кварцево-алунитовыми породами, возвышаются трубообразные тела кварцитов.

Буровые скважины, заложенные на вершине гребня, подтвердили вертикальную зональность, проявляющуюся в эрозионном врезе. В Табл. 1 приведены составы гидротермальных измененных пород, взятых с различных глубин скважины.

Таблица 1. Состав гидротермально-измененных пород на различных глубинах (скважина 2)

Компоненты	№ образца			
	1	2	3	4
SiO ₂	81,59	80,06	54,77	55,02
TiO ₂	0,53	0,50	0,34	1,22
Al ₂ O ₃	0,98	6,51	19,94	21,20
Fe ₂ O ₃	0,43	0,34	—	1,91
FeO	—	—	—	0,21
BaO	10,21	—	—	—
MnO	Следы	—	Следы	—
MgO	0,31	0,33	0,78	1,49
CaO	0,64	1,55	0,80	0,68
Na ₂ O	0,03	0,52	0,40	0,75
K ₂ O	0,07	0,90	1,08	1,57
SO ₃	5,28	5,32	0,43	—
H ₂ O ⁻	—	0,34	0,68	1,58
H ₂ O ⁺	0,05	3,66	5,72	4,93
P ₂ O ₅	—	—	—	0,09
SO ₃	—	—	0,66	4,09
FeS ₂	—	—	14,47	—
S	—	—	—	5,74
Сумма	99,82	100,03	100,07	100,48

Примечание 1 — обр. 203, глубина. 3.30м кварцит с баритом, аналитик В.Г. Сильниченко, 2 — обр. 717, глубина 68.4 м, кварцит с алунитом, аналитик В. Г. Сильниченко, 3 — обр. 226, глубина. 104,9 м, кварцево-серицитовая порода, с пиритом, аналитик В.Г. Сильниченко, 4 – обр. 21/59, глубина 199 м, слабо измененный андезит, анализ сделан в Сахалинском комплексном институте АН СССР.

Кварциты слагают верхний горизонт изменённых пород и представляют собой залежь шириной 100—250 м, длиной 700 м и мощностью до 60 м. Цвет кварцита белый, розоватый и бурый, вследствие примеси железа, и серый из-за примеси тонко рассеянного пирита. Кварциты, как правило, сильно пористые (пористость до 50%). Почти всегда в них хорошо сохранилась реликтовая структура лавы или туфа, выступающая, особенно, отчетливо под микроскопом. Местами лавы полностью замещены опалом, причем первичная структура породы видна так же отчетливо. Обычно криптокристаллический кварц замещает породу полностью, без сохранения остатков первоначальных минералов, за исключением их контуров, которые выступают очень отчетливо. По плагиоклазу развивается бесцветный криптокристаллический кварц, по цветным компонентам, основной массе и цементу туфа — более загрязненный с комочками лейкоксена.

По основной массе и цветным минералам развит также буроватый опал (Рис. 8, а). Преломление криптокристаллического кварца колеблется от 1,535 до 1,542. Изредка среди него встречаются иголки рутила, сера и кристаллы таблитчатого барита. Судя по химическим анализам, в кварцитах остается только незначительная примесь породообразующих компонентов, за исключением титана, количество которого сохраняется близким к количеству его в исходной породе. С глубины 7 м в криптокристаллическом кварце появляются расплывчатые, без резких границ, двупреломляющие, загрязнённые тонкой сыпью включений пятна кварца. Одновременно с кварцем встречены кристобалит и тридимит с копьевидными двойниками. В более глубоких горизонтах среди изотропного опала и криптокристаллического кварца с зернами загрязнённого кварца появляются выделения гребенчатого кварца, который заполняет пустоты и развивается в отдельных участках. Глубже вместе с кварцем встречаются алунит и дикцит, и породы переходят в кварцево-алунитовые разности. В Табл. 2 приведены составы кварцитов.

Таблица 2. Химический состав опалитов и кварцитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	93,80	93,95	87,94	86,41	78,16	55,68
TiO ₂	—	—	1,38	1,14	0,05	1,63
Al ₂ O ₃	2,29	2,34	2,93	5,64	2,44	6,18
Fe ₂ O ₃	0,16	0,39	3,03	1,67	13,70	25,95
FeO	0,10	0,17	0,30	0,06	0,23	0,29
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	0,40	0,38	—	0,24
CaO	—	—	0,60	0,25	—	0,42
Na ₂ O	0,14	0,19	0,30	0,07	0,20	0,36
K ₂ O	—	0,06	0,27	0,19	0,11	0,61
H ₂ O ⁻	1,77	1,43	1,76	4,08	2,95	4,40
H ₂ O ⁺	0,47	0,05	0,38	0,55	1,05	3,04
P ₂ O ₅	—	—	0,10	0,05	0,05	0,18
S	0,13	0,30	1,52	0,33	0,50	0,70
П. п. п.	0,63	1,25	—	—	—	—
С у м м а	99,49	100,13	100,91	100,82	99,44	99,68

Примечание: 1 - обр. 46/39, темно-серый, пористый кварцит, 2 - обр. 24/59, розоватый, пористый кварцит, 3 - обр. 18/59, плотный барит с кавернами, стенки которых покрыты охристым налетом, 4 - обр. 23/59, серый кварцит, 5 - обр. 31/59, бурый пористый железистый кварцит, 6 - обр. 20/39, железистый кварцит. Анализы произведены в химической лаборатории Сахалинского Комплексного Института СО АН СССР

Из приведенных анализов видно, что породы, в основной своей массе, состоят из кремнезёма, причём другие породообразующие компоненты составляют незначительную примесь, за исключением двух обогащённых окислами железа образцов, количество железа в которых составляет 13,7 и 25,95%. Обращает на себя внимание малое количество воды в кварцитах, что отличает их от современных опалитов. Повышенное количество воды наблюдается лишь в кварцитах, богатых окислами железа и окислами алюминия.

Алунит развивается как по плагиоклазу, так и по стеклу и цементу. Чаще он криптокристаллического строения, слабо поляризующий, реже игольчатый. Для кварцево-алунитовых пород характерно обилие пирита, встречаются лейкоксен и рутил, а также жилки гипса

Кварцево-серицитовые породы залегают под кварцево-алунитовыми. Они плотные, белого цвета. Под микроскопом структура исходной породы большей частью не наблюдается. В отдельных участках кварцево-серицитовой породы развит крупнозернистый, водяно-прозрачный кварц гребенчатой структуры. Породу рассекают жилки кварца с пиритом, пирит также рассеян по всей массе породы и сечёт ее в виде жилок. Количество пирита часто достигает 14%.

Кварцево-диккитовые породы находятся в тесном сочетании с алунитизированными и кварцево-серицитовыми породами и макроскопически трудно отделимы от них. Д. Е. Саватеевым на месторождении Серное кольцо выделен участок пиропиллитовых пород площадью более 4500 м².

Хлоритизированные и пиритизированные андезиты обнаружены в скважине в интервале глубин 140—200 м, а также на склонах хребта, гипсометрически ниже интенсивно измененных пород. Изменение андезита с развитием хлорита и пирита мы определяем как пропицитизацию. Для подобных пропицитов не характерно широкое развитие карбонатов.

Таким образом, на месторождении наблюдается смена поверхностной зоны пористых монокварцитов с реликтовой структурой лавы или туфа и кварцем криптокристаллического строения через монокварциты криптокристаллического строения с расплывчатыми пятнами загрязненного кварца плотными двух минеральными кварцитами с кристаллической структурой и развитием гребенчатого кварца в пустотах и трещинках

Впечатление такое, что пористые кварциты, состоящие из криптокристаллического кварца с участками расплывчатых загрязненных зерен кварца, образуются при раскристаллизации отолитов, аналогичных тем, которые возникают в современную эпоху в участках кислотного выщелачивания на активных вулканах. Залегающие под пористыми кварцитами плотные кварциты с гребенчатым и жильным кварцем образуются, вероятно, привносом в породу кремнезема» (Набоко С.И. «Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях» 13-15 стр.).

Приведенные выше выдержки из описаний Софьи Ивановны, на мой взгляд, полезны и при современных исследованиях такого рода объектов. В то время эти исследования были исключительно пионерскими, но они послужили основой для разработки современных теоретических моделей месторождений благородных металлов на современных андезитовых вулканах.

Тогда предполагалось, что гидротермальные системы, сформировавшие эти поля измененных пород, не являются аналогами рудообразующих гидротермальных систем. Считалось, что последние системы обладают совершенно иными свойствами, как геолого-структурными, так и гидрогеолого-геохимическими. В настоящее время благодаря интенсивным исследованиям современных гидротермально-магматических систем в областях современного вулканизма доказано, что именно такие системы, какие описывала Софья Ивановна и её коллеги, обладают рудообразующими свойствами, которые и приводят к формированию в коренных гидротермальных месторождений благородных металлов и полиметаллов.

Таким образом, использование материалов, собранных и тщательно документированных Софьей Ивановной при изучении рудоносности Курило-Камчатского вулканического пояса, является насущной необходимостью в геологической разведке.

К сожалению, за давностью лет и разбросанностью этих данных по многим публикациям и отчётам, многое забылось. Софья Ивановна, человек увлекающийся, в последние годы мало уделяла внимания первым своим разработкам. Многие были неясны в том, как увязывать многочисленные, порой противоречивые, а вернее сказать, революционные взгляды и выводы в единый образ. Но пришло время, и эти материалы и выводы востребованы. Чтобы не быть голословным, я предлагаю обратить наш взгляд на то, что сделано было Софьей Ивановной в своё время на вулкане Эбеко и на Паужетском месторождении термальных вод, и по-новому интерпретировать эти материалы, уже в свете новых устоявшихся взглядов на гидротермальный процесс в областях современного вулканизма и на современное рудообразование.



Рис. 2. Вулкан Эбеко, северная часть хребта Вернадского, остров Парамушир. Фото Двигало В.Н.

Метаморфизм пород на вулкане Эбеко. Вулкан Эбеко, согласно данным Набоко С.И., представляет собой конус с тремя кратерами, расположенными в сомме, которая окружена более древней разрушенной соммой.

Две соммы и центральный конус отражают три этапа вулканической деятельности, начавшейся в конце третичного времени. Все этапы активности Эбеко сопровождались длительной гидротермальной деятельностью, что привело к глубокому изменению пород, слагающих всю вулканическую постройку. В области древней соммы гидротермальные процессы в настоящее время неизвестны, в то время как во внутренних частях молодой соммы и центрального конуса наблюдаются интенсивная газо-гидротермальная деятельность и современный гидротермальный метаморфизм пород.

Древняя сомма сложена лавами и туфами андезитового состава, причем туфы преобладают над лавами. Лавы обладают порфировой структурой с гиалопилитовой, микролитовой и долеритовой структурами основной массы. Вкрапленниками являются плагиоклаз (лабрадор), авгит и гиперстен. Туфы имеют различный гранулометрический состав: от пелитовых до агломератовых. Породы древней соммы в отдельных зонах интенсивно изменены и представляют собой месторождения серных кварцитов.

