

УДК 551.21+551.24

©1992 г. В.Л. ЛЕОНОВ

### О ВЛИЯНИИ МОЩНОСТИ И СКОРОСТИ РАСТЯЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Проведен анализ развития вулканической и гидротермальной деятельности в геотермальных районах мира. Составлена таблица, систематизирующая имеющиеся данные и показывающая, что существует тесная связь между длительностью фаз гидротермальной активности, периодичностью и составом вулканических проявлений и мощностью земной коры. Выделены три типа геотермальных районов, развитых соответственно на океанической, переходной и континентальной земной коре. Описаны особенности хода вулканизма и гидротермальной деятельности в районах каждого типа. Дана общая оценка условий развития гидротермальной активности на Камчатке.

EFFECTS OF CRUSTAL THICKNESS AND EXTENSION VELOCITY ON STYLE OF VOLCANIC AND HYDROTHERMAL ACTIVITY, by Leo nov V.L. Analysis is made of the dynamics of volcanic and hydrothermal activity in the geothermal regions worldwide. The Table compiled systematize data available demonstrating that there is a close relationship between the duration of phases of hydrothermal activity, periodicity, composition of volcanic products and crustal thickness. Three types of geothermal regions recognized develop on the crust correspondingly of the oceanic, transition and continental types. Features of the evolution of volcanic and hydrothermal activity in each of these regions are described. The overall assessment of the conditions under which the hydrothermal activity can evolve in Kamchatka is presented here.

(Received January 9, 1992)

*Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia*

В познании геотектонических закономерностей распространения вулканических и гидротермальных явлений еще очень многое остается неясным. Как отмечает Е.Е. Милановский [4], вулканизм проявляется в пределах всех основных типов геотектонических обстановок, но в каждой из них характер его проявления и состав вулканических продуктов обладают значительным своеобразием. В пределах отдельных типов геотектонических структур вулканизм также проявляется не повсеместно, не одновременно и с резко различной интенсивностью. В то же время вопросы сопоставления и типизации вулканических и геотермальных районов приобретают особую важность при изучении геотермальных месторождений, когда еще до начала разведки необходимо оценить тип месторождения и рассмотреть возможную схему его теплового питания. Существующие попытки типизации геотермальных районов на основе тектоники плит с выделением геотермальных районов, расположенных в зонах спрединга, зонах субдукции и в пределах внутриплитных аномалий [17, 19 и др.], не вполне удачны, так как в одну группу попадают районы, очень мало схожие между собой (например, Йеллоустон и Гавайи).

В настоящей работе в основу типизации геотермальных районов положено строение земной коры. Это позволило выделить три типа геотермальных районов, связанных

**Типизация геотермальных районов (по мощности земной коры)**

Тип геотермального района	Тип земной коры и ее мощность, км	Периодичность фаз повышенной вулканической активности, лет	Преобладающий состав продуктов вулканизма	Длительность фаз гидротермальной активности, лет	Примеры гидротермальных районов (цифры — мощность земной коры, км)	Примечание				
I	Океанический (до 20)	$10^2—10^4$	Базальты	$1—10^2$	Ассаль (Джибути) 5 RISE (Тихий океан) 5—7	Скорость растяжения земной коры > 2 см/год				
				$1—10^3$	Пуна, Лоихи (Гавайи) 12—17 TAG (Атлантический океан) 10 Депрессия Данакиль (Эфиопия) 12 Крафла, Рейкьянес (Исландия) 15—20		Скорость растяжения земной коры < 2 см/год			
				II	Переходный (20—35)	$10^4—10^5$		Андезиты	$10^3—10^4$	Серро-Прието (Мексика) 17—20 Олкария (Кения) 20 Гейзеры (США) 20 Камоджанг, Диенг (Индонезия) 20—25 Палинпинон, Тонгонан (Филиппины) 25 Албани, Сабатини (Италия) 25 Хохи, Курикома (Япония) 25—27 Паужетский, Мутновский (Камчатка) 26—28
							III		Континентальный (до 80)	$n \times 10^6$
$n \times 10^6$	Йеллоустон, Лонг-Вэлли (США) 40—50 Эль-Татио, Калабосос (Чили) 60									
							—		Фанг, Сан-Кампъенг (Таиланд) 45 Пуга-Чуматанг, Парабати (Индия) 60 Янгбаджан (Китай) 70	Проявления вулканизма отсутствуют

*Примечание.* Данные о периодичности вулканической активности, длительности фаз гидротермальной активности и о скорости растяжения земной коры взяты из работ 1, 5, 13, 16, 18, 22 и др.

