

С. И. НАБОКО, Б. И. ПИЙП

СОВРЕМЕННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В РАЙОНЕ ПАУЖЕТСКИХ ГИДРОТЕРМ (КАМЧАТКА)

На участке Паужетских термальных источников роторной буровой скважиной до глубины 800 м вскрыты гидротермально измененные породы (туфы различного гранулометрического и петрографического составов), характеризующиеся вертикальной метасоматической зональностью. Паужетские гидротермы приурочены к области древнего трогового опускания, выполненного вулканокластическими образованиями четвертичного возраста на глубине 668, сменяющимися третичными отложениями. В центральной части троговой впадины в четвертичный период произошло поднятие, завершившееся образованием крупной структуры Камбального хребта. В южной части этой структуры в результате вулканической деятельности был сформирован вулкан Камбальный.

На северо-западном склоне этого вулкана в настоящее время сосредоточены выходы паровых струй, представляющие собой мощный очаг разгрузки глубинных термальных вод. Под их воздействием происходит современный гидротермальный метаморфизм толщи вулканокластических пород.

В скважине наблюдается следующий разрез:

Глубина, м	Породы
5—60	пепловые туфы дацитового состава;
60—165	литокластические туфы дацитового состава;
165—263	литокластические туфы дацитового состава с обломками андезита различных размеров и андезито-базальта;
263—382	агломератовые туфы андезитового состава;
382—570	кристаллокластические туфы дацитового состава очень плотные, состоящие из обломков кварца (оплавленных в виде линз), плагиоклаза, роговой обманки и обломков лавы андезитового к андезито-базальтового состава размером до 5 см. Общее количество обломков лав не превышает 5%;
570—657	литокластический туф андезитового состава с обломками андезито-базальта;
657—800	псаммитовые, псефитовые и алевроитовые туффиты дацитового и андезитового состава, переслаивающиеся с гравеллитами.

Туфогенные породы по всему разрезу подверглись гидротермальному метаморфизму, характер которого и интенсивность с глубиной меняются. Минералообразование наиболее широко развито в литокластиче-

ских туфах. Толща кристаллокластических туфов в интервале 382—570 м метаморфизована слабо, и новообразования в основном приурочены к трещинкам и пустоткам пород. Крупные обломки лавы андезитового и андезито-базальтового составов в литокластических туфах изменены тоже незначительно или совсем не затронуты метаморфизмом. Новообразования в них также развиваются в основном в пустотах и трещинках. Судя по характеру метаморфизма, можно предполагать, что растворы мигрировали в туфах по порам и контактам обломков, максимально перерождая тонкозернистый материал и периферические части обломков лавы. В пачке плотных кристаллокластических туфов на интервале 382—570 м растворы циркулировали, вероятно, в основном по трещинам. В зависимости от глубины наблюдается зональность в гидротермальном метаморфизме пород.

Намечается три зоны:

Глубина, м	Зона
0—5	каолинизации;
30—240	цеолитизации и фельдшпатизации;
240—800	пропилитизации; эта зона на интервале 380—570 м содержит прослой слабоизмененных кристаллокластических туфов дадита.

Нами дается предварительная и краткая характеристика современного гидротермального метаморфизма по данным всего лишь одной скважины. В процессе разведки месторождения будут получены новые материалы по составу, концентрации и кислотности гидротерм, термодинамическим условиям и составу минералообразований, что безусловно позволит внести много нового в теорию гидротермальных процессов в вулканических областях.

ЗОНА КАОЛИНИЗАЦИИ

Каолинизация пород развита от поверхности термального поля до глубины первых метров. Породы, подвергшиеся каолинизации, полностью превращены в тонкодисперсные глины часто с сохранившейся структурой лавы или туфа.

На самой поверхности до глубины десятка сантиметров залегают красные глины, ниже сменяющиеся серыми. Основным минералом глин, судя по термограммам, является каолинит. Низкотемпературный экзотермический эффект (при 120°) вызван, вероятно, присутствием гидратов окислов железа.

В табл. 1 приведены химические составы глин. Из таблицы мы видим, что глины по сравнению с исходными туфами почти полностью лишены кальция, магния, натрия и калия и обогащены алюминием.

В верхнем горизонте наблюдается также обогащение железом и марганцем. В нижнем горизонте, сложенном серыми глинами, наблюдается меньше железа, главная масса которого находится в пирите. По сравнению с красными, серые глины несколько обогащены магнием. Возможно, в нижнем горизонте глин к каолиниту примешиваются минералы группы монтмориллонит-бейделлита, как это имеет место в других районах аналогичных термальных вод, в частности, в Вайракей (Новая Зеландия).

Каолинизация пород на поверхности земли происходит под воздействием кислых сульфатных поровых растворов, образующихся при конденсации газов, отделившихся из гидротерм на некоторой глубине, и окисления при этом сероводорода до серной кислоты.

При каолинизации щелочные и щелочно-земельные металлы из первоначальной породы, переходят в раствор, что приводит к концентрации в ней алюминия, железа и марганца. В породу привносится сера, в результате чего образуется пирит и вода.

ЗОНА ЦЕОЛИТИЗАЦИИ И ФЕЛЬДШПАТИЗАЦИИ

Зона цеолиизаии проявляется на глубине от 30 до 250 м. В зоне цеолитизации наблюдаются две подзоны: верхняя (от 50 до 150 м) с максимальным развитием адуляра и нижняя (150—250 м) с незначительным развитием адуляра.

Основным вторичным минералом в интервале глубин 30—250 м является цеолит, который развивается по тонкообломочному материалу туфа, реже выполняет трещинки и пустоты. Количество цеолитов в зоне не постоянно и достигает максимума в интервале 100—150 м, составляя иногда до 50% от всей массы породы. По оптическим свойствам цеолит относится к ломонтиту. Угол оптических осей у него отрицательный и колеблется от 32 до 40°, угол погасания 38°, $N_g = 1,513$, $N_p = 1,507$, $N_g - N_p = 0,006$. Спайность совершенная под прямым углом.