В верховьях р. Юрьевой гидротермальный метаморфизм туфов и слабый – лавы. Туфы превращены в белые опалово-алунитовые породы и в рельефе представлены полого падающими россыпями с выступающими гривками плотных кварцитов и кварцево-алунитовых пород. На фоне обеленных пород в виде скал выступают горизонты мало изменённой лавы.

В центральных частях потоков лава почти не затронута метаморфизмом. Плагиоклаз в основной массе воднопрозрачен, и только в некоторых вкрапленниках отдельные каймы замещены волокнистым опалом. Границы участков свежего плагиоклаза и замещенного опалом резкие и повторяют контуры кристаллов. Впечатление такое, что опалом замещаются каймы более основного плагиоклаза. Авгит в большей своей части свежий, и только по трещинкам развивается слюдоподобный минерал. Он же иногда замещает авгит полностью. В порах и по стеклу образуются халцедон, хлорит и пирит. По направлению к контактам с туфом лава изменена более интенсивно и постепенно переходит в опалово-алунитовую породу, сохраняя свою структуру.

В области внутренней молодой соммы Эбеко и на молодом конусе сосредоточено множество выходов газов и термальных вод. Они наблюдаются в трех кратерах Эбеко, на склонах молодого конуса и на внутреннем склоне молодой соммы. В верхнем кратере находится термальное поле с выходами паровых струй. В котлах наблюдается газовыделение, или в зависимости от атмосферных осадков они заполнены сильноокислой сульфатно-хлоридной, бурно кипящей и выплескивающейся водой. Температура воды 100°C. Много выходов пара, термальных ключей и котлов с кипящей водой находится на берегах Горячего Озера в Среднем кратере. На дне озера также много выходов газа, в результате чего вода озера неравномерно нагревается, становится кислой, хлоридно-сульфатной. Температура воды около газовых выходов примерно 100°C, в водоемчиках она колеблется в широких пределах, доходя до 90°C. Большая концентрация соляной кислоты в термальной воде наблюдается в мелких водоёмчиках (котлах) на берегу озера (см. Табл. 3).

Таблица 3. Состав термальных вод вулкана Эбеко (аналитик Е.П. Рябичкина)

Компоненты	Верхний кратер		Средний кратер, Горячее озеро		Котел в Среднем кратере	
	г/л	Экв. %	г/л	Экв. %	г/л	Экв. %
NH ⁴⁺	-	-	0.0015	0.26	-	-
Na ⁺	0,0680	28.48	0.0323	4.55	0.0900	4.48
K ⁺	0,0196	4.82	0.0239	1.95	0.1050	3.31
Ca ²⁺	0,0164	7.82	0.1174	18.90	0.1020	6.28
Mg ²⁺	0,0104	8.31	0.0297	7.88	0.0307	3.14
Fe ²⁺	0,0164	5.60	0.0719	7.68	0.0650	2.86
Fe ³⁺	0,0030	1.54	-	-	0.0010	0.06
Al ³⁺	0.0405	43.43	0.1636	58.86	0.5804	79.87
Ti ⁴⁺	Сл.	-	Сл.	-	-	-
сумма	0.1743	100.0	0.4403	100.0	0.9741	100.0
Анионы						
F ⁻	0.0030	1.44	-	-	-	-
Cl ⁻	0.1173	31.95	0.0555	5.03	0.4311	15.13
SO ₄ ²⁻	0.3312	66.61	1.4116	94.97	3.2977	84.87
сумма	0.4515	100.0	1.4671	100.0	3.7288	100.0
H ₂ SiO ₃	0.3280		0.2801		0.2217	
H ₂ SO ₄	0.4526		2.0079		2.5017	
HCl	18.4662		2.0704		12.2923	
pH	0.90		0.98		0.50	

На берегу Холодного озера в Нижнем кратере, на юго-западном внутреннем склоне его, находится несколько прогретых участков с газовыделениями. Температура там около + 90°C. На северо-восточном склоне конуса Эбеко и внутреннем склоне соммы, среди прогретых площадок выделяется несколько особо активных, с интенсивным газовыделением и обилием термальной воды. Мощные струи паров вырываются из трещин, в котлах кипит вода, стекают горячие ручьи. Около выходов газа растут серные бугры, породы кругом глубоко изменены. Термальные ручьи, текущие с восточного склона вулкана, соединяясь, образуют Лагерный ручей, в бортах которого обнажена 20-метровая толща обелённых пород. Участки по берегам ручья термальны, к ним приурочены выходы ключей. На дне ручьев в одних случаях отлагается сульфурит, в других — лимонит с ярозитом, образуя корки с натечной структурой. Современная газо-гидротермальная деятельность Эбеко изучалась более детально, чем деятельность других вулканов Курильских островов. В.В. Иванов изучил термальные воды Эбеко, Л.В. Сурнина — газы Эбеко, А.С. Нехорошев - термальный режим Эбеко, К.К. Зеленев дал количественную оценку выноса водами с Эбеко в океан алюминия и железа. Остается дать характеристику современного гидротермального метаморфизма пород. Породы, слагающие молодой конус вулкана Эбеко, являются двупироксеновыми андезитами. Это - темно-серые и розоватые лавы с порфировой структурой и их туфы. Под микроскопом обнаруживается микролитовая и гиалиновая структуры основной массы. Вкрапленники плагиоклаз (лабрадор), авгит и гиперстен, очень редко встречается оливин. Основная масса состоит из стекла, окрашенного в бурый и серый цвета с микролитами плагиоклаза и зернышками пироксена.

На земной поверхности гидротермальный метаморфизм пород выражается в интенсивном выщелачивании породообразующих компонентов и внешне проявляется в обелении породы. Прослеживаются все стадии сернокислотного выщелачивания пород – от

слабо изменённых разностей до полного обеления и превращения в опалиты с алунином или без него.

В слабо изменённых андезитах на термальных участках северного кратера при сохранении свежести плагиоклаза, авгита и стекла гиперстен бывает уже изменённым. По периферии его зерен и в их трещинках развивается волокнистый бурый минерал, нами не определённый. Редкие зерна оливина окружены бурыми окислами железа. В образцах более изменённого андезита плагиоклаз зональный и по трещинкам замещается бурым изотропным опалом, по авгиту (в трещинках) развивается волокнистый бурый минерал. Около пустот происходит обесцвечивание стекла и превращение его в опал.

Конечным результатом выщелачивания являются полностью обеленные, замещённые опалом породы с реликтовой структурой лавы или туфа. Под микроскопом в проходящем свете прекрасно определяются вкрапленники плагиоклаза, авгита, микролиты плагиоклаза. Бывший плагиоклаз прозрачен и бесцветен, бывшие цветные минералы и стекло – бурые и менее прозрачные. В скрещенных николях вся порода не поляризуется, и только некоторые участки, обогащённые тридимитом, слабо двупреломляют. Видимых под микроскопом полостей выщелачивания нет, однако вся порода имеет повышенную пористость (до 50%) и представляет собой кремневый скелет. В некоторых случаях видны жилки совершенно прозрачного опала. Вероятно, это заполнение трещинок гелем кремнезема.

На некоторых термальных полях порода замещена опалом и алунином, которые макроскопически не разделимы и под микроскопом определяются с трудом: участки алунита более мутные, чем опаловые. В других случаях алунит тонко кристаллический, слабо поляризующий. Термический анализ легко определяет степень алунитизации пород. На некоторых термальных площадках андезиты изменены до состояния глинистой массы, утратившей облик первоначальной породы.

В глыбах лавы, на крутой лавовой стенке северного кратера в прогретых участках со слабым выделением газов, пустоты заполнены новообразованиями, в то время как сама порода остается свежей. Лишь по трещинкам в гиперстене и авгите развивается бурый, почти изотропный волокнистый, хлориту подобный минерал; плагиоклаз остаётся свежим. Около пустот стекло сильно буреет. На стенках пустот наблюдается тридимит и пирит: центральная часть пустот иногда заполнена тонковолокнистым гипсом. Чаше стенки пустот покрыты корочкой хорошо развитых кристалликов алунита, характеризующихся в ромбических сечениях зональным строением или секторальным угасанием. Иногда кристаллики алунита окрашены тонкой каёмкой мелкого, кристаллического, жёлтого ярозита. Корочка из мелких кристаллов ярозита покрыта тонкой каймой кристалликов алунита. Таких образований в интенсивно выщелоченных породах не наблюдается.

Основными минералами, замещающими породами на современных газо-гидротермальных полях Эбеко, являются опал, кристобалит, тридимит, алунит, сера и пирит. В осадках из термальных ручьев обнаружены минералы: сульфурит, ярозит, лимонит, алунит, в кипящих котлах с кислой хлоридно-сульфатной водой – галлуазит. В выцветках на термальных полях образуются сульфаты алюминия и железа – галотрихит, алуноген и другие, а также гипс. В мало изменённых лавах слабо парящих термальных полей, в пустотах развивается хлорит, а по породе – гидрослюда и пирит. В районе кислотного выщелачивания встречено весьма ограниченное число новообразованных минералов.

Химические изменения пород выражаются в двух типах; первый тип – выщелачивание почти всех породообразующих и рудных компонентов; конечным продуктом выщелачивания являются опалиты, состоящие на 96% из SiO_2 . Одновременно с SiO_2 в породах задерживается TiO_2 . Второй тип – образование опалово-алунитовых пород, в которых щелочноземельные металлы и железо почти полностью вынесены; в породе сохраняются кремний, алюминий, щелочные металлы, причем наблюдается концентрация в изменённых породах калия (в свежем андезите отношение калия к натрию 0.15, в опалово-алунитовых породах оно достигает 3). С опалово-алунистыми породами ассоциирует элементарная сера. Под обеленными опаловыми и опалово-алунистыми породами залегают опалово-алунитовые породы, обогащённые

тонкодисперсными сульфидами железа – пиритом и марказитом. Количество последних достигает десятков процентов. Химические составы всех типов измененных пород приведены в таблице 4. Для суждения об интенсивности изменения пород приведен анализ исходной лавы – андезита вулкана Эбеко.

Таблица 4. Состав гидротермально-измененных пород вулкана Эбеко.

