

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
Камчатский государственный педагогический университет

Белоусов В. И.
Постников А. И.
Мельников Д. В.
Белоусова С. П.

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ



Петропавловск-Камчатский, 2005

ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН
КАМЧАТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

БЕЛОУСОВ В.И.
ПОСТНИКОВ А.И.
МЕЛЬНИКОВ Д.В.
БЕЛОУСОВА С.П.

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ

Петропавловск-Камчатский 2005

5Б6(03)

Геотермальные ресурсы / Белоусов В.И., Постников А.И., Мельников Д.В., Белоусова С.П. Учебно-методическое пособие. – Петропавловск-Камчатский: Издательство КГПУ. – 2005. – 105 с.

В работе рассмотрены общепринятая в международном масштабе терминология, применяемая при оценке геотермальных ресурсов, их номенклатура, приводятся методы оценок геотермальных ресурсов на примерах хорошо изученных гидротермальных систем мира. Подробно описываются методы подсчёта динамических ресурсов широко известных гидротермальных месторождений Камчатки: Паужетского, где с 1967 года работает геотермальная электростанция; Паратунских месторождений низкотемпературных гидротерм; Большебанного месторождения.

В пределах Камчатской региональной вулканогенной структуры, выделяются и описываются геотермальные провинции, для которых приводятся оценки геотермальных ресурсов. Особое внимание уделено Мутновскому геотермальному району и оценке его перспектив освоения в качестве базового геотермального объекта, энергетические ресурсы которого могут быть использованы для строительства комплекса геотермальных энергетических установок общей электрической мощностью 300 мегаватт. Общая тепловая мощность Мутновского геотермального района методом аналогий оценивается в 10 000 мегаватт.

Приведенные в книге материалы, позволят студентам, аспирантам и специалистам наук о Земле проводить работы по оценке геотермальных объектов разного геологического масштаба. Направлять геотермальные исследования по поиску наиболее продуктивных участков, пригодных для эксплуатации разнообразных геотермальных ресурсов, как Камчатки, так и других геотермальных регионов.

Работа выполнена по программе и при финансовой поддержке проекта ФЦП “Интеграция” № Э0334/946; проекта Государственной поддержки ведущих научных школ №НШ. 2294.2003.5 и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 03-05-64044а и 04-05-79051к).

Ответственный редактор:

кандидат геолого-минералогических наук Делемень Иван Федорович

ISBN 5-7968-0157-0

© Издательство Камчатского государственного педагогического университета, 2005.

1.0 Введение.

Опасная зависимость общества от минеральных и энергетических ресурсов особенно обострилась на Камчатке в последние годы. В Западном мире с этой проблемой столкнулись в 70-х годы XX века. Это привело к необходимости оценки не только их количества, которое может производиться при данных экологических условиях, но и оценки ресурсов ещё не открытых или таких, которые могут производиться по мере совершенствования геотехнологий или при других технико-экономических условиях. Более широкая оценка будущего снабжения минеральными и энергетическими продуктами геологических или космических процессов была определена термином “ресурсная оценка”.

В течение последних десятилетий стало очевидным, что используемые источники энергии, такие как нефть, природный газ, уголь и гидроэнергия фактически ограничены в своих ресурсах. Использование энергии ядерного синтеза и распада, в какой то степени опасно, в особенности в областях современной сейсмической и вулканической активизации. Кроме того, эти источники энергии распределены неравномерно по всему миру и могут нанести существенный вред среде обитания биоценозов при их добыче, или при транспортировке. Зависимость многих стран и отдалённых регионов в такой большой стране, как Россия, от импортируемого топлива стимулирует поиск и развитие новых технологий и источников энергии.

В 1961 году в Риме под эгидой ЮЕСКО состоялась Международная Конференция по новым источникам энергии (геотермия, энергия солнца, ветровая, биоотходы и т.д.). Наибольшее количество докладов было представлено по проблеме геотермальной энергетики во многих странах мира, в том числе два доклада от СССР. В этот период уже велись буровые геологоразведочные работы на Паужетских горячих источниках, на юге Камчатки. Первая роторная 800 метровая скважина и ряд неглубоких скважин колонкового бурения позволяли дать первые оценки геотермальных ресурсов разведываемого участка (северо-западный склон Камбального хребта), которые были достаточны для строительства опытно-промышленной ГеоТЭС, мощностью до 5 МВт.