В интервале 200—250 м наравне с ломонтитом встречается лучистый цеолит с несколько иными оптическими свойствами: $2V = -24-29^\circ$, $CN_g = 27-33^\circ$, $N_g = 1,514$, $N_p = 1,505$, $N_g - N_p = 0,009$. Из новообразований одновременно с цеолитом встречается адуляр, кальцит, хлорит, апатит.

Как уже было сказано, максимальное развитие адуляра приурочено к интервалу 50—150 м. В самом верхнем горизонте адуляр наблюдается в форме скелетных образований, развивающихся в пустотах, вероятно, на месте плагиоклаза (рис. 1). Глубже адуляр замещает плагиоклаз (рис. 2). При этом одновременно с адуляром образуется кальцит.

Адуляр свежий, водянопрозрачный, $N_g = 1,525$, $N_p = 1,519$, $N_g - N_p = 0,006$, $2V = -68-70^\circ$.

Обогащение породы адуляром резко сказывается на химическом составе и выражается в резком повышении калия в измененных породах (до 5% K_2O вместо 1% в свежем даците).

Таблица 1
Химические составы каолиновых глин
(в весовых %)

Компоненты	Анализ № 1*	Анализ № 2**
SiO ₂	38,00	39,62
TiO ₂	1,32	0,86
Al ₂ O ₃	32,30	37,11
Fe ₂ O ₃	13,13	5,43
FeO	0,55	0,55
MnO	0,78	—
MgO	0,15	1,30
CaO	0,94	0,98
Na ₂ O	0,17	0,22
K ₂ O	0,12	0,09
H ₂ O	12,13	10,34
S	0,15	3,10
H ₂ SO ₄	0,38	0,30
Сумма . . .	100,12	99,89

* Красная глина с поверхности Земли; pH=5,1 (порового раствора).

** Серая глина с глубины 0,20—5 м; pH=5,0 (порового раствора).

Аналитик Е. П. Рябичкина.