соответственно с океанической, переходной и континентальной земной корой (таблица). Различия между ними в периодичности фаз повышенной вулканической активности, в составе продуктов вулканизма и особенно в длительности фаз гидротермальной активности, по имеющимся данным, очень большие. Это позволяет считать предложенный подход перспективным и предложить его для обсуждения.

Необходимо отметить, что при составлении таблицы мы пользовались большим числом источников и ссылка на каждый из них затруднительна. Приведены лишь основные работы, в которых дается большое количество датировок и они наиболее обоснованы. Данные о мощности земной коры для некоторых районов (например, Исландии) очень противоречивы. Позиция таких районов в таблице определена на основе совокупности всех имеющихся данных, включая состав продуктов вулканизма и периодичность вулканической и гидротермальной активности.

К первому типу нами отнесены геотермальные районы, развитые на океанической коре. В появившемся недавно обобщении по геотермальным месторождениям, расположенным в областях спрединга в океанах [5], показано, что, например, на гидротермальном поле TAG (Срединно-Атлантический хребет на 26° с.ш., характеризующийся малой, < 2 см/год, скоростью спрединга) высокотемпературная гидротермальная деятельность протекает циклично, причем фазы ее активизации повторяются с периодичностью ~ 10 тыс. лет и имеют продолжительность 1—100 лет.

Еще менее продолжительные фазы высокоинтенсивной гидротермальной деятельности устанавливаются на океанических хребтах с высокими скоростями спрединга (< 2 см/год). Так, для гидротермального поля RISE (Восточно-Тихоокеанское поднятие на 21° с.ш.) продолжительность фаз высокоинтенсивной гидротермальной деятельности составляет всего от нескольких лет до нескольких десятков лет. Связывая гидротермальную деятельность в этих районах с циклами вулканической активности (внедрениями базальтов), П. Рона [5] отмечает, что на океанических хребтах со средними и высокими скоростями спрединга повторяемость циклических максимумов вулканической активности может быть в 10—100 раз чаще, чем на океанических хребтах с малыми скоростями спрединга.

В той же работе приводятся данные, обобщающие многочисленные работы по вулкану Крафла. Последний расположен в неовулканической осевой рифтовой зоне Северной Исландии. Район этот характеризуется малой скоростью спрединга, но на его примере хорошо видно, как связана современная гидротермальная деятельность с современными эпизодами грабенообразования. За 7 лет, начиная с 1975 г., непрерывными наблюдениями на вулкане установлено 20 субциклов, каждый продолжительностью в несколько месяцев. Субцикл включает в себя вспучивание и проседание кальдеры. Вспучивание проявляется в виде подъема поверхности кальдеры примерно на 1 м. Оно сопровождается значительной сейсмической активностью, которую связывают с заполнением магматической камеры. Заполнение происходит до тех пор, пока в камере не будет достигнуто критическое давление. На этой стадии происходит активизация гидротермальных систем (повышение температуры в их недрах). Последующее проседание кальдеры сопровождается образованием трещин, внедрением даек, извержением, а также сейсмической активностью, вызываемой внедрением магмы из магматической камеры в зону расколов: в результате этого формируются системы даек, прослеживающиеся до 60 км от центра кальдеры, которые разрушают существующие гидротермальные системы.

Эти данные представляются очень показательными в плане увязки гидротермальной деятельности с циклами регионального магматизма, вулканизма и тектоники в области активного растяжения земной коры. Скорость и интенсивность протекания магматических и гидротермальных процессов в таких районах может быть очень высокой, и, как отмечает П. Рона [5], это может компенсировать отсутствие длительных процессов дифференциации вещества. Такие широко известные гидротермальные системы, как Серро-Прието и Солтон-Си, расположенные в осевом трого на продолжении центра спрединга дна Калифорнийского залива, гидротермальные системы

Гавайского хребта и депрессии Данакиль в Афаре имеют, по-видимому, тот же тип, что и охарактеризованные выше гидротермальные системы Исландии и других центров активного спрединга. Основную роль в тепловом питании этих гидротермальных систем играют, вероятно, периодически внедряющиеся базальты.

Гидротермальные системы, расположенные в пределах островных дуг, существенно отличаются от описанных. Наиболее мощные высокотемпературные гидротермальные системы здесь связаны с крупными вулканическими центрами, в которых существенную роль играют продукты вулканизма кислого состава. Так, на Северном острове Новой Зеландии в пределах вулканической зоны Таупо расположено шесть крупных кальдерных центров, давших за последние 600 тыс. лет от 300 до 1000 км<sup>3</sup> магмы каждый. При этом более 97% пород составляют риолиты [25]. Гидротермальная деятельность на этом участке проявляется в виде 18 высокотемпературных и ~ 50 низкотемпературных систем. Считается, что длительность их существования составляет ~ 200 тыс. лет, но при этом отмечается их динамичность. Есть исторические изменения в поверхностной активности. Так, система Ваймангу сформирована только 100 лет назад, а система Тикоранги — Ротома моложе 3 тыс. лет [9].