Ко времени проведения Конференции в Риме фактически только в 3-х странах были построены и входили в разряд действующих три ГеоТЭС. Две работали на пародоминирующих геотермальных системах (Лардерелло в Италии и Гейзеры Калифорнии в США), где из скважин получали пар + неконденсированный газ. Третья (Вайракей в Новой Зеландии), преимущественно жидководная высокотемпературная гидротермальная система. В последней использовали пароводяную смесь, подававшуюся на сепараторы, где происходило разделение на пар и воду. На Вайракейской системе пар по трубопроводам поступал на турбины, после прохождения которых, он конденсировался холодной водой, и жидкие гидротермы после сепаратора по каналу сбрасывались в ручей Вайракей и далее в реку Вайкато.

На пародоминирующих системах получали перегретый пар прямо из скважин и подавали его на турбины. Пар, для более глубокого использования, после турбины поступал в конденсаторы, которые располагались в специальных воздухообменных сооружениях (градирнях).

Мощность ГеоТЭС в Лардерелло к тому времени составляла 220 МВт, в Вайракее ~110 МВт и на Гейзерах Калифорнии работала 12 мегаваттная пилотная ГеоТЭС.

Таким образом, в мировой геотермике определились лидеры, которые и задавали тон развитию этой отрасли энергетики.

2.0 Исторический обзор.

Работа конференции в Риме показала, что в будущем геотермальная энергия будет играть существенную роль в общем уровне мировой энергетики. Однако имеются трудности в оценке её ресурсов и подсчёте запасов.

К началу 1970-х годов существовало лишь несколько документированных попыток оценки обширных геотермальных районов. Оценки проводились независимо друг от друга и сильно отличались методологией, допущениями и терминологией. Оказалось невозможным сравнивать разные оценки, даже в одном и том же регионе, и с другими видами энергетических ресурсов.

Италия и США, как ведущие "геотермальные" страны до 1975 года предприняли попытку оценить геотермальные ресурсы своих стран. Так, Геотермальный Исследовательский центр национального энергетического Агентства Италии (ENEL) подготовил оценку Предапеннинского пояса от г. Пизы до г. Неаполя. Однако возникала постоянная необходимость проверять оценки геотермальных ресурсов в связи с быстро изменяющимся состоянием знаний по геотермии, ростом баз данных (в особенности по бурению скважин), улучшением технологии и изменением экологических условий в сопоставлении с другими источниками энергии (колебание цен на мировом рынке энергоносителей). Все эти факторы вынуждают периодически пересматривать способы оценки геотермальных ресурсов.

В начале и середине 1970-х годов различные организации и отдельные специалисты в Италии и США усилили попытки, нацеленные на совместное проведение геотермального эксперимента обеими странами. В июне 1975 г. эти попытки были объединены в официальное соглашение о сотрудничестве между ENEL (Италия) и ERDA (США) (Energy Research and Development Administration), в настоящее время Энергетический департамент.

Главной целью этого соглашения являлись разработка технологий для освоения геотермальной энергии в электроэнергетике и разработка усовершенствованных методов оценки геотермальных ресурсов.

Как ERDA, так и ENEL, признали необходимость выяснения недоразумений, сопровождающих оценку геотермальных ресурсов, объединили попытки, нацеленные на разработку усовершенствованных методов оценок, и в июле 1976 г. подписали соглашение ERDA- ENEL (EEA). Результатом этого являлась задача 1 проекта 3 с аббревиатурой EEA – 3/1, представленная ниже. Применимость методологии, разработанной в задаче EEA – 3/1, даётся в виде задачи 3/2. Оба доклада были представлены в Лардерелло на рабочем совещании по оценке геотермальных ресурсов и резервуарной инженерии (12-16 сентября 1978). Предварительные версии были опубликованы в выпуске ENEL "Studi e Rischerche" (Muffler, Cataldi, 1978). Цели EEA – 3/1 формулировались следующим образом:

- дать исчерпывающее определение методам оценки геотермальных ресурсов, которые могли бы служить в качестве основы для будущих обсуждений и совершенствования методологии оценок;
- предложить терминологию по геотермальным ресурсам, которая совмещалась бы с общепринятой терминологией в горной и нефтяной промышленности, при этом учитывала бы особые черты геотермальной энергетики;
- предложить методологию для предстоящих совершенствований и пересмотра оценок геотермальных ресурсов в США и Италии;
- поощрять внимание специалистов по геотермальным ресурсам к вопросам методологии изучения геотермальных ресурсов, в особенности относительно терминологии, касающейся допущений, ограничений и документации.

2.1 Историческая эволюция общей терминологии по ресурсам.

Большинство терминов, используемых сегодня в описаниях количества полезных ископаемых в земных недрах, имеют своё происхождение от горной промышленности. В до индустриальные времена шахтёр имел дело первоначально с натуральными минералами и породами, так называемыми рудами (полезные ископаемые), и производимыми их объёмами. Однако век индустриализации приносил всё в

возрастающем масштабе оживление горной добычи. Инвестиции в горнодобывающее предприятие требовали определения запасов руды, а также оценки возможностей месторождения этих руд.

Кроме того, большие компании и промышленные отрасли, зависимые от минерального и топливного сырья, нуждались в открытии новых месторождений.

Эволюция новых идей сопровождалась соответствующей эволюцией терминологии. Простые, практичные и часто неформальные термины первых этапов, дали такие названия: руда, резервы, месторождение, ресурсы и т.д. На протяжении многих лет эти наименования использовались в различных значениях и видоизменялись путём введения ряда определений таких, например, как доказанный, вероятный, разведанный, возможный, идентифицированный, изменённый и т.д. Попытки промышленников и правительственных чиновников привнести некоторую логичность в этот хаос были обобщены Шанзом (Schanz, 1975). Оказалось, что имеется консенсус, по крайней мере, в Северной Америке, в том, что минеральные и топливные ископаемые классифицируются в соответствии со степенью экономической целесообразности и со степенью геологических гарантий, следующих схеме Мак Килви (Mc Kelvey, 1972). Здесь также возникает вопрос о необходимости определения двух общих категорий: 1 – количество данного материала, которое может быть произведено с выгодой в настоящее время и 2 – количество, которое может быть произведено в некотором будущем времени. Первая категория обычно именуется резервами; последняя – ресурсами. Резервы в числовом выражении обычно используются в краткосрочных инвестиционных решениях и маркетинговой тактике, тогда как значения ресурсов требуются для долговременной инвестиционной стратегии и государственной политики.

2.2 Статус геотермальной терминологии.

Наблюдается тенденция применения терминологии минеральных ресурсов к геотермальной энергетике. Однако при этом необходимо помнить некоторые специальные характеристики геотермальной энергетике:

- предмет извлечения представляет тепловую энергию (выраженную в виде джоулей, калорий, британской тепловой единицей (ВТИ и т.д.), а не вещество, впоследствии превращаемое в тепловую энергию (так, например, баррель нефти, кубический метр газа, тонны угля, килограмм U_3O_8 и т.д.);

- эта тепловая энергия содержится в породах (собственно многокомпонентная смесь) и во флюидах (вода, пар и неконденсируемые газы), заключённых в порах и трещинах пород;

- даже на глубинах, достигаемых бурением, возобновляется только часть тепловой энергии;

- часть тепловой энергии может замещаться или обновляться притоком тепловой энергии с больших глубин и это замещение, возможно, усиливается самим процессом извлечения;

- природный геотермальный флюид обычно содержит растворённые вещества, которые могут быть полезным побочным продуктом.