Компоненты	№ анализа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	96,60	65,66	51,52	50,00	33,62	13,40	5,10	33,23
TiO ₂	1,11	1,36	0,62	0,50	He сmp.	0,29	He сmp.	0,75
Al ₂ O ₃	1,43	2,05	15,10	13,65	21,60	21,01	34,50	19,15
Fe ₂ O ₃	0,02	I	2,45		0,60	2,00		4,02
FeO	0,21			} 2,75			} 0,45	5,57
MnO	Следы	—	—	—	—	—	—	0,16
MgO	0,05	0,24	0,34	0,37	0,40	0,20	0,50	3,66
CaO	0,00	0,86	0,94	0,45	0,45	0,82	0,50	9,06
Na ₂ O	0,03	0,13	1,52	1,06	2,02	3,65	2,02	2,85
K ₂ O	0,05	0,23	2,85	2,40	4,09	4,46	7,72	1,25
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,30	13,46	4,04	3,59	11,60	19,72	12,08	0,50
SO ₃	—	6,26	20,62	25,23	25,23	34,45	37,13	—
S	—	0,14	—	—	—	—	—	—
FeS ₂	—	9,61	—	—	—	—	—	—
H ₂ SO ₄	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,86	100,00	100,00	100,00	99,61	100,00	100,00	100,20

Примечание: 1 – андезит, измененный до опалита; 2 – то же, до опалита с сульфидами железа; аналитик Е.П. Рябичкина; 3 – то же, до опалово-алунитовой породы, борт ручья Лагерного; аналитик Е.П. Рябичкина; 4 – то же, до опалово-алунитовой породы, внутренний склон молодой соммы вулкана Эбеко, аналитик Е.П. Рябичкина; 5 – то же, до опалово-алунитовой породы, борт ручья Лагерного, аналитик Е.П. Рябичкина; 6 – жилка алунита в опалово-алунитовой породе, аналитик Е.П. Рябичкина; 7 – жилка алунита в опалово-сульфидной породе аналитик Е.П. Рябичкина; 8 – свежий андезит вулкана Эбеко.

Представление о составах растворов, под воздействием которых происходит современный метаморфизм пород, можно дать на основании анализов газов, искусственных конденсатов газов, термальных вод и поровых растворов.

Максимальная температура у выходов газовых струй на вулкане Эбеко достигает 114⁰С. Для газовых струй вулкана Эбеко характерно присутствие значительных количеств элементарной серы, которая отлагается у выходов с образованием серных бугров. В газах преобладают пары воды, составляющие 72-97 объёмных процентов и углекислота до 2,44 - 20,50 об. %. Сернистые и галогенные газы находятся в различных соотношениях, однако для вулкана Эбеко, находящегося в межпароксизмальном состоянии, в отличие от многих других вулканов, характерно присутствие в некоторых фумаролах HCl в количествах, значительно превышающих содержание в них сернистых газов. Это показано в Таб. 5.

Таблица 5. Химический состав газов и конденсатов вулкана Эбеко (аналитик Сурнина Л.В.)

№п/п	Место у-ма рол пробы	f	Газы,					объемные %				Конденсаты			Конде нсат газа, г/л		
			H ₂ S	SO ₂	CO ₂	HCl	H ₂	CO	CH ₄	O ₂	N ₂	H ₂ O	pH	SO ₄		C1- полиино- вые кислоты	
4	Верхний кратер	109	0,086	0,017	20,50	0,303	He обн.	0,022	0,040	0,066	0,35	78,6	0,9	18	574	—	3,0
8	Средний кратер	102	0,055	0,030	19,15	7,586	»	—	—	0,023	0,93	71,9	0,5	69	137	—	3,0
5	Нижний кратер	110	0,016	0,093	20,36	0,044	»	—	—	0,04	0,29	79,1	1,5	58	671	—	3,0
10	Белый Ключ	112	Следы	0,563	13,77	0,071	»	—	—	0,030	0,39	86,6	1,3	695	878	32	5,0

Современный метаморфизм пород на вулкане Эбеко протекает под воздействием свободно вытекающих трещинных вод и вод водоёмов (глыбы лавы или туфа, находящихся в таких водоёмах, превращены в опаловые массы) и в большой степени под воздействием поровых растворов, пропитывающих на термальных полях породы. Температура метаморфизирующих растворов (около 100⁰С), резко меняющие кислотность (однако все они сильно, пирита, каолинита, галлуазита). рН колеблется от менее 1 до 3. Минерализация растворов в среднем равна 3-5 г/л за исключением сильно кислых вод, где минерализация достигает 60 г/л за счёт значительного количества свободных соляной и серной кислот.

Состав вод колеблется от существенно хлоридных, через сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные до существенно сульфатных. В таблице 11 были приведены составы наиболее типичных термальных вод вулкана Эбеко.

В процессе длительной газо-гидротермальной деятельности вулкана Эбеко происходило и происходит интенсивное образование серы. Сера в виде бугров отлагается около выходов газа, обеленные опалово-алунитовые породы содержат вкрапленную серу. Максимальные концентрации серы образуются на дне водоёмов – кратерных озёр. На берегах ручья, стекающего с Верхнего кратера в Средний кратер, обнажается погребенная залежь слоистых серных руд, состоящая из тонко дисперсной серы, сульфидов железа с примесью опала и алунита. Мощность залежи достигает 25 м. В Среднем кратере на дне Горячего озера залегают аналогичные серные илы, обнаженные на берегах озера при низком уровне в них воды. На берегу озера в серных илах встречается шариковая сера, аналогичная агрегатам серы кратерного озера кальдеры Головнина.

Аналогичная форма серы обнаружена и в кипящих котлах на склонах Эбеко в плавающей серной пене. Образование такой серы связано с коагуляцией коллоидной серы. Тонкодисперсные и коллоидные образования серы весьма характерны для процесса кислотного выщелачивания. Конечным продуктом выщелачивания в участках пропаривания и конденсация растворов является сметано-подобный гель кремнекислоты, при охлаждении превращающийся в мучнистую массу со сферическими образованиями, видимыми при больших увеличениях. В котлах с кипящей кислой водой образуются метаколлоидные образования опала, серы и галлуазита. На дне кислых ручьев осаждаются метаколлоидный алунит, ярозит, лимонит, опал, сера.

Таким образом, в зонах проникновения газов и жидких растворов происходит интенсивное выщелачивание пород с образованием формации опалово-алунитовых пород с серой в поверхностных условиях и с сульфидами железа на глубине. Эти породы содержат жилки опала и алунита. На слабо парящих термальных полях лава и пирокластика изменяются незначительно. Метаморфизм пород проявляется в слабой хлоритизации и пиритизации.

Современные гидротермально измененные породы вулкана Эбеко весьма сходны с породами поверхностной фации серых кварцитов, развитых в областях потухших вулканов и, в частности, на месторождении Серное кольцо, описанное выше.

Условия опализации. Опализация пород, т.е. превращение исходной породы в породу, состоящую из опала, происходит в современную эпоху на многих действующих вулканах Камчатки и Курильских островов (Шевелуч, Семячик, Кошелева, Эбеко, Менделеева, Головнина и др.) под воздействием сульфатно-хлоридных и сульфатных растворов. Она выражается в кислотном выщелачивании большей части породообразующих и рудных компонентов и в концентрации кремнезема и титана на месте проявления процесса. Для образующихся опалитов характерны сохранившиеся структуры исходных пород, значительная пористость (до 50%) и, соответственно, низкий объёмный вес (до 1.2). На сольфатарных полях прослеживаются все стадии выщелачивания исходной породы – от слабо измененной породы до конечного продукта её выщелачивания – опала. В первую стадию разложения лава или туф полностью сохраняют первичную текстуру в опале, начиная обычно с зон, богатых анортитовой молекулой, до полного выщелачивания катионов металлов. Пироксен замещается опалом, начиная с трещинок. Стекловатая основная масса лавы и цемент туфов замещаются опалом сначала также около трещинок и пор, потом полностью. На участках далеко зашедшего выщелачивания порода совершенно обесцвечивается и превращается в опал, при этом сохраняются её монолитность и первоначальная структура.

Образующийся опал - изотропный, со светопреломлением, колеблющийся от 1.400 до 1.440. Часто имеет струйчатую и сферолитовую структуру, которая образуется, вероятно, при обезвоживании опала. Термограмма опалов представляет плавную линию, показывающую непрерывное выделение воды. В опалах обнаруживаются кристобалит, тридимит и кварц, что было подтверждено рентгеноструктурным анализом.

Одновременно с образованием опалитов, в которых сохраняются структуры исходных пород, на сольфатарных полях часто возникает студенистый гель кремнекислоты, который может перемещаться и заполнять в породе трещинки. Из такого геля могли возникнуть плотные опаловые образования в форме жильных и линзовидных скоплений, находящихся в пористых опалитах и гидротермальных глинах. Образование геля кремневой кислоты наблюдается в Кипящем озере на вулкане Головнина на острове Кунашир (Рис.3). В местах пропаривания и образования соляной и серной кислот озерные отложения превращены в белые опаловые массы. На отдельных участках при разламывании поверхностной опаловой корочки из-под неё вытекала горячая сметаноподобная масса геля кремневой кислоты.



Рис. 3. Озеро Кипящее. Кальдера Головнина. Кунашир, Курильские острова.

При охлаждении подобной массы образовался сухой мелоподобный порошок, который определён, как силикагель. Воды в сыпучем силикагеле оказалось 52%. Содержание её, вероятно, приближалось к содержанию воды в сметаноподобном горячем геле. Отношение SiO_2 к H_2O в силикагеле равно 1 : 3.8. Большая часть воды выделяется при температуре ниже 80°C - 46.95%, при 105°C выделяется всего 1.57%, а при 120°C – 0.42%.

Исходный силикагель рентгеноаморфен. Под микроскопом при увеличении в 80 раз видны прозрачные изотропные частицы с $N = 1.437$, с многочисленными включениями, имеющими низкое преломление. После обезвоживания образца над фосфорным ангидритом

форма пор сохранилась. Можно предполагать, что первоначально поры были заполнены окклюзионной водой, а высушенный силикагель сохранил скелет, образованный частицами кремневой кислоты. Поры его заполнены воздухом.

Обезвоживание силикагеля на сольфатарных полях приводит к образованию опалов. Свежий сметаноподобный горячий гель кремнекислоты подвижен и может течь, заполняя трещинки и пустоты в породах. При охлаждении он становится твёрдым, при обезвоживании переходит в опал, при старении опалов – в кварц с кристобалитом.

Подобие жилок и пустот, заполненных опалом, всегда наблюдается в опалитах и вторичных кварцитах, а также в гидротермальных глинах. Кроме того, освобожденный при кислотном выщелачивании пород гель кремнекислоты попадает в растворы и мигрирует в них. Обычно кислые воды на сольфатарных полях содержат значительные количества H_2SiO_3 и опалесцируют. Попадая в водоёмы, кремнезём коагулирует и осаждается, участвуя в образовании донных осадков. Такие осадки, образующиеся на дне кратерных озёр (на вулканах Головнина, Эбеко на Курильских островах и др.), состоят из опала, алунита, серы и мельниковита.

Молодые опалиты имеют различный состав – от чистых разностей (SiO_2 до 98%) с незначительной примесью других породообразующих окислов, до опалитов с примесью алунита, каолинита, лимонита и пирита.

Содержание кремнезёма в опалитах и кварцитах глубоко эродированного вулкана на острове Парамушир и других вулканов колеблется от 78.83% до 92.5%. Количество воды достигает в свежем силикагеле 51.85%, в опалитах с активных сольфатарных полей – 8.06%, в кварцитах из формации серных кварцитов – от 4 до 0.5%.