Наиболее представительные данные о возрасте гидротермальных систем, о продолжительности гидротермальной активности и о связи ее с вулканизмом получены в настоящее время японскими исследователями [22, 23]. Они показали, что на геотермальных полях встречаются площади с молодыми гидротермально-измененными породами, которые формируются в настоящее время, и площади с древними гидротермально-измененными породами, перекрытыми неизменными, более молодыми отложениями. Устанавливается обычно несколько периодов развития гидротермальных изменений. Так, в гидротермальной системе Куджу гидротермально-измененные породы имеют возраст древнее 32, ~ 30, ~ 25 тыс. лет и современный. В гидротермальной системе Тамагава выявлены зоны гидротермально-измененных пород, имеющих возраст древнее 40, 27, ~ 5 тыс. лет и современный.

Было показано также, что гидротермальная деятельность тесно связана по времени с эпохами вулканизма. Это позволило выделить разные типы геотермальных полей, в том числе особый тип, связанный со средне-, верхнечетвертичным вулканизмом [22]. Геотермальные поля этого типа распространены очень широко в островодужных системах. К ним, по-видимому, следует относить и все высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки [3, 6].

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что гидротермальная деятельность в подобных районах, как и в центрах спрединга океанической коры, проявляется циклически и связана с эпохами активизации вулканической деятельности. Можно также, по-видимому, заключить, что отдельные циклы гидротермальной активности имеют здесь продолжительность ~ 3—5 тыс. лет, что на один-два порядка больше продолжительности высокоинтенсивной гидротермальной деятельности в океанических центрах спрединга [5]. По-видимому, это можно связать с различной скоростью растяжения земной коры.

Срединно-океанические хребты, по данным П. Роны, можно разделить на имеющие высокую скорость спрединга ( $> 2$  см/год) и его малую скорость ( $< 2$  см/год). В то же время скорость растяжения в вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии по геодезическим измерениям составляет 7 мм/год [21], а в похожем на зону Таупо вулканическом районе Кагосима на юге Японии [26] скорость растяжения (тоже по данным геодезических съемок) составляет ~ 0,2 мм/год [14]. Можно также отметить, что близкая скорость растяжения (0,3 мм/год) вычислена для районов развития новейших разрывных нарушений на Восточной Камчатке [2]. Хотя данные о скоростях растяжения земной коры в вулканических районах островных дуг еще очень мало, они по-видимому, имеют большое значение, и, так же как в срединно-океанических хребтах, влияют на характер развития вулканизма и гидротермальной деятельности. Возможно, что вследствие относительно высокой скорости растяжения вулканической зоны Таупо (~ 7 мм/год) здесь чаще, чем в других островных дугах, происходят

извержения (за последние 50 тыс. лет произошло 35 извержений с отложением мощных толщ туфов). Отличает этот район также состав пород (преобладают риолиты) и мощность расположенных здесь высокотемпературных гидротермальных систем. Так, тепловая мощность гидротермальных систем (тыс. ккал/с): Вайотапу — 142,4, Вайракей — 101, Оракейкорако — 81,8 [8]. В то же время на Камчатке крупнейшие гидротермальные системы имеют мощность (тыс. ккал/с): Больше-Семячическая — 75, Долины Гейзеров — 70, Кальдеры Узон — 64 [6]. Эти данные позволяют рассматривать геотермальные районы зоны Таупо как особый подтип, переходный между типами II и III (см. таблицу).

Пример с зоной Таупо показывает также, что зависимость периодичности фаз повышенной вулканической активности и длительности фаз гидротермальной активности от скорости растяжения земной коры достаточно сложная, и в анализе I и II типов геотермальных районов мы допускаем определенный алогизм [3]. В то же время из-за недостаточности наших знаний о скоростях растяжения земной коры подобный анализ этого вопроса мы в настоящее время дать не можем и оставляем вопрос открытым.