При попытке оценить количество геотермальной энергии, которая может использоваться человеком, допускаются различные предположения и разная терминология, приводящая к путанице многих аспектов. Среди этих аспектов следующие:

- тепловая энергия, содержащаяся в гидротермальной системе, соотносимая с извлекаемой тепловой энергией и с используемой геотермальной энергией;

- различное использование тепловой энергии;

- допускаемые глубины извлечения;

- допускаемый фактор восстанавливаемости;

-допускаемое значение возобновляемости;
 -единицы измерения, в частности, которые касаются тепловой энергии в зависимости от энергетической мощности.

Участники решаемой задачи ЕЕА 3/1 на основе простой и пригодной к употреблению терминологии откорректировали прежние оценки геотермальных ресурсов. 1 -была разработана логическая классификация геотермальной энергии с использованием лишь общих описательных прилагательных. 2- установлено тождество геотермальных ресурсов и геотермальных запасов в границах логических рамок. 3 - рассматривалась дополнительная терминология и предложения по изучению различных путей использования геотермальной энергии.

2.3 Логика предложенной классификации.

Построение классификации понятия геотермальная энергия начинается с однозначного общего определения “ресурсная база”, данного Шёрром и Нетшертом (Schurr, Netschert, 1960): “ресурсная база представляет весь данный материал в земной коре, известно ли о его существовании или не известно и не зависимо от его цены”. Таким образом, ресурсная база даёт верхний предел любым оценкам и пригодный для любого времени в будущем. Из ресурсной базы исключаются материалы, размещённые в мантии.

Расширение этого определения геотермальной энергии приводит нас к определению “геотермальной ресурсной базы” в качестве всей тепловой энергии в земной коре под особыми районами, рассчитанными от местных значений среднегодовых температур. Это определение не ограничивает геотермальную ресурсную базу несколькими верхними километрами земной коры, как, например, у Уайта и Уильямса (White, Williams, 1975), Реннера и др. (Renner et al., 1975) и Натенсона и Маффлера (Nathenson, Muffler, 1975). Оно включает всю земную кору в качестве начального определения, данного Маффлером (Muffler, 1973) и принятого Барелли и др. (Barelli et al., 1975 a,b), Каталди (Cataldi, 1977) и Леардини (Leardini, 1977). Маффлер и Каталди (Muffler, Cataldi, 1978) позже, обобщая вышесказанное, предложили следующие определения по следующим причинам:

1. “Ресурсная база” – термин взят из общей геологической литературы по минеральным и энергетическим ресурсам, и, таким образом, не должен особо переименовываться для одного вида, как, например, для геотермальной энергии.

2. Шанз (Schanz, 1975) чётко показал, что необходимо установить существование материала как такового, который с достаточным основанием мог бы рассматриваться, как объект использования в отдалённом будущем. Этот автор заявляет: “поскольку мы не можем категорически сказать, что эти материалы никогда не будут иметь какого-либо значения в отдалённом будущем, то необходимо определить для них лишь место в нашей терминологии. Мы должны сделать попытку направить их использование туда, где они соответствуют своему назначению” (Schanz, 1975).

Хотя понятие “геотермальная ресурсная база” точно сформулировано, его применение без достаточных оснований может сильно преувеличить практическое значение геотермальной энергии, поскольку, фактически, лишь малая доля геотермальной ресурсной базы может использоваться человеком. Следовательно, логично в последующем принять концепцию, что только часть геотермальной ресурсной базы может быть использована при определённых целесообразных допущениях.

Обычно считается, что цена метра бурения быстро увеличивается с глубиной. Соответственно, тепловую энергию малоглубинной части земной коры, возможно, экономически выгодно извлекать в ближайшей перспективе. В связи с этим, целесообразно разделить геотермальную ресурсную базу (рис.1) на малоглубинную часть, которая может эксплуатироваться бурением (“доступная ресурсная база”) и на более глубокую часть земной коры, которая, предположительно, не будет охвачена

продуктивным бурением в обозримом будущем (“недоступная ресурсная база”). Глубина, разделяющая обе категории, является функцией технологии бурения и экономических условий, прогнозируемых в перспективе и должна уточняться в каждом отдельном случае. “Доступная ресурсная база” соответствует “потенциальным ресурсам” (Barelli et al., 1975 a; Kataldi, 1977) и аналогична, но не идентична “ресурсной базе”, используемой в Геологической службе США (White, Williams, 1975). Для гидротермальных конвективных систем, в последнем случае, использование понятия “ресурсная база” относится к тепловой энергии в недрах Земли (измеряемая от $+15^{\circ}\text{C}$) между двумя определёнными глубинами (но не от земной поверхности до определённой глубины).