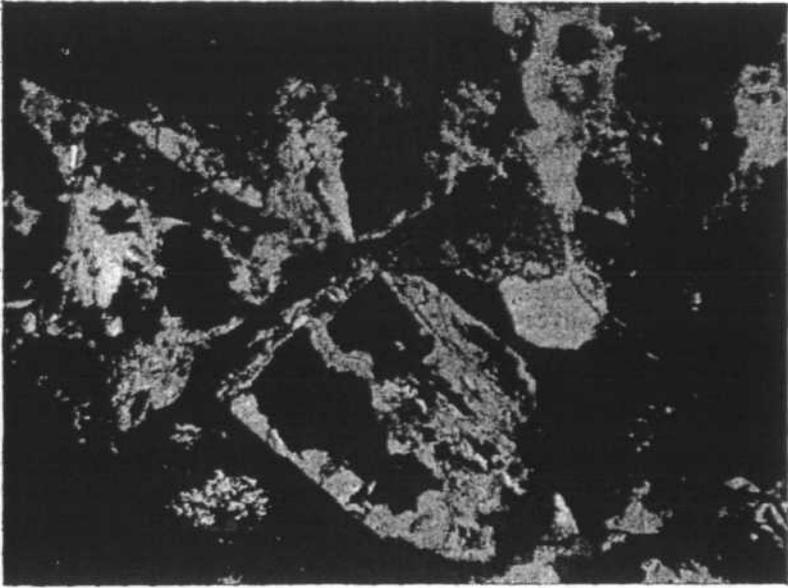


Рис. 1. Интервал 139—145,5 м. Развитие адуляра в пустотах

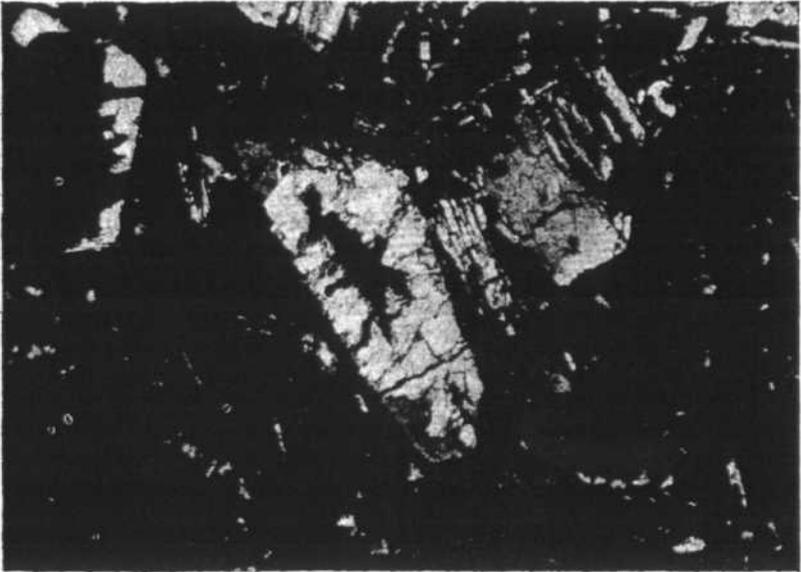


Рис. 2. Интервал 357,4—365,6 м. Замещение плагиоклаза адуляром.
X46

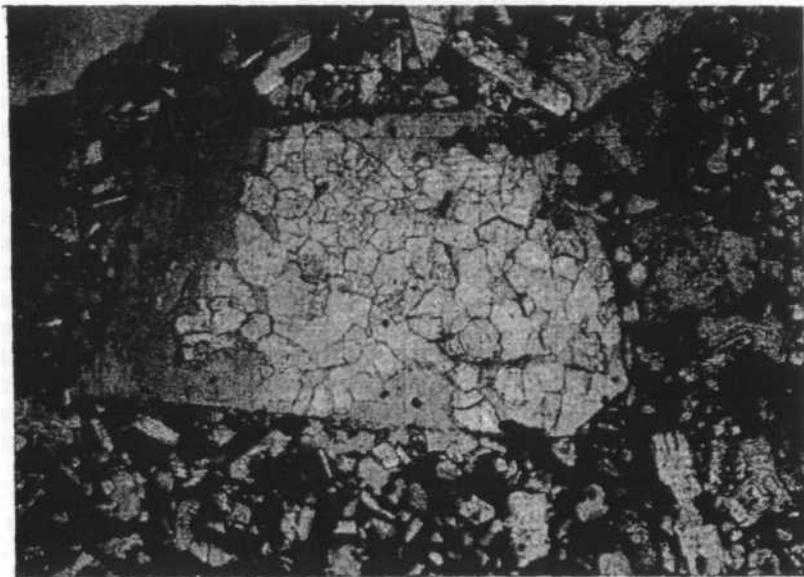


Рис. 3. Интервал 317,1—325,1 м. Замещение плагиоклаза адуляром и кальцитом. X46

Апатит встречен в интервале 50—60 м в виде мелких кристаллов в ассоциации с цеолитом. Хлорит в зоне цеолитизации редок. Кальцит встречается совместно с адуляром, при замещении плагиоклаза (рис. 3), а также образует жилки. Из рудных минералов в зоне цеолитизации наибольшие изменения претерпевает гематит, который нацело мушкетовитизирован. Одновременно с замещением гематита происходит переотложение магнетита. По периферии зерен ильменита развивается лейкоксен. Пирит в зоне цеолитизации, по данным Л. М. Лебедева, редок и находится в виде метакристаллов кубической формы и скелетных образований (см. статью в настоящем сборнике).

Более крупные обломки андезита и андезито-базальта в туфах изменены очень незначительно; вторичные минералы развиваются в основном в трещинках и пустотах. При этом первичные минералы — плагиоклаз и пироксен — часто совсем свежие.

В табл. 2 приведены составы гидротермально измененных пород из зоны цеолитизации. Из таблицы видно резкое обогащение пород в верхнем горизонте калием, в нижнем незначительно магнием, кальцием, углекислотой и серой; все породы зоны весьма сильно обогащены водой.

Ниже приведена краткая петрографическая характеристика образцов гидротермально-измененных пород, химизм которых охарактеризован в табл. 2.

- Образец 24. Пепловый туф дацитового состава. Новообразования: крупные скелетные кристаллы адуляра, образовавшиеся вместо выщелоченного плагиоклаза, много цеолитов типа ломонти-та, единичные зерна кальцита.
- Образец 125. Литокластический туф дацитового состава. Новообразования: много скелетных кристаллов адуляра в пустотах выщелоченных кристаллов плагиоклаза. Много цеолитов типа ломонти-та; в пустотах — цеолиты и апатит.

Таблица 2

Химический состав гидротермально измененных пород в зоне цеолитизации

Интервал, м	42,4— 10,7	57,4— 63,6	96,7— 103,5	103,5— 110,5	110— 116	165— 178	218— 226	226— 232	248— 256	Средний состав дацита Камчатки
Образец	124	125	127	128	129	131	133	134	137	
Компоненты										
SiO ₂	60,89	—	—	60,20	—	—	—	58,96	—	65,4
TiO ₂	0,67	—	—	0,67	—	—	—	0,84	—	0,64
Al ₂ O ₃	15,14	—	—	15,22	—	—	—	16,46	—	16,73
Fe ₂ O ₃	2,33	—	—	2,74	—	—	—	2,75	—	2,35
FeO	2,52	—	—	2,56	—	—	—	2,51	—	2,39
MnO	0,09	—	—	0,11	—	—	—	0,14	—	0,15
MgO	1,83	—	—	2,28	—	—	—	2,45	—	1,50
CaO	4,33	—	—	4,91	—	—	—	5,12	—	4,33
Na ₂ O	2,06	2,51	3,20	2,45	3,36	3,76	3,83	2,50	2,04	3,98
K ₂ O	4,55	4,52	3,12	2,43	2,36	2,94	2,33	1,99	2,26	1,74
H ₂ O ⁻	0,61	0,59	0,42	0,75	0,40	0,52	0,55	0,81	0,82	0,30
H ₂ O ⁺	3,93	3,31	4,42	4,53	5,01	3,45	3,31	5,18	6,16	—
S	0,30	0,26	0,43	0,33	0,21	—	0,20	0,15	0,13	—
CO ₂	0,77	Нет	0,52	0,66	0,60	0,25	0,39	0,10	0,28	—
Сумма . . .	100,02	—	—	99,96	—	—	—	99,96	—	

Аналитик В. П. Энман; определения H₂O⁻, H₂O⁺, S сделаны Е. П. Рябичкиной.

- Образец 127. Литокластический туф дацитового состава. Новообразования: скелетные кристаллы адуляра по выщелоченному плагиоклазу; много цеолитов типа ломонтита; единичные зерна кальцита.
- » 128. Литокластический туф дацитового состава. Новообразования: много ломонтита в отдельных скоплениях и тонких жилках. По плагиоклазу развивается небольшое количество адуляра. Кальцит и апатит в отдельных скоплениях. Тонкие жилки рудного минерала.
- » 129. Литокластический туф дацитового состава. Много ломонтита. Изредка по плагиоклазу развивается адуляр. Встречается кальцит.
- » 131. Андезито-дацит с микролитовой структурой. Вкрапленники плагиоклаза и биотита. Новообразования: по плагиоклазу развивается кальцит, редко адуляр; по цветному компоненту — тонкая кайма рудного, в центральной части — хлорит. Изредка цеолит.
- » 133. То же.
- » 134. Литокластический туф дацитового состава. Новообразования: очень много ломонтита.
- » 137. Тонкозернистый туф дацитового состава, измененный незначительно. Новообразования—ломонтит.