В опалитах постоянно присутствует TiO_2 в количестве, близком к его количеству в исходной породе. Хотя отношение $\text{SiO}_2 : \text{TiO}_2$ в 14 образцах опалитов с разных месторождений колеблется в довольно широких пределах – от 40 до 160, однако, для отдельных месторождений оно остается близким. Так, например, в пяти образцах опалитов с сольфатарных полей вулкана Менделеева на острове Кунашир (Курильские острова) отношение $\text{SiO}_2 : \text{TiO}_2$ составляет 80 - 90. Оно соответствует отношению их в лавах, подвергшихся выщелачиванию (70 - 90). На вулкане Эбеко в опалите это отношение равно 87, в исходном андезите близко к нему – 72. На месторождении Серное кольцо $\text{SiO}_2 : \text{TiO}_2$ в опалитах и кварцитах равно от 64 до 160, соответственно. Под микроскопом определяются скопления новообразований рутила. Поэтому можно считать, что титан в процессе кислотного выщелачивания, в основном, сохраняется в опалитах. Однако при этом происходит местный перенос TiO_2 , и наблюдается аккумуляция титанистых минералов.

Во всех опалитах определяется пониженное содержание закисного железа, в большинстве образцов оно полностью отсутствует. Наряду с этим окисное железо присутствует иногда в значительных количествах. Таким образом, при процессе кислотного выщелачивания происходит окисление породы.

Количество кальция и магния в опалитах резко пониженное. Отношение $\text{Ca} : \text{Mg}$ колеблется от 0.2 до 8. В сравнении со свежей породой в опалитах наблюдается тенденция к увеличению роли кальция. Это выражается в новообразованиях гипса. В опалитах часто сохраняется некоторое количество щелочных металлов с тенденцией увеличения в них отношения $\text{K} : \text{Na}$. Это сопровождается образованием алунита. В общем же процессе кислотного выщелачивания происходит вынос из исходной породы всех компонентов, - как породообразующих, так и рудных, за исключением SiO_2 и TiO_2 , которые концентрируются на месте процесса.

Выщелачивание пород с образованием опалитов происходит под воздействием кислых сульфатно-хлоридных и сульфатных растворов. Для представления о составе и кислотности растворов приводятся составы термальных вод Нижне-Менделеевского источника, в которых глыбы андезита превращены в чисто опаловую породу, а также состав поровых растворов с фумарольного поля, где лавы перерождаются в опалиты. В Нижне-Менделеевском источнике

температура воды была 92.2°C , $\text{pH} = 1.63$, состав её хлоридно-сульфатный с минерализацией 4.37 г/л.

Глыбы андезита, лежащие в такой воде, превращены в опаловую породу. Из сравнения свежего андезита и изменённой породы видно, что почти все породообразующие компоненты, кроме кремния и титана, находятся в породе в очень уменьшенных количествах. Натрия и калия нет, что говорит об отсутствии новообразований алунита. В породе привнесены мышьяк, сера и вода. Внутренняя зона глыбы, в отличие от внешней, несколько обогащена железом и магнием. Опалит сохранил структуру андезита.

На вулкане Эбеко в районе fumarола Ревущей, где в настоящее время при разложении андезита образуются опалиты, был проанализирован образец, пропитанный раствором гидротерм. На месте взятия он был парафинирован, а спустя 4 месяца из него была взята водная вытяжка. Из 100 г породы было получено 500 мл воды. Проба выстаивалась сутки, а затем раствор фильтровали и андезировали. Анализ водной вытяжки не даёт представления о концентрации порового раствора, однако позволяет судить об относительных величинах отдельных компонентов в растворе и, в частности, об отношении в них иона хлора к сульфат-иону.

Как видно из анализа, поровый раствор сильно обогащен ионом хлора по сравнению с сульфат-ионом; Fe, Ca, Mg, Na, K находятся в растворе, вероятно, в форме хлоридов и не отлагаются из него даже при изменении pH. Эти компоненты мигрируют с сольфатарного поля и при благоприятных условиях, как было показано К.К. Зеленовым, перемещаются в водоёмы. В случае достаточных концентраций в растворах сульфат-иона образуются алунит и ярозит. Они обогащают образующиеся опалиты.

В связи с изменением концентрации поровых растворов, наступающим при испарении растворителя (воды), особенно в хорошую погоду, на термальных площадках кристаллизуются обильные выцветы сульфатов и хлоридов породообразующих компонентов, которые атмосферными осадками растворяются и временными водотоками выносятся с сольфатарного поля. Происходит непрерывное освобождение опалитов от всех породообразующих и рудных компонентов.

Условия алунитизации. Алунитизация пород в современную эпоху в областях действующих вулканов часто сопровождается опалитизацией. Однако, интенсивность этого процесса сильно варьирует. Если опалитизация пород происходит в результате воздействия хлоридных растворов, то алунитизация реализуется при участии растворов с повышенной концентрацией сульфат-иона. В отличие от процесса опалитизации, когда все породообразующие и микроэлементы, кроме SiO_2 и TiO_2 , мигрируют из области переработки пород, при алунитизации алюминий и щелочные металлы реагируют с сульфат-ионом и образуют соль, нерастворимую в воде. Тем самым одновременно с концентрированием остаточного кремнезема *in situ* происходит концентрирование алюминия и щелочных металлов, в особенности калия.

При алунитизации, также как и при опалитизации, происходит обесцвечивание породы и вынос основной массы железа. Образующиеся на сольфатарных полях алунитовые породы, обычно белые, светло-розовые и светло-серые, плотные, часто с унаследованной структурой исходной породы до глиноподобных бесструктурных пород. Алунит образуется всегда совместно с опалом. Их количественные соотношения колеблются в широких пределах. Их сопровождают сера, пирит, гипс, редко ярозит. Совместное нахождение каолинита с алунитом не встречается. Под микроскопом алунит наиболее часто наблюдается в виде криптористаллических слабо поляризующихся образований, редко встречается в виде пересекающихся игольчатых кристаллов или образует кристаллы с ромбическими и квадратными сечениями. Он развивается по стеклу, в пустотах и трещинах. Иногда по плагиоклазу, который большей частью замещается опалом. Редкое развитие алунита по плагиоклазу объясняется тем, что современное алунитообразование происходит в лавах и туфах андезитов, в которых плагиоклаз представлен кальциевой разновидностью (лабрадорбитовнит).

В пустотах и трещинах лав вулкана Эбеко на термальных площадках наблюдаются хорошо развитые кристаллы алунита, имеющие зональность и секторное угасание. Корочки таких кристаллов алунита покрывают стенки пор не разложенного свежего андезита.

При алунитизации не происходит полного выноса из исходных пород микроэлементов, как это наблюдается при опалитизации. Наоборот, некоторые компоненты явно концентрируются в алунитизированных породах. По Ловерингу, алунит образуется в менее кислой среде по сравнению с каолинитом и большей частью метасоматического кварца.

По Влодавцу В.И., образование опалов и алунитов контролируется концентрацией в растворах серной кислоты. Полное выщелачивание пород с образованием опалов происходит под действием концентрированной серной кислоты, образование алунитов происходит при действии разбавленной серной кислоты в особых, быстро меняющихся, температурных условиях.

Для представления о составе растворов, находящихся в равновесии с алунитом, Софьей Ивановной из образца алунитизированной породы, взятой с активного сольфатарного поля вулкана Эбеко, были отжаты и проанализированы поровые растворы. Данные анализа расходятся с выше упомянутыми представлениями о кислотности растворов, вызывающих алунитизацию.

На вулкане Эбеко были получены результаты, по которым можно непосредственно судить о составе растворов, из которых осаждается алунит. В ручье Лагерном, собирающем термальные воды с сольфатарных полей восточного склона вулкана Эбеко, на дне обнаружен, хотя и в очень малых количествах, современный осадок алунита. Кроме того, в гидротермально изменённых породах, обнажающихся в бортах ручья ниже уреза воды, наблюдаются многочисленные жилки алунита, вероятно, осаждённые из воды ручья в трещинки породы.

Жилки алунита особенно резко выступают на фоне темных мельниковито-опаловых пород, они имеют резкие контакты с вмещающей породой. Состав жилок значительно отличается от состава алунитизированных вмещающих пород. Жильный алунит, в отличие от метасоматического (алунитизированной породы), меньше загрязнён (5 - 13% SiO_2), в то время как во вмещающих метасоматических алунитовых породах количество SiO_2 - до 50%.

Температура воды, из которой осаждается алунит, 35°C , $\text{pH}=2.35$. Состав её сульфатный (Cl - 26 экв. %), а минерализация 2.2 г/л. Среди катионов в воде в достаточном количестве присутствуют компоненты алунита – Na, K, Al и наравне с ними Ca и Mg. Осаждение алунита из описанных кислых вод происходит при их охлаждении. В воды горячего ручья попадают воды снежников.

Из всего сказанного следует, что в вулканических областях алунитизация, приводящая к концентрации на суше алюминия, протекает в длительную гидротермальную стадию. Благоприятным условием для алунитизации является более высокое, чем хлор-иона, содержание в растворе сульфат-иона. В случае преобладания в образующихся гидротермальных растворах иона хлора, алюминий, наравне с другими компонентами породы (кроме SiO_2 и TiO_2), мигрирует из областей проявления поствулканических процессов; в этих же областях образуется формация малоалунитовых опалитов.

Алунитизация протекает под воздействием кислых (pH от 1 до 2), сернокислых растворов в условиях понижения температуры. Алунит, осадившийся из раствора, более чистый, чем метасоматический. Метасоматический алунит сильно обогащён опалом (SiO_2 остался после выщелачивания породы).

Алунит в вулканических областях обогащён калием. Это, вероятно, обусловлено резким уменьшением растворимости сульфата калия и, соответственно, увеличением активности калия при понижении температуры сульфатного раствора. Обогащённость алунитов калием может служить критерием малой глубинности его образования.

В результате длительных постмагматических процессов, сопряжённых с андезитовым и более кислым вулканизмом, образуются месторождения алунитов.

В вулканических алунитах метаколлоидной структуры происходит концентрация рудных компонентов ранее выщелоченных пород.

Условия аргиллизации. Коржинский Д.С. применил термин «сульфатарная аргиллизация» для процесса выщелачивания в приповерхностной сульфатарной стадии с образованием неплотных пород из минералов глин: диккита, каолинита, минералов группы бейделлита-монтмориллонита, аморфных минералов типа аллофана и галлуазита с кремнезёмом скрыто кристаллического и аморфного строения и алуниита.

На современных сульфатарных полях под воздействием кислых сульфатных растворов процесс кислотного выщелачивания в поверхностных условиях приводит к образованию глиноподобных пород, часто с сохранившейся структурой исходных пород. Формирование на вулканах опалово-алунитовых пород, как правило, обеленных и глинистых, иногда цветных, происходит в различных условиях кислотности-щелочности растворов.

Как было показано, опализация и алунификация в областях аппаратов вулканов возникают при воздействии на породы сульфатно-хлоридных и сульфатных растворов с pH до 3. В этих условиях железо мигрирует в растворах с сульфатарного поля, и образуются обеленные породы. Каолинит в них присутствует в сильно подчинённом количестве. Он обнаружен на сульфатарах вулканов Кошелева на Камчатке, Менделеева на острове Кунашир. В грязевых котлах с сильно кислой сульфатно-хлоридной водой (pH = 1.5) на вулкане Эбеко образуется не каолинит, а галлуазит.