Выше были рассмотрены особенности развития вулканических и гидротермальных процессов в районах с океанической корой и в районах с корой переходного типа. При сравнении их с континентальными областями, и прежде всего с обширными районами развития хорошо изученных вулканизма и гидротермальной деятельности в США, также бросаются в глаза существенные различия. По данным новозеландских исследователей, сравнивших вулканическую зону Таупо и район Йеллоустона, при низких размерах, объемах вулканических пород, скорости поступления магм зона Таупо отличается более короткими магматическими циклами, отсутствием резургенции, более молодой раздробленной корой [25]. Делается вывод, что эти условия в Новой Зеландии препятствуют формированию достаточно крупных магматических камер на верхнекоровом уровне и не приводят к развитию таких сложных петрологических эволюционных процессов в магматических камерах, какие устанавливаются в кальдерных центрах запада США. Последнее утверждение, по-видимому, относится не только к западу США, но и ко всем районам с мощной континентальной корой. Так, на западе Гватемалы в развитии кальдерного комплекса Атитлан установлено три цикла кальдерообразования с возрастом 14—11, 10—8 и 1—0 млн. лет [18]. Выявлено, что в течение каждого цикла мафические магмы расплавляли кору и формировали крупные объемы риолитовой магмы. Столь же длительная история устанавливается для вулканического поля Джеймс (James) в Нью-Мехико [13]. Вулканизм здесь начался ~ 16,5 млн лет назад. Сначала это были щелочные базальты, с 13 млн лет — юливиновые толейиты, с 10 до 7 млн лет — андезиты, а с 7 до 4 млн лет — дациты. С 4 млн лет начали формироваться кальдеры (протекал эксплозивный риолитовый вулканизм). Все эти события рассматриваются как результат развития и периодического вскрытия единого магматического очага [20]. При этом установлено по крайней мере три эпизода гидротермальной активности с возрастом 13-8,7-6 и моложе 1, 12 млн. лет [13].

Для сравнения отметим, что, например, в Японии (на о. Кюсю), где развиты многочисленные кальдеры, выявлено, что формирование их происходит в результате сложного циклического процесса, но промежутки между отдельными циклами составляют всего десятки тысяч лет: в кальдере Асо извержения происходили 120 и 70 тыс. лет назад, в кальдере Ата — 130 и 85 тыс. лет назад, в кальдере Кикай — 75 и 6,3 тыс. лет назад [17]. М. Бейкер [7], сравнивая развитие сложных кальдерных центров Центральных Анд, юго-запада США и Мексики, с одной стороны, и Японии, Индонезии и Новой Зеландии, с другой стороны, отмечает, что в первых развитие центров происходит за счет малого числа выбросов, в основном игнимбритов, а во вторых — в результате большого числа относительно мелких извержений как лав, так и пирокластики. Эти отличия связаны со свойствами магмы — ее вязкостью, содержанием летучих, размером и скоростью подъема магматических тел, что в свою очередь зависит, по-видимому, от мощности земной коры [7].

Особое положение занимают геотермальные районы, расположенные в областях с наиболее мощной земной корой (см. таблицу). Мы отнесли их также к III типу, выделив в особый подтип, в котором отсутствуют проявления вулканизма. Наиболее вероятный источник тепла для гидротермальных систем в данном случае — остывающие гранитные интрузии, возраст становления которых оценивается в 20 млн. лет [11].

В заключение хотелось бы сделать вывод, что при постановке работ на геотермальных месторождениях, при сравнительном анализе различных месторождений, по-видимому, необходимо учитывать их тектоническое положение. основополагающую роль при этом играет мощность земной коры и скорость ее растяжения. Можно выделить две крайние ситуации. С одной стороны, это быстро растягивающаяся тонкая океаническая кора, где основной тепловой импульс, порождающий гидротермальные системы, связан с многократными, частыми внедрениями базальтового материала. Гидротермальные системы в этом случае очень динамичны, недолговечны, хотя могут обладать значительной мощностью. С другой стороны, это относительно стабильные континентальные районы с мощной земной корой, в недрах которой способны захороняться и существовать в течение миллионов лет близповерхностные магматические очаги, которые могут проявляться на поверхности в виде редких извержений сильно дифференцированных вулканических продуктов, а также могут существовать в виде захороненных объемов сильно нагретых пород, никак на поверхности не проявляясь. Над этими очагами могут быть сформированы крупные кальдерные комплексы, внутри кльдер часто формируются резургентные купола. Гидротермальные системы, связанные с такими очагами, могут быть очень мощными и долгоживущими.