ЗОНА ПРОПИЛИТИЗАЦИИ

От глубины 250 до 800 м характер гидротермального метаморфизма туфов ийой, чем в вышележащей зоне цеолитизации. Новообразования цеолита и адуляра встречаются реже. Значительным распространением пользуются хлорит, кальцит и пирит, с локальным обогащением гидрослюдкой, гипсом, ангидритом, цеолитом, кварцем и халцедоном. В основании разреза появляются единичные зерна эпидота. В результате развития новообразований туфы приобретают зеленоватый оттенок. Такой характер современного гидротермального метаморфизма близок к пропилитизации (трансильванский тип, по Д. С. Коржинскому). Пропилитизации подверглись туфы различного петрографического состава, как дацитового, так и андезито-базальтового, правда на этом горизонте андезито-базальтовый материал играет более значительную роль, чем в верхнем горизонте цеолитизированных пород.

Пропилитовая зона подразделяется на четыре подзоны:

- I. 260—380 м — верхняя зона интенсивной пропилитизации с развитием кальцита, хлорита, пирита, цеолита.
- II. 380—560 м — средняя зона со слабым проявлением метаморфизма и развитием в пустотах кальцита, цеолита, кварца, гипса и ангидрита. Слабая минерализация обусловлена плотностью кристаллокластических туфов дацитового состава.
- III. 560—670 м нижняя зона интенсивной пропилитизации с развитием хлорита, кальцита, пирита, гидрослюды, цеолита.
- IV. 670—800 м — самая нижняя зона пропилитизации, где наравне с преобладающими хлоритом, кальцитом, цеолитом и пиритом встречаются единичные зерна эпидота, иногда наблюдается альбитизация плагиоклаза (рис. 4).

В плотных кристаллокластических туфах (интервал 380—560 м) и в крупных обломках лавы в литокластических туфах новообразованные минералы развиваются в пустотах и трещинках (рис. 5, 6). В пустотах наблюдается зональность: обычно по периферии образована кайма рудного минерала, она сменяется каймой хлорита; центральная часть заполнена кальцитом (рис. 7), иногда с гипсом и ангидритом (рис. 8). Исходная порода при заполнении пустот часто остается совсем свежей.

Из рудных минералов, как указывает Л. М. Лебедев, в пропилитовой зоне резко возрастает количество пирита; гематит мушкетовитизирован, но переотложения магнетита, как это наблюдалось в цеолитовой зоне, не происходит. Ильменит нацело лейкоксенизирован.

Встречаются новообразования анатаза, брукита и реже рутила. Пирит часто наблюдается в виде скелетных образований и в кристаллах, имеющих очертания пентагон-додекаэдра. В самом нижнем пропилитовом горизонте пирит наблюдается в виде почковидных выделений и приурочен к пустотам.

В табл. 3 приведены данные химических анализов пород из зоны пропилитизации.

Из этих анализов мы видим повышение содержания углекислоты, серы и воды в пропилитизированных породах по сравнению с исходными. О других компонентах говорить трудно, поскольку состав исходной породы не постоянен и колеблется в зависимости от соотношений в них обломков андезита, андезито-базальта и дацита.

Ниже приведен петрографический состав образцов из зоны пропилитизации, охарактеризованных химически в табл. 3.