Преимущественное образование цветных глин, состоящих из каолинита, лимонита и незначительной примеси опала и алуниита, происходит на термальных полях вулканов, где в газовой фазе галоидные и сернистые соединения находятся в незначительных концентрациях, что обуславливает образование слабо кислых растворов.

Красные и бурые глины из каолинита и лимонита на глубине несколько сантиметров от поверхности сменяются голубыми глинами с пиритом.

Оптические определения глинистых минералов затруднены вследствие их метаколлоидной структуры. Под электронным микроскопом видны размазанные пластинки. Диагностика минералов возможна лишь химическими, рентгеноструктурными и термическими методами анализа.

Наиболее часто в поверхностных условиях на сульфатарных полях образуется каолинит чистый (белые разновидности) или с примесью лимонита (красные разновидности). Термограммы глин с сульфатарных полей, в отличие от термограмм белых с типичными каолинитовыми эффектами, имеют резко выраженный низкотемпературный эндотермический эффект. Рентгенографическое изучение красных глин показало, что они лишь незначительно отличаются от каолинита.

Опализация, алунификация и каолинитизация пород на действующих вулканах происходит в поверхностных условиях при температуре около 100⁰С под воздействием кислых сульфатно-хлоридных и сульфатных растворов. Эти изменения пород характеризуют процесс кислотного выщелачивания.

Таким образом, на действующем вулкане Эбеко в поверхностных условиях происходит современный гидротермальный метаморфизм пород с образованием опалово-алунитовой формации с серой и сульфидами железа – пиритом и марказитом. Этот процесс сопровождается аргиллизацией и слабой пропилитизацией пород по периферии поля кислотного выщелачивания и пород с плохими фильтрационными свойствами.

Подводя итог подробным описаниям, приведенным Софьей Ивановной в её фундаментальной монографической публикации, необходимо подчеркнуть, что весь изложенный фактический материал приводит к выводу о ведущем процессе взаимодействия вода - магматическая порода. Во время этого взаимодействия происходит не только перерождение магматогенных образований, сложенных первичными порообразующими минералами, в метаморфизованные породы, состоящие из гидротермальных минералов, но также совершается последовательная нейтрализация гидротермальных растворов с ультракислой реакцией.

Хотя Софья Ивановна акцентировала своё внимание на гидротермальном метаморфизме вулканогенных пород, но она нейтрализацию кислых гидротермальных растворов

поверхностного формирования не предполагала. В последствии мной в монографии «Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма», которую она редактировала, было показано, что этот процесс широко распространён на активных гидротермальных системах.

Мне хотелось бы выделить этот момент особо, так как вся моя работа делалась под непосредственным руководством Софьи Ивановны. Она была научным руководителем на всем протяжении моей научной работы и, в особенности, в период моей учебы в аспирантуре под её руководством. В связи с этим, я считаю себя продолжателем её теоретических концепций, и предлагаю свою интерпретацию гидротермальных и магматических процессов, происходящих на хребте Вернадского на острове Парамушир, которые подробно изучала Софья Ивановна Набоко. Полагаю, что удобной формой такого представления является комплексная модель этих процессов.

В последние годы многими исследователями показано, что рудные месторождения гидротермального происхождения являются результатом функционирования древних гидротермальных систем, которые существовали в островных магматических дугах.

Корбетт и Лич, опираясь на изучение активных гидротермальных систем, так и в результате исследований геологического строения, гидротермальных изменений и рудной минерализации золото-медных рудных систем юго-западного сектора Тихоокеанского кольца, показали, что главной целью при изучении этих геологических объектов является определение их гидродинамических структур. Эта структура представляет собой систему восходящих, нисходящих и горизонтальных гидротермальных потоков, в основном, состоящих из вод метеорного происхождения, размещенных в верхней части земной коры. Главной геологической структурой, объединяющей гидротермальную и магматическую деятельность в областях современного вулканизма, являются конвективные гидротермально-магматические системы.

Геотермальные системы островных вулканических дуг. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система расположена в структуре островной вулканической дуги, принципиальная схема которой показана на Рис. 4.

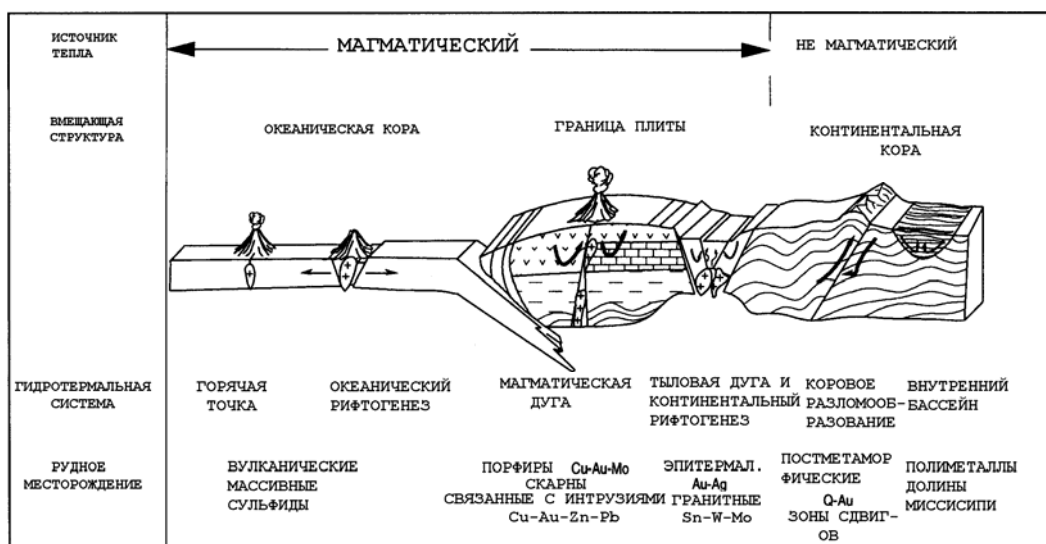


Рис. 4. Активные (современные) гидротермально-магматические рудообразующие системы и гидротермальные рудные месторождения в структуре океанической плиты и островной дуги.

Океанические гидротермально-магматические системы располагаются в пределах океанической коры верхней мантии срединно-океанических хребтов; океанических островных вулканах, сформированных “горячими точками”; в бассейнах тыловых дуг во внутри океанических вулканических дугах. Считается, что эксгальационные проявления, известные под

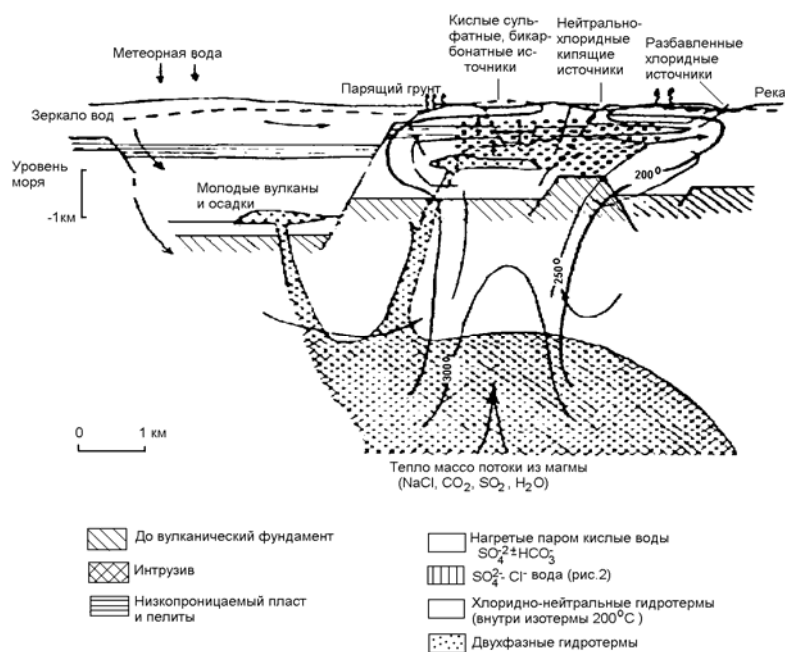
названием “чёрных курильщиков”, являются аналогами месторождений вулканогенных массивных сульфидов или руд типа Куроко.

Активные гидротермальные системы, которые имеют магматический источник тепла, могут быть связаны с коровым рифтогенезом в пределах континентальной коры, с рифтовыми зонами тыловых дуг (т.н. вулканическая зона Таупо, в Новой Зеландии, или Опало-Толмачёвская вулканическая зона на южной Камчатке) и с континентальными рифтовыми зонами (т.н. Восточно-Африканская рифтовая система).

Геотермальные системы, локализующиеся в вулканических дугах, связанных с субдукцией океанической коры (т.н. Курило-Камчатская вулканическая дуга, Филиппины и Индонезия) активно формируют рудные системы, связанные с коровыми малыми интрузиями. Эти системы образуют порфировые и скарновые медно-золотые (молибденовые), золото-медные, системы «хай сульфидейшн» и мезотермально-эпитептермальные месторождения благородных металлов и полиметаллов.

Таким образом, Северо-Парамуширская гидротермальная система, тесно связанная с магматической структурой хребта Вернадского на острове Парамушир, относится нами к островодужным гидротермальным системам, сопряжённым с андезитовым вулканизмом.

Характеристика современных гидротермальных систем андезитовых островных дуг. Хенли (Henley) показал, что гидротермальные системы, связанные с современными вулканами, можно классифицировать по типу вулканизма. Он выделяет гидротермальные системы, расположенные в районах с обширными проявлениями кислого вулканизма (Рис.5) и гидротермальные системы, связанные с андезитовыми вулканами (Рис.6).



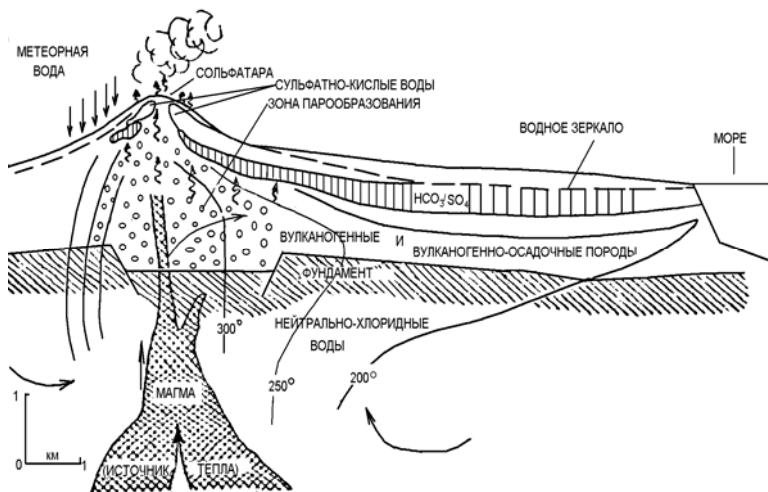


Рис. 5. (верхний), 6 (нижний). Схема потока гидротермальных потоков в типичных геотермальных системах в районах кислого вулканизма и в андезитовых современных островных вулканических дугах, соответственно.