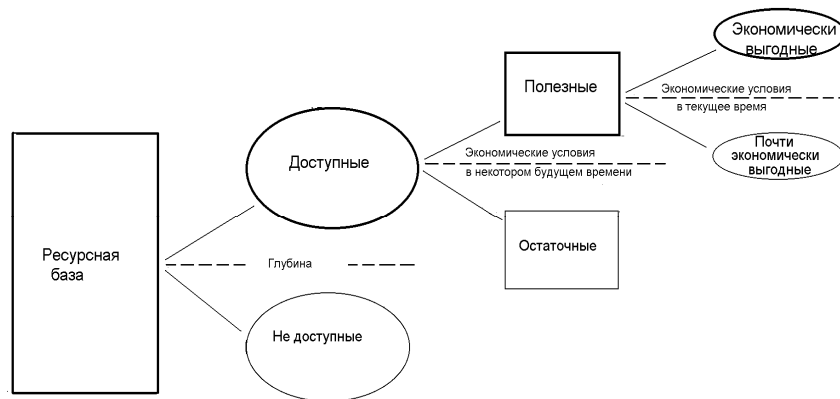


Рис.1 Диаграмма, иллюстрирующая логическое разделение геотермальной ресурсной базы.

Обычно считается, что не вся тепловая энергия, доступная для бурения, может быть извлечена, даже при самых новых оптимистических технологиях и экономических условиях. По различным физическим причинам, а также по законодательным актам, связанным с охраной окружающей среды, в недрах Земли будет всегда оставаться часть тепловой энергии. В связи с этим, считается целесообразным делить “доступную ресурсную базу” на “полезный” и “остаточный компоненты” (рис.1). Критерием для разделения в некотором определённом будущем является комплекс прогнозируемых технологий и экономических условий (т.е. 25 -50 лет, а также возможно 100 лет). Этот критерий, логически чёткий, не может быть определён с высокой степенью достоверности, так как он зависит от субъективного определения точности прогноза будущих событий. В результате понятие “полезная доступная ресурсная база” означает количество тепловой энергии, которое может быть извлечено по ценам, конкурентным с ценами других видов энергии в течение определённого времени при допущении прогрессивного улучшения технологий добычи и благоприятной экономической ситуации.

Маффлер и Каталди (Muffler, Cataldi, 1978) разделяют “доступную полезную ресурсную базу” на “экономически выгодную” и “предположительно выгодную” (рис.1). К “экономически выгодной” категории относится гидротермальная энергия, которая может быть извлечена в законном порядке, по цене, конкурентной с другими коммерческими источниками энергии в течение определённого отрезка времени. “Почти экономически выгодная” категория относится к геотермальной энергии, которая не может быть извлечена в законном порядке, по цене, конкурентной с другими коммерческими источниками энергии в течение одного и того же отрезка времени, но может быть извлечена при новых технологиях и в экономических условиях в ближайшем будущем.

Диаграмма Мак Келви (Mc Kelvey, 1972.)

Описание, приведенное выше, по существу, определяет вертикальную ось (степень экономической целесообразности), диаграммы Мак Келви. Горизонтальная ось

этой диаграммы определяется категориями “идентифицированные” и “не открытые” (рис.2).