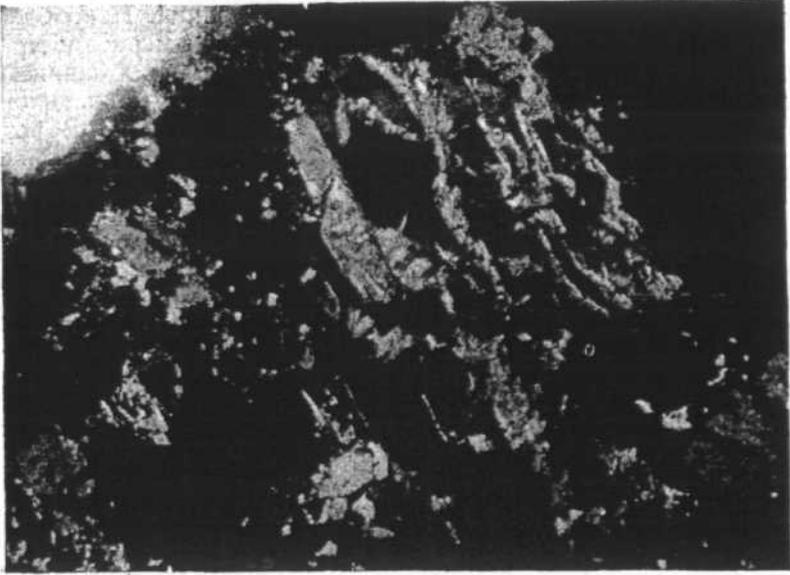


Рис 4. Интервал 382,7—491 м. Цеолитизация плагиоклаза.
X 46

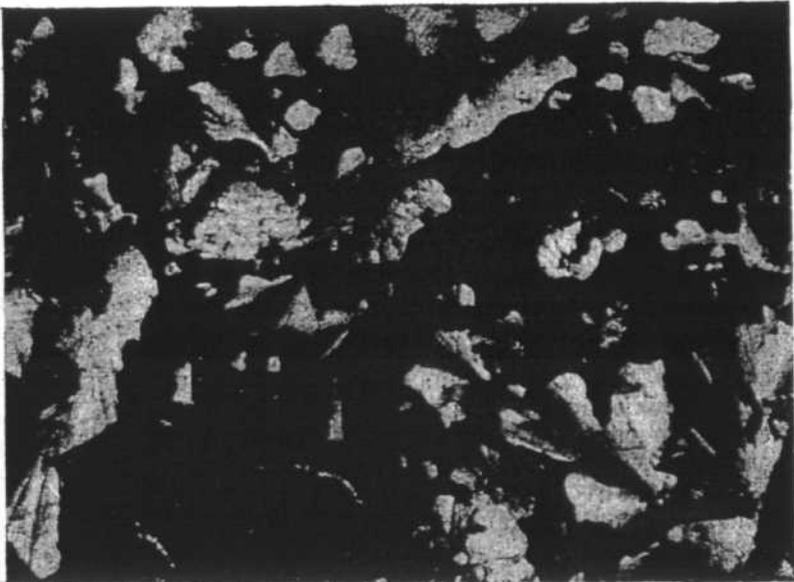


Рис. 5. Интервал 317,1—325,1 м. Пустоты заполнены халцедоном.
X46

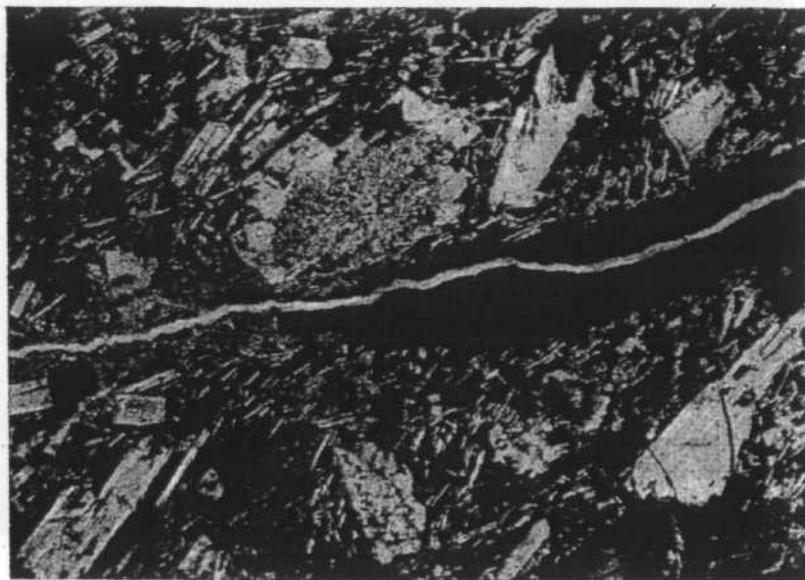


Рис. 6. Интервал 263,6—270,6 м. В андезите трещинка заполнена цеолитом, в зальбандах трещинки обогашены рудным минералом. X46.

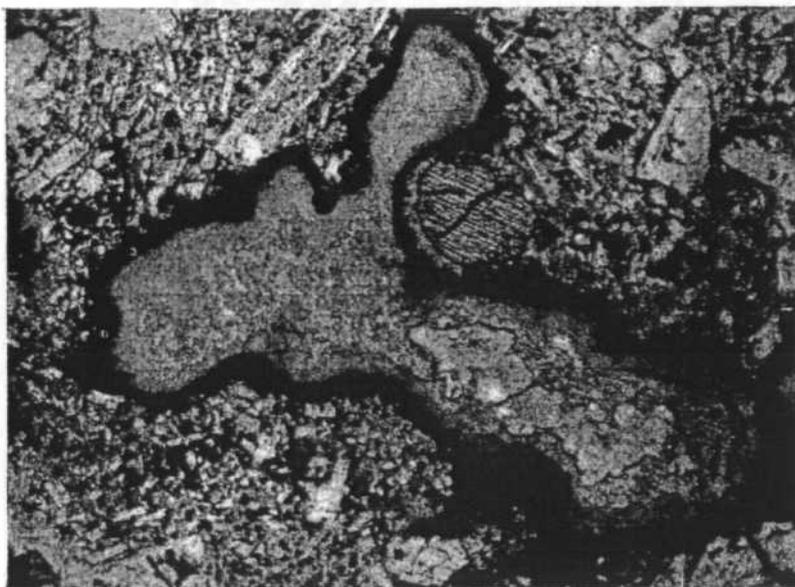


Рис. 7. Интервал 248,9—256,5 м. Пустота заполнена рудным минералом, хлоритом и кальцитом. X46

Химический состав гидротермально измененных пород из зоны пропилитизации

Подзона	I				II			III					IV				
	139	141	143	144	147	148	149	151	153	155	157	159	161	163	165	167	170
Компоненты																	
SiO ₂	—	51,30	—	63,20	—	68,64	—	—	54,00	—	—	—	57,24		48,40		53,72
TiO ₂	—	0,93	—	0,56	—	0,34	—	—	0,35	—	—	—	1,09		0,91		0,86
Al ₂ O ₃	—	15,38	—	15,37	—	15,55	—	—	14,16	—	—	—	16,82		17,32		14,93
Fe ₂ O ₃	—	5,00	—	2,27	—	1,55	—	—	2,10	—	—	—	2,00		3,45		4,54
FeO	—	4,60	—	1,63	—	1,90	—	—	2,51	—	—	—	5,05		6,27		5,01
MnO	—	—	—	0,15	—	0,10	—	—	0,17	—	—	—	—		—		—
MgO	—	2,50	—	3,70	—	1,50	—	—	3,34	—	—	—	2,00		3,20		3,00
CaO	—	6,12	—	5,03	—	3,76	—	—	9,25	—	—	—	5,95		8,07		8,03
Na ₂ O	2,99	1,10	2,77	4,42	4,00	2,83	4,00	3,84	2,48	2,43	2,59	2,76	2,85	3,28	4,86	2,18	2,51
K ₂ O	0,67	1,11	1,20	2,45	1,75	2,43	1,75	1,46	2,47	1,58	1,30	0,70	2,25	1,31	1,63	4,79	0,94
H ₂ O ⁻	0,90	1,25	0,42	0,10	0,60	0,18	0,27	0,35	1,07	0,80	0,57	0,40	3,48	0,50	3,30	0,30	5,65
H ₂ O ⁺	6,56	5,07	4,53	1,26	1,79	1,45	2,68	7,22		6,31	6,09	5,40		6,66		4,33	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,11	Нет	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,04	2,54	0,10	0,13	0,27	Следы	0,23	0,20	1,70	0,14	0,46	0,44	1,26	0,40	0,55	0,86	0,55
CO ₂	0,89	2,97	0,64	0,30	Нет	0,15	1,42	0,50	6,55	2,49	4,43	2,31	0,90	0,36	2,80	0,41	—
Сумма . . .	—	99,88	—	100,68		100,38			100,15				100,89		100,76		99,74

Аналитик Е. П. Рябичкина.