Северо-Парамуширская гидротермальная система по своим характерным признакам относится к системам, связанным с развитием андезитового магматизма. Концептуальная модель гидротермальной системы, локализуемой на вулканической островной дуге, представлена на рис. 7.

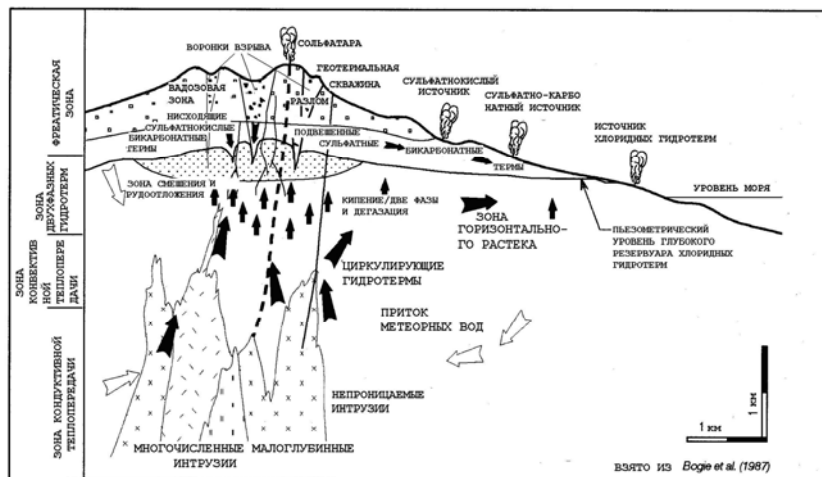


Рис.7. Концептуальная модель гидротермально-магматической конвективной системы

На этом рисунке представлена принципиальная структура гидротермальных потоков и места локализации водовмещающих горизонтов различного химического состава, а также выделяются четыре физические и химические зоны. Первоначально эти зоны были определены на современных гидротермальных системах на Филиппинской вулканической островной дуге.

1. Кондуктивная зона встречается в недрах многих систем, обычно в пределах непроницаемых интрузий или в осадочных отложениях фундамента. Теплопередача в ней, преимущественно, реализуется за счёт молекулярной (кондуктивной) теплопроводности, так как в этой зоне отсутствует трещиноватость. В местах, где малоуглубленные интрузии внедрились в вулканические образования, непроницаемые окружающие её контактные метаморфиты представлены биотит-магнетитом и клинопироксеном амфиболом биотитом. Там, где встречаются карбонатные образования, на контакте с интрузивным телом отмечаются скарновые комплексы минералов.

2. Конвективная зона образуется в пределах восходящего потока таких систем, как Северо-Парамуширская и на Филиппинах в проницаемых глубокопроникающих зонах разломов и зонах дробления, характерных для интрузивных контактов. Вследствие присутствия в составе гидротерм значительных количеств растворённых газов, они обычно слабокислые ($pH < 5-6$ при $250^{\circ}C$) и насыщены по отношению к кварцу. Для этой части разреза характерно зональное распределение гидротермальных изменений (от калиевых гидротермальных минералов - преимущественно биотит с небольшим количеством калиевого полевого шпата на больших глубинах, до зон пропилизации, представленных актинолитом, эпидотом или хлорит-цеолитовым минеральным комплексом на небольших глубинах).

3. Зона двухфазного состояния гидротерм располагается на небольших глубинах. В местах латерального растёка жидких гидротерм, где давление пара превышает окружающее давление, происходит отделение водяного пара и других газов (в основном CO_2 и в подчинённом количестве H_2S) от гидротермального потока. Это отделение парогазовой смеси (кипение) может первоначально происходить на глубинах 2 км и более в некоторых системах. Поглощение этой смеси на малых глубинах в зоне низкотемпературных гидротерм поверхностного формирования, или в потоках, или верховодье холодных грунтовых вод приводит к образованию терм, насыщенных CO_2 (углекислые термы), с умеренно низким pH .

4. Фреатическая зона (зона насыщения) состоит из ряда потоков подземных вод, которые подвешены над хлоридными гидротермальными потоками. Углекислый газ, который выделяется из зоны двухфазных гидротерм, адсорбируется в этих горизонтах подземных вод и образует термы, насыщенные CO_2 . Дегазация CO_2 на поверхности формирует нейтральные бикарбонатные воды, которые обычно отлагают травертины. Окисление сероводорода, который также отделяется в двухфазной зоне, может происходить в вадозовой зоне (то есть в зоне аэрации, расположенной над фреатической зоной), где присутствует свободный кислород. Окисление H_2S на контакте с атмосферой приводит к образованию самородной серы в "гидротермальных сольфатарах" в результате реакции $H_2S + 1/2O_2 \rightarrow S^0 + H_2O$. Окисление же H_2S аэрированной грунтовой водой сопровождается образованием охлаждённой серной кислоты, или сульфатиокислыми термами через ряд последовательных реакций, которые в обобщённом виде сводятся к реакции $H_2S + 2O_2 \rightarrow H_2SO_4$. В структуре этой зоны располагаются многочисленные трубки взрыва, гидротермального, фреатического и фреато-магматического происхождения.

Ряд исследователей считает, что в результате взаимодействия сульфатных вод с вмещающими породами происходит выщелачивание из них всех элементов и остаётся лишь кремнезём. Процесс такого выщелачивания сопровождается образованием опаловидных пород, кристобалита и/или тридимита. Однако этот процесс изучен не в полной мере, так как на современных гидротермальных системах образование кремнистых вторичных пород не наблюдается. На термальных площадках при взаимодействии терм с вмещающей породой происходит образование глинистых минералов группы каолина. Проведенные эксперименты по обработке вулканогенных пород кислотой показали, что опалитовые породы образуются при обработке пород, которые содержат SiO_2 более 55% (Есин, Гельд, 1966). При этом следует учитывать, что обработка в экспериментах велась сильной (соляной) кислотой. Специальные наблюдения на термальных площадках Паужетской гидротермальной системы по взаимодействию сульфатнокислых терм, сформированных в результате окисления H_2S при взаимодействии с атмосферой, показали, что в этом случае также образуются глины группы каолина.

Таким образом, предполагается, что опалово-кремнистые породы, расположенные в субповерхностной зоне высокотемпературных гидротермальных систем, связанных с андезитовым вулканизмом, образуются в результате взаимодействия вулканических пород андезитового и более кислого составов с конденсатами таких газов, как HCl , которые способны образовать термы с $pH < 2$. В настоящее время доказано, что опалиты, ноздреватые кварцевые породы, кристобалит и тридимит образуются в кислых гидротермах с $pH < 2$.

Кроме вышесказанного, взаимодействие кислых гидротерм с вмещающими породами приводит к постепенной их нейтрализации. Кислые термы нейтрализуются и при смешении с грунтовыми водами местного формирования. На путях миграции таких (изменяющих pH) гидротерм формируются зоны кремнисто-алунитовых, кремнисто-каолинитовых и кремнисто-сметитовых гидротермальных изменений.

Холодные сульфатнокислые воды также образуются в поверхностных супергенных условиях в результате окисления сульфидов и располагаются над зеркалом гидротермальных потоков.

Нагретые паром сульфатнокислые термы в вадозовой зоне и в супергенных условиях отличаются от высокотемпературных гидротерм, сформированных в недрах высокосерных («хай сульфидейшн») систем. Эти термы образуются за счёт конденсации парогазовой смеси, в которой присутствует большая доля магматогенного SO_2 и HCl , которые выделяются из кристаллизующихся расплавов. Эти магматогенные (летучие) гидротермы достигают поверхности в виде «магматических сольфатар». Наличие таких магматогенных кислых гидротерм подтверждено бурением на Вулкано (о. Болиран), на Пике Альто и г. Пинатубо.

Гидротермальные потоки и водное питание – основа гидродинамической структуры гидротермальной ячейки Северо-Парамуширской гидротермально-магматической конвективной системы. Сравнительный анализ характерных черт гидротермальных систем андезитовых островных дуг и Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы позволяет предполагать их полную идентичность. Так, например, в осевой части хр. Вернадского, который состоит из нескольких вулканов, сложенных андезитовыми, андезито-базальтовыми и дацитовыми вулканогенными образованиями, наиболее крупные вулканы слагают осевую, наиболее возвышенную, часть хребта и опираются на более древнее основание, которое сложено породами того же состава, но с иными структурными и текстурными характеристиками. Последние свидетельствуют о подводной или субаэральной природе извержений магматогенных образований того же химического и петрологического составов.

Детальные исследования геологического строения пород, слагающих вулканогенные образования, показали, что извержение магматических расплавов и образование вулканических построек сосредоточивалось вдоль оси хр. Вернадского с небольшими отклонениями от этой линии. В этой же зоне сосредоточивалась поверхностная гидротермальная деятельность, проявившаяся в виде сольфатар, фумарол, формирования подземных («подвешенных») кислых гидротермальных потоков (верховодка), с которыми тесно связано образование кратерных озёр в воронках диатрем, мааров. Кроме поверхностных и субповерхностных проявлений деятельности кислых и субкислых гидротерм, которые формировали верхний водоупорный горизонт, сложенный минералами группы каолина, кремнезёма, сульфатов и т.д. в вадозовой зоне (см. выше), в осевой части хр. Вернадского происходили частые фреатические и фреато-магматические взрывы.

В результате последних, по данным исследований палеогидротермальных рудообразующих систем, связанных с малоглубинными небольшими порфировыми интрузиями, образуются воронкообразные вертикальные структуры, называемые диатремами и маарами (Рис.8 и 9).

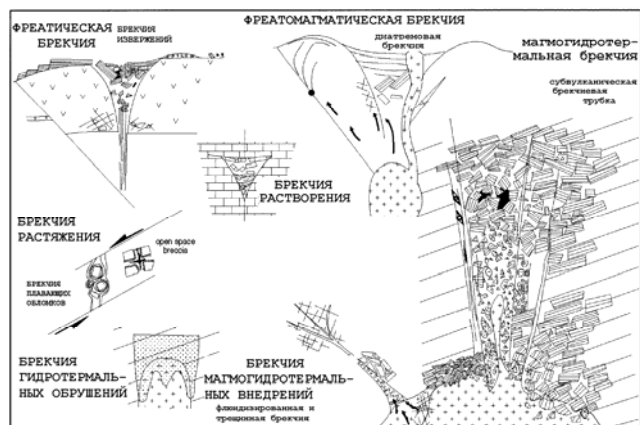


Рис.8. Условия образования брекчий в гидротермально-магматических конвективных системах

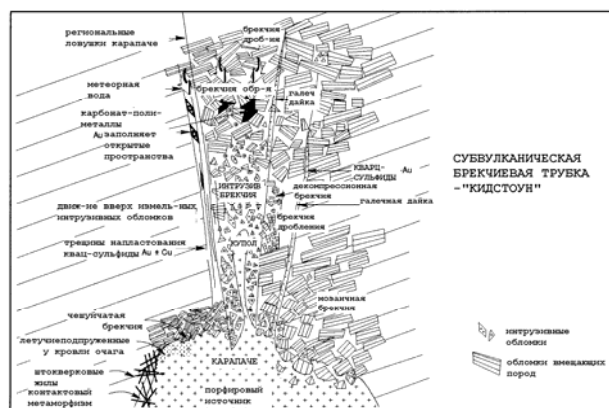


Рис.9. Строение фреатомагматической трубки.