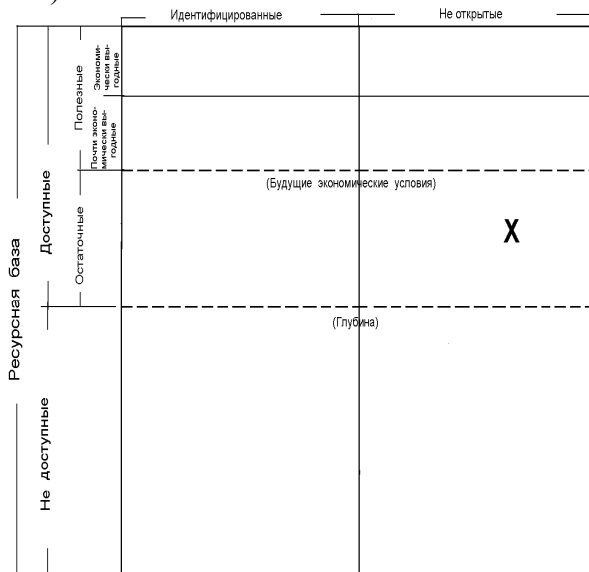


Рис.2 Диаграмма Мак Келви, показывающая предполагаемое логическое разделение геотермальной ресурсной базы в соответствии со степенью экономической целесообразности (вертикальная ось) и степенью геологической гарантированности (горизонтальная ось). Масштаб произвольный и, таким образом, относительный размер прямоугольников не связан с относительной величиной категории геотермальной энергии.

Использование общего определения, применяемого в Геологической службе США, “идентифицированный” относится к уточнённым количествам геотермальной энергии, подтверждённым буровыми работами, геохимическими, геофизическими и геологическими данными. “Не открытые” относятся к не уточнённым количествам геотермальной энергии, установленным на основании общих геологических данных и теоретических исследований. Необходимо отметить, что различия имеют смысл в том случае, когда применяются к доступной ресурсной базе.

Каждый прямоугольник на окончательной диаграмме Мак Келви может быть обозначен однозначно соответствующей комбинацией прилагательных или прилагательных фраз. Так, например, прямоугольник, обозначенный “X” на рис.2, представляет не открытую доступную остаточную ресурсную базу. Очевидно такое определение, хотя и точное, чрезвычайно сложное. В связи с этим Маффлер и Каталди (Muffler, Cataldi, 1978) уточняют два сборных термина (рис.3)

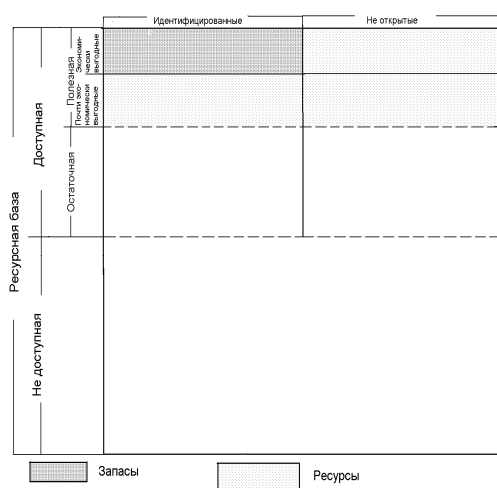


Рис.3 Диаграмма Мак Келви геотермальной энергии, показывающая происхождение понятий ресурсы и запасы. Масштаб произвольный, относительные размеры прямоугольника не связаны с относительными величинами категорий геотермальной энергии.

Ресурсы=полезная доступная ресурсная база (как идентифицированная, так и не открытая)

Запасы=часть ресурсов, которые идентифицированы и экономически выгодны.

Синтез геотермальных определений и их характеристики даны в таблице 1.

Таблица 1.