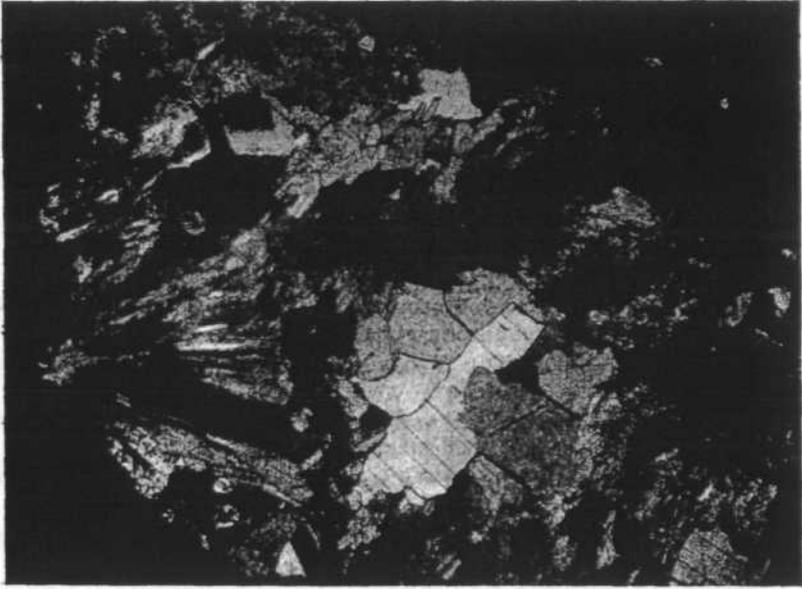


Рис. 8. Интервал 340,5—349,5 м. В пустотах развитие кальцита и ангидрита.
X 90

I. Верхняя зона интенсивной пропилитизации

- Образец 139. Интервал 263,2—270,15 м. Литокластический туф андезитового состава. Новообразования: в пустотах кальцит и хлорит, по плагиоклазу—ломонтит.
- » 141. Интервал 317,1—325,1 м. Литокластический туф андезито-дацитового состава с мелкими обломками андезито-базальта. Новообразования: кальцит (много), хлорит, ангидрит, пирит, гидрослюдка.
- » 143. Интервал 373,8—382,6 м. Обломок андезита из туфа с вкрапленниками плагиоклаза; порода свежая

II. Средняя зона

144. Интервал 282,6—391 м. Свежий кристаллокластический туф дацитового состава, сложенный обломками кварца, плагиоклаза, биотита, амфибола. По плагиоклазу наблюдается слабое развитие цеолита,
- » 147. Интервал 448,3—456,3 м. Кристаллокластический туф дацитового состава. Новообразования: по плагиоклазу № 40 развивается цеолит, в пустотах — хлорит, карбонат, пирит.
- » 148. Интервал 504—511 м. Кристаллокластический туф дацитового состава, по плагиоклазу развивается цеолит. В пустотах кальцит и хлорит.

III. Нижняя зона интенсивной пропилитизации

- Образец 149. Интервал 580,3—586,3 м. Плагиоклазовый слабоизмененный андезит.
- » 151. Интервал 605,7—612,2 м. Плагиоклазовый андезит. Новообразования: по плагиоклазу развивается хлорит, гидрослюдка, кальцит. Присутствует цеолит.

- Образец 153. Интервал 624,2—630,5 м. Изменение породы слабое.
- » 155. Интервал 642,8—649,1 м. Плагноклазовый андезит. Новообразования: много хлорита, карбоната, пирита. По плагноклазу развивается гидрослюдка.
- Образец 157. Интервал 649,1—655,5 м. Изменение породы слабое.
- » 159. Интервал 655,5—661,3 м. Литокластический туф андезитодацита. Новообразования кальцит, хлорит (в большом количестве), пирит.

IV. Самая нижняя зона пропилитизации

- Образец 161. Интервал 667,0—674, 0 м. Литокластический туф андезитового состава. Новообразования: хлорит, кальцит, пирит (в большом количестве). Плагноклаз альбитизирован (?).
- » 163. Интервал 674,0—680,4 м. Мелкозернистый туфопесчаник. Новообразования — хлорит.
 - » 165. Интервал 736,5—742,3 м. Андезит плагноклазовый. Новообразования: кальцит, хлорит, пирит.
 - » 167. Интервал 749,2—755,6 м. Мелкозернистый туфопесчаник. Новообразования: хлорит, эпидот, цеолит.
 - » 170. Интервал 793,3—800,0 м. Мелкозернистый туфопесчаник.

ХИМИЗМ ПРОЦЕССОВ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Процессы гидротермального метаморфизма на Паужетке, выражающиеся в пропилитизации, цеолитизации и фельдшпатизации пород, происходят под воздействием современных гидротерм. Выходящие на поверхность воды имеют температуру 100°, щелочную реакцию (рН около 8), натрово-хлоридный состав ($M_{3,0} = \frac{Cl_{98}}{Na_{99}}$) и содержат газы — азот, углекислый газ и сероводород. Минерализация воды около 3 г/л, что означает содержание минерального вещества 0,3% от всей массы воды.

На глубине скважиной вскрываются воды несколько иного характера: менее минерализованные, слабокислые и несколько обогащенные сульфатом ($M_{2,5} = \frac{Cl_{87}}{Na_{87}}$, вода из интервала 300—500 м). Температура воды с глубиной сначала повышается, достигая максимума 180° в интервале 125—400 м, ниже 400 м температура воды несколько падает.