Они пронизывают почти все 4 зоны и заполнены разноразмерной обломочной массой, сцементированной гидротермальными минералами. В массе этих брекчий размещены рудные тела. Часто верхняя часть малоглубинных интрузий в этих палеогидротермальных системах и окружающих плотных гидротермально изменённых пород насыщена мелкими трещинами отрыва. Они, предположительно, возникли в результате растрескивания этих образований, заполненных жильными минералами (кварцем), несущими высокую рудную минерализацию (штокверковые руды). В связи с этим данными следует логичное предположение, что и в Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системе фреатические взрывы обусловлены процессами формирования и деятельности малоглубинных магматических тел.

После появления на поверхности апикальной части малоглубинной интрузии и её взаимодействия с метеорными осадками, грунтовыми водами, окислительно-восстановительные реакции прекращаются и экструзивно-интрузивная структура стабилизируется. Экструзия и её эруптивный канал начинают выполнять роль дрены, по которой происходит инфильтрация подземных вод метеорного формирования. Бурение трёхкилометровой скважины в резургентный купол кальдерного вулкана Лог Вэлли, в котором локализуется высокотемпературная гидротермальная система, показало, что температура терм на забое 100°C . Это значительно ниже, чем на аналогичных глубинах в гидротермальной системе. Отсюда следует, что экструзии и, сопряжённые с ними, лавовые потоки на хр. Вернадского в структуре Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы играют роль структур, обеспечивающих приток поверхностных вод в её недра на глубину их распространения.

Как следует из выше приведенных рассуждений, поскольку проникновение этих интрузивно-экструзивных структур предварялось фреатическими или фреатомагматическими эксплозиями с образованием диатрем и маар, которое сопровождалось дроблением окружающих пород, то проницаемость по периферии этих магматогенных структур должна

обеспечиваться этой трещиноватостью. Охлаждение расплавленного материала также увеличивает трещиноватую проницаемость как самой интрузивно-экструзивной массы, так и окружающих вмещающих толщ за счёт усадочных процессов. Подтверждением этому могут служить структуры локализации контактово-метасоматических рудных месторождений, связанных с порфировыми (малыми) интрузиями. Изложенные данные помогают нам определить области и участки водного питания Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы, контактные границы передачи тепла от магматических расплавов к инфильтрационным водам метеорного происхождения.

Принципиальная схема взаимодействия потоков гидротерм в геотермальных системах приводится на Рис. 10. Существенным образом эта схема распределения потоков холодных вод и формирующаяся система гидротермальных потоков может быть дополнена данными по формированию солевого состава гидротерм.

Влияние химического состава терм на структуру Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы. Гидрохимии гидротермальных систем, связанных с андезитовым островодужным вулканизмом, посвящён ряд фундаментальных широко известных исследований. Однако, в этих работах не рассматривается ряд аспектов, связанных с влиянием химического состава гидротерм в этих системах на их гидродинамическую структуру. При решении этой проблемы важно уделять внимание процессам абсорбции и десорбции газов, входящих как в магматическую, так и в гидротермальную ячейки описываемой Северо-Парамуширской системы.

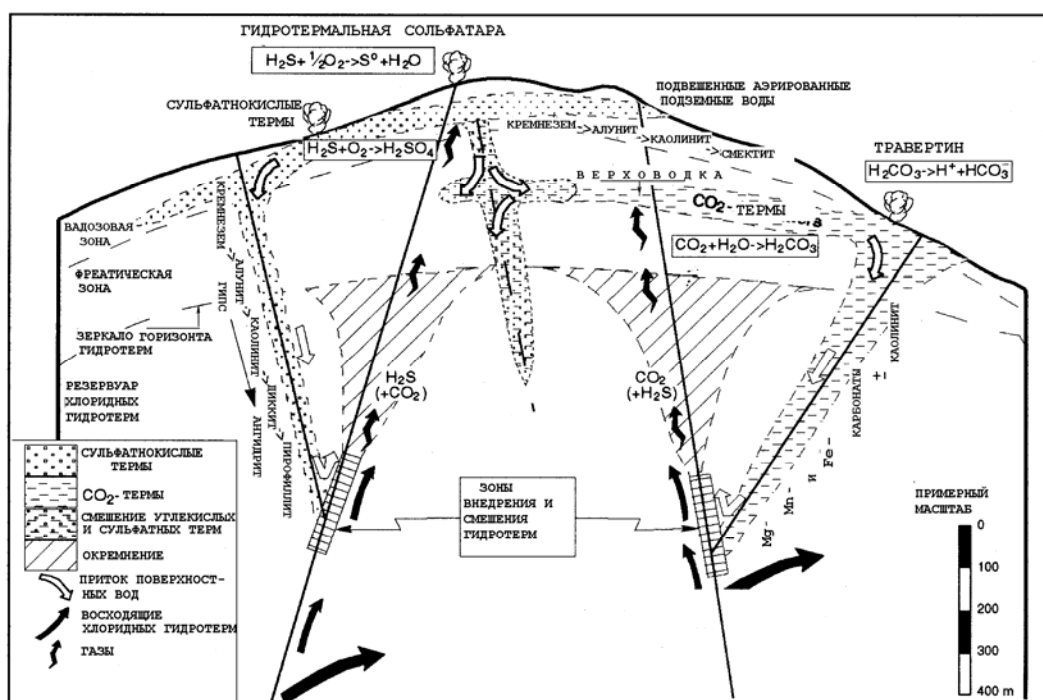


Рис. 10. Концептуальная модель гидродинамической структуры геотермальных систем.

В связи с этим следует отметить особую роль углекислого газа, который слабо растворяется как в воде, так и в силикатных расплавах. В буровых скважинах на Северо-Парамуширской системе установлено присутствие мощного латерального горизонта бикарбонатных терм, что свидетельствует о наличии значительного восходящего потока углекислого газа в недрах этой системы. Присутствие CO_2 установлено и в парогазовых струях при вершинной части действующего вулкана Эбеко. Данные исследований на активных вулканах также показывают мощную площадную диссипацию углекислого газа на их склонах. Аллард П. считает, что углекислый газ поступает из скрытых магматических резервуаров и очагов в результате их остывания. По мере продвижения углекислый газ к дневной

поверхности, он растворяется в холодных водах и его содержание может на глубине более 2 км достигать максимального (~ 4 вес.%). Такие условия могут быть вблизи вершинной части хр. Вернадского, где мощность латерального потока небольшая, и нагревание гидротерм за счёт абсорбированных газов, генерируемых или привносимых магматическими расплавами будет значительным.

Диффузия дегазующего углекислого газа в гидротермально-магматических (вулканических) системах. Углекислый газ, после воды, является главным компонентом магматических летучих. Его мантийно-магматическое происхождение обычно подтверждается как данными по изотопу ^{13}C , так и масс-балансовыми оценками. Установлено, что вулканы выделяют значительно больше CO_2 (в 10-100 раз), чем могут выделить магматические расплавы, извергнувшиеся на поверхность. В связи с этим предполагается, что большая часть CO_2 выделяется из интрузивной магмы. Это обусловлено низкой растворимостью этого газа в силикатных расплавах при умеренных и низких давлениях. В результате этого для углекислого газа характерно, что он:

- а) является главным компонентом глубинных магматических флюидов;
- б) может накапливаться в виде пузырьков в малоглубинных частях магматических резервуаров и очагов;
- в) может действовать в качестве транспортирующей фазы для других (трековых или более растворимых) летучих (редких газов, серы и т.д.) и
- г) может поддерживать постоянный режим истечения поверхностных газовых термальных проявлений во время спокойной фумарольной активности.

Характерными особенностями диффузионной дегазации являются:

а) в отличие от сосредоточенной эмиссии, которая локализуется вблизи эруптивных центров (в кратерах), диффузионная дегазация почти “невидима” и может проявляться на большой площади. Предполагается, что она связана с субповерхностными тепловыми аномалиями, в которых происходит конвективная циркуляция подземных вод. На Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системе это предположение было подтверждено бурением скважин, вскрывших мощный горизонт (около 2 км) бикарбонатных терм, насыщенных углекислым газом.

б) Вулканическая диффузионная эманация, представленная в основном CO_2 , значительно разбавлена воздухом и имеет в составе редкие газы (He, Ar, Rn в пропорциях, приближенных к воздушным) и в небольших количествах водород. Другие вулканические газы, такие как H_2S и HF, отсутствуют. В зависимости от воздушного разбавления концентрации CO_2 , измеренные в грунтах, колебались в пределах от нескольких до 100% по объёму. Эти значения значительно превышают биологический фон CO_2 , даже в случаях, когда исследования велись на склонах, покрытых густой растительностью.

в) Генетическая связь CO_2 диффузионной эманации с кратерной эмиссией CO_2 или с CO_2 , выделившимся из магматических расплавов, подтверждается химическими (He/ CO_2) и изотопными ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) отношениями. Так, например, химические и изотопные пропорции He и CO_2 при почвенно-диффузионной эманации вокруг активного конуса острова Вулькано аналогичны данным, полученным на кратерных фумаролах (400-650 $^{\circ}\text{C}$). На вулкане Этна выделения CO_2 на привершинных склонах изотопически идентичны магматическим газам, отобраным при температуре 1000 $^{\circ}\text{C}$ из расплавленной лавы или магмовода на вершине кратера. В отличие от этого случая, более отдалённые от вершины эманации, как на Этне, так и на Вулькано, имеют другие химический и изотопный составы. В связи с этим предполагается, что имеются и не магматические источники углерода (т.н. карбонатные образования в породах фундамента, органический материал).

г) Измерения потоков диффузионных газов (динамическими или статическими методами) дают важную информацию о том, что большая часть CO_2 может быть обусловлена диффузией на склонах вулканических построек. В дремлющих или давно не извергавшихся вулканах, таких, которые участвуют в строении хр. Вернадского, диффузионная дегазация

может быть преобладающим процессом газоотделения. Потоки диффузионного газа на некоторых вулканах достаточно высокие и способны создать аномалию CO_2 в окружающей атмосфере, которые обнаруживаются при полевых и аэросъёмочных измерениях. Эти данные важны при оценке объёмов скрытых магматических тел (интрузий). Эманации CO_2 на склонах вулканов, свободные от ^{14}C , могут быть использованы при датировке углеродным методом современных извержений.

д) Пространственное распределение изменения во времени диффузионной вулканической дегазации является хорошим индикатором вулканического мониторинга.