Геотермальные определения

Наименования	Определение	Характеристики
Ресурсная база	Вся геотермальная энергия в земной коре под определёнными районами, отнесёнными к местной среднегодовой температуре	Относится к текущему времени. Без учёта привноса тепла из мантии. Взято без учёта технологической и экономической целесообразности добычи геотермальной энергии
Недоступная ресурсная база	Вся запасённая геотермальная энергия между нижней границей земной коры и определённой глубиной в земной коре под определённым районом и, отнесённая к местной среднегодовой температуре	Относится к текущему времени. Без учёта притока тепла из мантии. Глубина, выбранная для верхнего предела, является проблемой удобства, но должна определяться в каждом случае. Подразумевается, что геотермальная энергия ниже определённой глубины может извлекаться при помощи бурения в соответствующее время в перспективе.
Доступная ресурсная база	Вся геотермальная энергия между земной поверхностью и определённой глубиной в земной коре и, соотношённая к местной среднегодовой температуре	Относится к текущему времени. Без учёта тепла с глубоких уровней. Глубина, выбранная для нижнего предела, для удобства, но должна быть определена в каждом случае. Подразумевается, что геотермальная энергия в пределах определённой глубины извлекается скважинами в недалёком будущем.
Остаточная доступная ресурсная база	Эта часть доступной ресурсной базы маловероятна для экономически выгодного и законного извлечения в некоторое определённое время в будущем	Критерием разделения доступной ресурсной базы является субъективный комплекс прогнозируемых технологий и экономических условий в ближайшем времени
Полезная доступная ресурсная база (= ресурсы)	Эта часть доступной ресурсной базы, которую можно экономически выгодно и законно извлекать в недалёком будущем	Критерием разделения доступной ресурсной базы является субъективное сочетание прогнозируемых технологий и экономических условий в перспективе, меньшей или равной 100 годам.
Почти экономически выгодные ресурсы	Эта часть ресурсов данного района, которая не может быть извлечена законно по цене, конкурентной с другими энергетическими источниками в течение определённого времени, но может быть извлечена с экономической выгодой и законно в недалёкой перспективе	
Экономически выгодные ресурсы	Эта часть ресурсов данного района законно и при конкурентной цене может извлекаться в текущем периоде	
Не открытые экономически выгодные ресурсы	Эта часть экономически выгодных ресурсов в неразведанных частях регионов, содержащих геотермальные ресурсы или в районах, где геотермальные ресурсы предполагаются, но пока не открыты	
Идентифицированные экономически выгодные ресурсы (= запасы)	Эта часть экономически выгодных ресурсов, изученных с помощью бурения или по геохимическим, геофизическим и геологическим данным	

Сравнение различных геотермальных ресурсных оценок было сложным в результате использования различных единиц измерения, в особенности в США. Однако с переходом на метрическую систему в 1975 г. США вступили в союз большинства наций

по использованию метрической системы измерения. В соответствии с этим все геотермальные измерения и расчёты должны производиться по Международной системе единиц (SI), как было установлено Генеральной Конференцией мер и весов в 1960г. (табл. 2).

Таблица 2

Мера	SI наименование	Символ	Выражено в других единицах
Длина	Метр	М	100см
Масса	Килограмм	Кг	1000 грамм
Время	Секунда	с	
Температура	Кельвин	К	
Сила	Ньютон	Н	
Давление	Паскаль	Ра	N/m^2
Энергия	Джоуль	Дж	Nm
Электрическая энергия	Ватт	W	J/c

Хотя эти единицы быстро вошли в обиход при геотермальных исследованиях, в некоторых случаях осталась “сила привычки” и наряду с единицами системы SI используются другие единицы: градусы Цельсия ($^{\circ}C$), соответствующие $^{\circ}C = 273.5K$, давление измерялось барами ($=10^5Pa$) или атмосферными (1.01305×10^5Pa), для энергии употребляется калория ($= 4.186$ Дж). Предполагается, что со временем “сила привычки” себя исчерпает, но в настоящее время ещё продолжается употребление старых единиц измерения в оценке геотермальных ресурсов. В таблице 3 приводятся количественные соотношения употребляемых до сих пор единиц измерения геотермальной энергии

Таблица 3

Количественные соотношения некоторых широко употребляемых единиц измерения геотермальной энергии.

От	До	Кал.	Ккал	Джоуль	Британская тепловая единица (ВТИ)
1 кал		1	10^{-3}	4.186	3.97×10^{-3}
1 ккал		10^3	1	4186	3.97
1 джоуль		0.239	2.39×10^{-4}	1	9.48×10^{-4}
1 ВТИ		252	0.252	1055	1

2.4 Обзор методов оценки потенциала геотермальных ресурсов.