Конденсат пара этих вод резко отличается по составу от воды с тех же глубин: он более кислый, с повышенным содержанием карбоната и аммония. Поровые растворы, отжатые от керна и глины с поверхности термального поля, имеют, в свою очередь, резко отличный от воды и конденсата пара состав за счет повышенного содержания сульфата.

В настоящее время мы не располагаем полным аналитическим материалом, но и те данные по составам вод, конденсатам пара и поровым растворам, которые представлены в табл. 4, говорят о сложности процесса гидротермального метаморфизма пород. Минералообразование в тонкозернистом пористом материале туфов развивается, вероятно, под воздействием поровых растворов, жильные заполнения минералов происходят при осаждении из трещинных вод, аргиллитизация на поверхности Земли — под воздействием конденсационных вод.

Вертикальная метасоматическая зональность, наблюдаемая на Паужетском месторождении, в гидротермально метаморфизованных туфах выражается в смене глубинной зоны пропилитизации приповерхностными зонами цеолитизации и фельдшпатизации и поверхностной зоной аргиллитизации. Это объясняется, вероятнее всего, изменением кислотности-щелочности растворов с глубиной. Изменение кислотности-

Состав воды и конденсата с различных глубин скважины
на Паужетском месторождении
(г/л)

Глубина, м	120—132		300—400		300—800
	Вода	Конденсат	Вода	Конденсат	Вода
NH_4^+	0,0007	0,0100	0,0007	0,0030	0,0007
$\text{Na} + \text{K}$	0,9766	0,0229	0,9398	0,0200	0,8326
Ca^{2+}	0,0532	0,0040	0,1192	0,0012	0,1578
Mg^{2+}	0,0049	0,0042	0,0070	—	0,0046
Сумма . . .	1,0354	0,0411	1,0667	0,0242	0,9957
Cl^-	1,5400	0,0420	1,4700	0,0158	1,2806
SO_4^{2-}	0,0550	0,0122	0,1642	0,0048	0,3629
HCO_3^{1-}	0,0180	0,0366	0,0121	0,0237	0,0134
CO_3^{2-}	0,0244	—	0,0708	0,0060	0,0201
Сумма . . .	1,6374	0,0908	1,7171	0,0503	1,6770
Недиссоции- рованные молекулы					
H_2SiO_3	0,1377	0,0021	0,1703	0,0015	0,1474
CO_2	Нет	0,0248	—	—	—
Общая минерализация	2,9000	0,13	3,0766	0,0760	2,9308
pH	8,1	6,0	—	—	—
Формула химического состава	$M_{2,9} =$ $= \frac{\text{Cl}_{95}}{\text{Na}_{93}}$	$M_{0,13} =$ $= \frac{\text{Cl}_{58} \cdot \text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{47} \cdot \text{NH}_4^4}$	$M_{3,00} =$ $= \frac{\text{Cl}_{87}}{\text{Na}_{85}}$	$M_{0,08} =$ $= \frac{\text{Cl}_{39} \cdot \text{HCO}_3^3}{\text{Na}_{77} \cdot \text{NH}_4^4}$	$M_{2,9} =$ $= \frac{\text{Cl}_{81}}{\text{Na}_{81}}$

Аналитик Е. П. Рябичкина

Аналитик А. Н. Разживина

щелочности в данном конкретном случае обусловлено перегретостью вод, что обуславливает процесс глубинного парообразования и конденсацию пара вблизи поверхности.

Судя по непосредственным анализам вод с различных глубин, экспериментальным и расчетным данным В. В. Аверьева, глубинные термальные воды слабокислые с pH около 6. Кислая реакция вод обусловлена повышением с глубиной растворимости в воде углекислого газа. Таким образом, современная пропилитизация происходит под воздействием слабокислых натрово-хлоридных вод с ионом сульфата и углекислотой. В этих условиях образуются хлорит, кальцит, пирит, гидрослюда, гипс и цеолиты.

Гипс приурочен к горизонту 300—500 м — к интервалу повышения температуры воды. Чем объясняется, что глубинные воды обогащены сульфатом и с глубиной происходит падение температуры воды, мы не знаем. Есть предположение, что на глубине происходит приток к трещинным натрово-хлоридным перегретым водам пластовых вод

из третичного комплекса пород, менее нагретых и обогащенных сульфатом. Тогда высаживание гипса может происходить в зоне смешивания этих вод.

Выше с глубины 250 м, как мы уже говорили, характер гидротермального метаморфизма иной и проявляется все в большем и большем развитии новообразований цеолитов и адуляра. На этих глубинах начинается парообразование и отделение в связи с этим из вод углекислого газа и, следовательно, ощелачивание растворов. Действительно, рН воды по непосредственным замерам в скважине на этих глубинах около 8. Таким образом, цеолитизация и адуляризация происходят под воздействием щелочных натрово-хлоридных вод с углекислым газом.

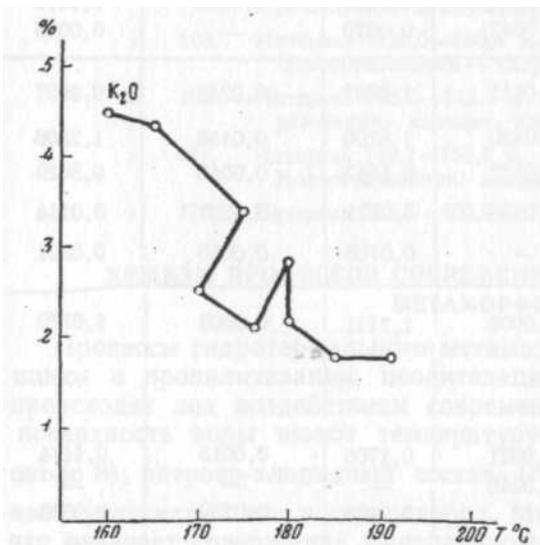


Рис. 9. Обогащение породы калием в зависимости от температуры

ниже плотных кристаллокластических туфов, служащих экранирующим горизонтом), при цеолитизации — водой при фельдшпатизации — резко калием. Интенсивность обогащения пород калием на Паужетке стоит в прямой зависимости от падения температуры, что происходит параллельно с уменьшением глубины.