е) Диффузионная дегазация магматического CO_2 через вулканическую постройку может иметь двойное значение для гидротермально-магматических систем:

-диффузионное просачивание магматических газов через высокотемпературные гидротермально-магматические системы может содействовать образованию гидротермальной рудной минерализации. CO_2 , находящийся в гидротермах, может способствовать образованию катион замещённого силикагеля с кальцием, адсорбционная способность которого в 50 - 100 раз выше адсорбирующих свойств водородного силикагеля, образующегося во многих безрудных высокотемпературных гидротермальных системах.

Эманации, содержащие только CO_2 и инертные газы, на уровнях их генерации первоначально могли содержать другие магматические газы (SO_2 , H_2S , HCl , и т. д.). Эти газы, отличаясь большой реакционной способностью, вступают во взаимодействие с элементами, растворёнными в жидких гидротермах. Эти гидротермы, взаимодействуя с вмещающими породами, задерживают легко растворимые газовые элементы в окружающей среде. Соответственно, диффузионный поток CO_2 высокой плотности, фиксируемый на поверхности вулканической постройки, может свидетельствовать о больших количествах магматогенных образований (самородной серы, сульфидов и других соединений), отложившихся в недрах гидротермально-магматических систем.

-диффузионное просачивание углекислого газа в низкотемпературных гидротермально-магматических системах может быть признаком подземного накопления CO_2 , которые могут представлять смертельную опасность при выбросе их на поверхность. В таких системах магматический CO_2 может абсорбироваться в подземных водах глубокой циркуляции, не поднимаясь к поверхности.

Однако, как отмечается в предыдущей части этой работы, в осевой части хр. Вернадского локализуются выходы восходящего потока гидротерм. На поверхности этот гидротермальный поток проявляется выходами парогазовых струй, прогретыми площадками, озёрами сернокислых терм и обширными полями гидротермальных изменений. Химический состав и его вариации фумарольных газов вулкана Эбеко похож на состав газов фумарол многих других вулканов, широко известных по литературным источникам. В настоящее время известно, что изменение состава газов, содержащих S и Cl, является индикатором термодинамического состояния гидротермально-магматических систем, и увеличение отношения S/Cl служит прогнозным признаком, как правило, фреатических, фреатомагматических извержений.

Современные гидротермальные изменения на вулкане Эбеко обусловлены взаимодействием паро-газо-конденсатных низкотемпературных гидротерм и нагретых паром грунтовых вод в вадозовой зоне, где широко развиты горизонты верховодки, питающие озёра, заполняющие эксплозивные воронки, с подстилающими и окружающими породами. Поскольку химический состав таких гидротерм определяется абсорбцией сернистого ангидрита (SO_2), и кислой реакцией (pH=3-4), то среди изменённых пород широко распространены глины группы каолина с примесью окислов железа. Горизонт гидротермалитов, образованный сернокислыми гидротермами, обладает хорошими водоупорными свойствами и, с одной стороны, ограничивает инфильтрацию поверхностных вод, а с другой играет роль теплоизолятора для восходящих парогазовых гидротерм.

В составе гидротермалитов, образованных в субповерхностных условиях на хр. Вернадского, присутствуют опаловокремнистые породы. Их формирование связано с

выщелачиванием гидротермами, рН которых был менее 2, первичных магматических пород, содержащих SiO₂ не менее 55% (т.е. андезитов и дацитов). Известно, что такие рН характерны только для сильных кислот. В связи с этим мы предполагаем, что во время образования опаловокремнистых пород гидротермы содержали значительную долю HCl. Поскольку опалово-кремнистые гидротермалиты присутствуют в большинстве вулканических построек, участвующих в строении хр. Вернадского, а их мощность нарастает в сторону вулкана Богдановича, то предполагается, что наибольший приток HCl происходил в недавнем прошлом по магмопроводящим системам этого образования. Предполагая, что кислые гидротерм, по мере проникновения в глубокие горизонты взаимодействуют с алюмосиликатными изверженными породами, которое приводит к образованию глин (смектит, иллит, смешаннослойный смектит-иллит и т.д.) и нейтрализуются. Глины, насыщенные термальными водами набухают и улучшают водоупорные и теплоизоляционные свойства верхних горизонтов толщ. В результате этого процесса формируется верхний водоупорный горизонт, который развит на площади 50км² осевой части хр. Вернадского.

Как уже описывалось ранее, ниже верхнего водоупорного горизонта находится горизонт бикарбонатных вод, который абсорбирует газы, генерируемые магматическими резервуарами, остывающими интрузиями и коровыми очагами горения кремне-сульфидных гидротермалитов океанического формирования. Реакционные газы (SO₂, H₂S, HCl, HF и другие) растворяются в воде и вступают во взаимодействие с водовмещающими породами. Избыточные количества слабо растворимых в воде газов, таких как CO₂, CH₄, H₂ переходят в свободную фазу и всплывают вдоль восходящего к осевой части хр. Вернадского водоупорного (газоупорного) верхнего горизонта гидротермалитов. Парогазовые струи в осевой, наиболее прогретой части хр. Вернадского, где в местах пересечений глубинного разлома с широтными (трансферными) разломами, размещены апикальные части нижнекоровых и мантийных магматических очагов и резервуаров, в результате газовой парлифтного эффекта понижают уровень откачки гидротерм, входящих в гидротермальную конвективную ячейку Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы, до глубины образования газовой фазы CO₂ (2,2 км). В результате газопарлифта в водоносном горизонте приосевой части хр. Вернадского образован ряд депрессионных воронок, которые, предположительно объединяются в депрессионный ров. Понижение пьезометрического уровня водоносного комплекса хр. Вернадского обуславливает стекание верхней части гидротерм в эту гидродинамическую впадину. Предполагается, что в первую очередь в этом направлении будут дренировать термы бикарбонатного горизонта, насыщенные растворёнными и свободными газами.

Погружение гидротерм на большие глубины в этих гидродинамических воронках вызовет отделение слабо растворимых газов CO₂, H₂ и CH₄. Этот процесс будет поддерживать режим восходящего потока, который также усиливает кипение нижних жидких гидротерм. Кипение гидротерм на глубинах отделения CO₂ (2,2 км) сопровождается большими потерями тепла и резким понижением температуры окружающих пород, в том числе и внедрившихся магматических расплавов. Этот процесс может способствовать образованию контракционной трещиноватости и трещин, которые расклиниваются газовыми пузырьками CO₂. Последние могут возникать в результате декомпрессии скоплений газов в структурных ловушках, которые должны быть в привершинных частях вулканических построек, где происходит формирование водоупорных гидротермалитов и горизонтов верховодки. В этих же условиях происходит неравномерное прогревание гидротерм, так как водоупорные гидротермалиты обладают теплоизоляционными свойствами, что может способствовать гидротермальным извержениям. Последние локально понижают гидростатический уровень, что способствует проникновению воздуха в места скопления взрывоспособных газов, такого, как, например, H₂. Воспламенение водородно-воздушных смесей сопровождается взрывом и, как нам кажется, эти явления могут объяснить частые фреатические и фреато-магматические события в осевой части хр. Вернадского.

Реконструкция движения парогазовых и гидротермальных потоков в гидротермальной конвективной ячейке Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы может

быть проведена путём аналогии с объектами, изучавшимися непосредственными исследованиями.

Мониторинг вулканических газов показал, что в составе фумарольных газов перед извержением вулкана присутствуют атмосферные газы. Это показывает, что геологические и физические условия гидротермально-магматических систем допускают подсос атмосферного воздуха, несмотря на то, что имеются газонепроницаемые горизонты.

Так, например, на вулкане Кюдзю в Японии после фреатического извержения данные измерений свидетельствуют, что приток атмосферных газов во внутрь его постройки увеличился в 40 раз и составил $1 \times 10^4 \text{ м}^3/\text{сутки}$.

Предположение о происхождении хлористого водорода в Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системе. Исходя из выше изложенного, можно наметить источники хлора, которые поставляют этот элемент в гидротермально-магматическую систему. К ним относятся минерализация глубинных гидротерм, в составе которой присутствуют хлоридные соединения щелочных и щелочноземельных элементов в ионном состоянии. Поскольку предполагается, что уровень дегазации располагается на глубине более 2 км, то эта глубина понижения гидростатического уровня определяется подъёмной силой газовой струи, состоящей, в основном, из углекислого газа. Учитывая, что он расположен ниже уровня моря, окружающего остров Парамушир, предполагается возможность притока морской воды к осевой зоне хребта Вернадского, в структуре которого размещена Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система. В связи с этим мы считаем, что в зону влияния магматических тел этой системы должен происходить привнос хлоридов из морской воды. Третий источник хлоридов, участвующих в образовании магматического хлористого водорода связан с инфильтрацией хлоридно-сульфатных терм поверхностного формирования. То-есть в зону взаимодействия гидротермальной и магматической конвективных ячеек Северо-Парамуширской системы происходит возврат, ранее отделившихся из ниже лежащих магматических расплавов этой же системы, газов, в составе которых находился хлористый водород. В связи с выше изложенным мы полагаем наличие в гидротермально-магматических конвективных системах кругооборота части хлора. При этом не исключается, что значительная доля хлора глубинных хлоридных гидротерм так же была привнесена магматогенными летучими.

Однако хлор в приведенных источниках находится в виде солей. Проведенные эксперименты позволяют предполагать, что они проходят процесс гидролиза, в результате которого образуется хлористый водород.

Казахая и Синохара сомневаются, что высокотемпературные кислые гидротермы первоначально были связаны с магмой. Но, как показали некоторые авторы, что в результате гидролиза в системе $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ при высоких температурах будет генерироваться HCl . Они считали, что в этих случаях имеется возможность образования не магматических кислых гидротерм (рис. 11).

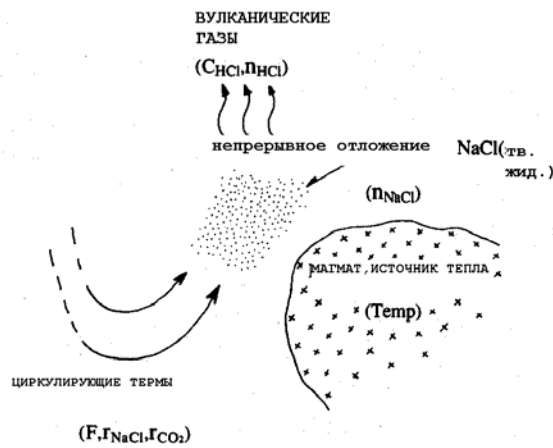


Рис. 11. Схема простой системы потоков в паровой фазе.

В итоге Казахая и Синохара (Kazahaya, Shinohara, 1991) при изучении гидротермально-магматических систем предполагают возможность образования кислого газа не из магматического источника.

Таким образом, мною предпринята попытка, опираясь на системные исследования Софьей Ивановной Набоко и других исследователей гидротермально-магматической системы, расположенной на вулканическом острове Парамушир, входящий в Курило-Камчатскую вулканическую островную дугу разработать комплексную концептуальную модель этой системы. Предполагается, что анализ процессов происходящих в особом режиме островной вулканической дуги, характеризующимся взаимодействием многих геологических, гидрологических и атмосферных факторов, позволит продвинуть решение проблемы формирования гидротермально-магматических рудообразующих систем и режим их функционирования.