Гидротермальные системы Камчатки не относятся к этим двум типам, а занимают промежуточное положение. Здесь, по-видимому, нет условий для быстрого поступления крупных объемов базальтового материала в верхние этажи коры, подобно тому как это происходит в Исландии, в срединно-океанических хребтах и, возможно, в недрах гидротермальных систем Серро-Прието и Солтон-Си [12, 15]. С другой стороны, на Камчатке вряд ли можно установить крупные захороненные магматические камеры, не проявляющиеся на поверхности, подобно таким, как в районе Сокорро и в Долине Смерти в США [10, 24]. Закономерны, по-видимому, и реальные отличия в мощности между гидротермальными системами Камчатки и Новой Зеландии, которая, как показано выше, отличается особым геодинамическим режимом. Все это необходимо учитывать при проведении поисковых работ, оценке геотермальных месторождений и при составлении моделей их теплового питания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 300 с.
2. *Леглер В.А., Парфенов Л.М.* Системы разломов островных дуг // Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. С. 134—155.
3. *Леонов В.Л.* Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
4. *Милановский Е.Е.* Геодинамика и вулканизм орогенных поясов // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 32-50.
5. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
6. *Сугробов В.М.* Современные гидротермальные системы // Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. С. 181—199 (Тр. ГИН. В. 218).
7. *Baker M.C.W.* The nature and distribution of Upper Cenozoic ignimbrite centers in the Central Andes // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1981. № 11. P. 293—315.

8. *Banwell C.J.* Geophysics // New Zealand Volcanology. Central volcanic region. Inform. Ser. 50. 1966. P. 161—189.
9. *Browne P.R.L., Hochstein M.P.* Geothermal systems in New Zealand // Abstr. Internat. Volcanol. Congr., New Zealand, 1986. 5 p.
10. *Chapin C.E., Sanford A.R., Brown L.D.* Past and present magmatic and hydrothermal systems in the Socorro. New Mexico // EOS. 1980. V. 61. N 46. 1150 p.
11. *Copeland P., Harrison T.M., LeFort P.* Age and history of the Manaslu granite: implications for Himalayan tectonics // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. № 44. P. 33—50.
12. *Elders W.A., Bird D.K., Williams A.E.* et al. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico // Geothermics. 1984. V. 13. № 13/2. P. 27-47.
13. *Gardner J.N., Goff F., Garcia S., Hagen R.C.* Stratigraphic relations and lithologic variations in the Jemes volcanic field. New Mexico // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B2. P. 1763—1778.
14. *Hachimoto M.* Finite element modeling of the three-dimensional tectonic flow and stress field beneath the Kyushu island. Japan // J. Phys. Earth. 1985. V. 33. N 3. P. 191—226.
15. *Kasameyer P.W., Younker L.W., Hauson J.M.* Development and application of a hydrothermal model for the Salton Sea geothermal field, California // Bull. Geol. Soc. America. 1984. V. 95. № 10. P. 1242—1252.
16. *Machida H., Akai F.* Large eruptions of caldera volcanoes in Kyushu during the last 130 000 years. Analysed by extensive coignimbrite ash falls // Abstr. Kagoshima Internat. Conf. Volc. 1988. 76 p.
17. *Muffler L.J.P.* Tectonic and hydrologic control of nature and distribution of geothermal resources // Proc. II U.N. Sympos. Development and Use Geothermal Resources. 1976. V. 1. P. 499—505.
18. *Newhall C.G.* Geology of the Lake Atitlan region, western Guatemala // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1987. V. 33. P. 23—55.
19. *Rybach L.* Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies // Geothermal Systems: Principles and Case Histories. 1981. P. 3—36.
20. *Self S., Goff F., Wright J.V.* a.o. Explosive rhyolitic volcanism in the Jemes Mountains: vent locations, caldera development and relation to regional structure // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B2. P. 1779—1798.
21. *Spörly K.B.* Development of the New Zealand microcontinent // Circum-Pacific Oregonic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin. Geodynamics Ser. 1987. V. 18. P. 115—132.
22. *Sumi K., Takashima J.* Absolute ages of the hydrothermal alteration haloe and associated volcanic rocks in some Japanese geothermal fields // Proc. II U.N. Sympos. Development and Use Geothermal Resources. 1976. V. 1. P. 525-534.
23. *Takashima J.* Hydrothermal alteration study as a tool of geothermal exploration and assessment // IAVCEI Symposium Arc Volcanism. Abstract. 1981. 368 p.
24. *Voogd B., Serpa I., Brown L.* a.o. Death Valley bright spot: a midcrustal magma body in the southern Great Basin: California // Geology. 1986. V. 14. № 1. P. 64—67.
25. *Wilson C.J.N., Rogan A.M., Smith J.E.M.* a.o. Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 8463—8484.
26. *Yokoyama I., Ohkawa S.* The subsurface structure of the Aira caldera and its vicinity in southern Kyushu, Japan // Volc. Geotherm. Res. 1986. V. 30. № 3/4. P. 253—282.

Институт вулканологии ДВО РАН,  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
9.01.1992