Так, например, от глубины 150 до 50 м температура воды падает от 180 до 140°; соответственно содержание K₂O в измененной породе повышается от 1 до 5% (рис. 9). Обогащение пород калием может быть объяснено более резким падением растворимости хлористого калия по сравнению с хлористым натрием при понижении температуры воды, на что указал Д. С. Коржинский.

Таким образом, при взаимодействии гидротерм с породой по мере их инфильтрации к' поверхности происходит потеря из них сульфата, карбоната, кальция (образование гипса, кальцита), калия (образование адуляра), сероводорода (образование пирита), в результате чего воды становятся существенно натрово-хлоридными. Однако необходимо отметить, что при пропилитизации и цеолитизации химические изменения первоначальной породы проявляются в существенном привносом в нее воды, углекислоты и серы, а также калия (который явно замещает натрий), кальция (жильные заполнения кальцитом) и кремния.

Наибольшие химические изменения пород происходят под воздействием конденсированных приповерхностных растворов и обусловлены

Аргиллитизация на поверхности термального поля происходит уже под воздействием растворов, образовавшихся в результате конденсации пара, отделившегося на глубине, и окисления H₂S. Состав конденсированных растворов имеет кислую реакцию и сульфатный состав.

Химические изменения при гидротермальном метаморфизме мы прекрасно могли проследить на диаграмме, по данным анализов метаморфизованной и свежей породы и по характеру новообразований.

При пропилитизации происходит обогащение пород углекислотой, серой, водой, кальцием и кремнием (причем максимально в литокластических туфах, залегающих выше и

Данные спектрального анализа гидротермально измененных пород на различных глубинах
(Паужетка)

Глубина, м	г Mn	Pb	Ga	Mo	V	Cu	Ag	Zn	Co	Ni	Zr	Cr	Sr	Ba
42—50	0,1	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	—	—	0,0 п	—	0, п	0,0 п
57—63	0,0 п	0,00 п	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,00 п	—	0,0 п	0,00 п	0,0 п	0,0 п
76—82	0,0 п	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,00 п	—	0,0 п	0,00 п	0,0 п	0,0 п
96—103	0,1	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	—	—	0,0 п	0,001	0,0 п	0,0 п
110—116	0,0 п	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,00 п	—	0,0 п	0,001	0,0 п	0,0 п
165—172	0,0 п	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,00 п	—	0,0 п	—	0,1	0,0 п
210—218	0,1	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,00 п	—	0,0 п	—	0,1	0,0 п
225—232	0,1	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	Следы	—	0,00 п	—	0,0 п	—	0,0 п	0,0 п
248—255	0,1	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	Следы	—	0,00 п	0,00п	0,01	0,00 п	0,0 п	0,0 п
293—299	0,1	—	0,00 п	—	0,01 п	0,00 п	Следы	—	0,00 п	0,00п	0,01	0,001	0,0 п	0,0 п
340—349	0,1	—	0,00 п	—	0,0 п	0,00 п	—	—	0,00 п	0,00п	0,00 п	—	0,1	0,0 п
382—391	0,1	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	—	0,00п	0,01	0,00 п	0,0 п	0,0 п
434—440	0,1	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,00 п	0,00п	0,0 п	0,00 п	0,0 п	0,0 п
504—511	0,0 п	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,00 п	—	0,01	—	0,0 п	0,0 п
580—586	0,п	—	0,00 п	—	0,0 п	0,00 п	Следы	—	0,00 п	0,0п	0,0 п	—	0, п	0,0 п
605—612	0,0 п	—	0,00 п	—	0,00 п	0,00 п	—	—	—	—	0,01	—	0,0 п	0,00п
636—642	0,1	—	0,00 п	—	0,0 п	0,00 п	Следы	—	0,00 п	—	0,00 п	—	0,0 п	0,0 п
655—661	0,0 п	—	0,001	—	0,00 п	0,00 п	—	—	0,001	0,00п	0,01	0,00 п	0,0 п	0,0 п
680—686	0,п	—	0,00 п	—	0,0 п	0,00 п	Следы	0,0п	0,00 п	0,00п	0,01	0,00 п	0,0 п	0,0 п
749—755	0,1	—	0,00 п	—	0,001	0,000п	—	—	0,00 1	0,001	0,01	0,0 п	0,0 п	0,0 п
780—786	0,п	0,00 п	0,00 п	0,00п	0,0 п	0,00 п	Следы	—	0,00 п	0,00п	0,0 п	0,00 п	0,0 п	0,0 п
793—800	0,1	—	0,00 п	—	0,0 п	0,00 г	Следы	—	0,00 п	0,00п	0,00 п	0,00 п	0,0 п	0,0 г

интенсивным выщелачиванием щелочных и щелочно-земельных металлов, а также обогащением за счет этого остаточного продукта алюминием и железом. Обогащение верхней зоны каолинизации марганцем, а нижней — магнием нами пока не объясняется.

В рассеянном состоянии в гидротермально измененных породах на глубинах 0—800 м обнаружены свинец, галлий, молибден, ванадий, медь, серебро, цинк, кобальт, никель, цирконий, хром, стронций, барий и бор, однако концентрации рудных компонентов на этих глубинах в местах разгрузки современных натрово-хлоридных гидротерм не наблюдается (табл. 5).

При рассмотрении данных полуколичественного спектрального анализа гидротермально измененных пород по скважине мы можем говорить о некоторой тенденции обогащения зоны пропилитизации рудными компонентами, в частности, никелем (никель совсем не определяется в верхней зоне цеолитизации), цинком, серебром, молибденом; для всех глубин характерно некоторое обогащение пород стронцием (до 0,1%).