Как отмечалось ранее, оценка ресурсов и запасов минеральных ресурсов и топлива являлась обычной практикой в течение столетия и, соответственно, методы оценки улучшались по мере увеличения опыта, практически последние 75 лет.

С другой стороны, оценка геотермального потенциала является новым направлением исследований, которые лишь недавно привлекла особое внимание учёных и инженеров.

Оценка геотермальных ресурсов является не простым расчётом ресурсной базы на данной площади, а требует оценки той части ресурсной базы, которая может быть добыта при определённых экономических условиях и соответственно оценка геотермальных ресурсов зависит от множества факторов, которые можно сгруппировать следующим образом:

геологические и физические факторы, включающие: распределение температур и удельной теплоёмкости пород; общую и эффективную пористость; проницаемость; схему циркуляции флюидов; флюидные фазы (пар или вода); глубина резервуара и т.д.

технологические факторы, включающие буровые технологии; извлечение геотермальной энергии посредством природных флюидов или за счёт

термогидравлических контуров; превращение энергии в электричество; факторы, связанные с прямым использованием тепла; возможность многоцелевого использования извлечённых флюидов; удаление отработанных газов и воды и т.д.

экономические факторы, включая стоимость геотермальной энергии (которая может быть использована непосредственно для производства электричества); цены различных элементов утилизирующего предприятия; экономическая выгода многоцелевых проектов; цены заменяемого источника энергии; капитальные затраты и т.д.

общие факторы, включающие законодательное регулирование; возможность разработки других местных источников; национальная энергетическая политика; социальное влияние; экологические ограничения и т.д.

Для решения задачи ресурсной оценки данного района значительная часть геологических и физических факторов, а также некоторых технологических и экономических условий, может быть более или менее объективно установлена на основании поверхностных исследований, по данным разведочного бурения, реальной ситуации и применяемых рабочих гипотез. Наоборот, другие факторы очень трудно предусмотреть, поскольку они связаны с новыми технологиями или со средне продолжительными и длительными экологическими ситуациями, или даже с факторами, более зависящими от политической обстановки, социальных споров, экологических и законодательных ограничений. Оценка геотермального потенциала становится всё более трудной, по мере того, как она переносится от масштаба континента к региональному и местному уровням. Эта ситуация обязана трём главным взаимосвязанным соображениям:

А – на региональном или местном уровнях необходимо дать довольно точные оценки, которые могли бы служить основой инвестиционных решений и правительственной стратегии;

Б – соответственно необходимо дать точную геологическую информацию о субповерхностных условиях; информацию, которая обычно отсутствует;

В – геотермальная энергия является “динамичной”, как в пространстве, так и во времени. Так, например, рассмотрение температурных измерений (как горизонтальных, так и вертикальных) во времени, вариации в состоянии флюида, присутствие различных долей неконденсируемых газов; существование сложных солёных и гиперсолёных растворов и возможность притока тепловой энергии со стороны.

Ещё недавно, попытки рассчитать потенциал геотермального поля в начальные фазы разведки, по существу, базировались на аналогии с ранее разведанными районами, путём сравнения известных или предполагаемых элементов нового района с такими же элементами геотермальных полей уже в продвинутой стадии разработки. Хотя этот качественный подход может дать, в первом приближении потенциал нового геотермального поля, имеющий сходство с уже разработанным полем, но он не может применяться с большим доверием в районах, отличающихся геологическим строением от эталонного геотермального поля. Неточность этого метода аналогий и опасность принятия неверных решений заставили исследователей искать более надёжные и количественные средства оценки геотермальных ресурсов.

Чтобы дать основу для усовершенствования методов оценки геотермальных ресурсов, Маффлер и Каталди (Muffler, Cataldi, 1978) сгруппировали разные методы, появившиеся в научных публикациях, в 4 категории: 1- метод поверхностного теплового потока; 2- объёмные методы; 3 – метод плоских структур; 4 – методы баланса апикальных частей магматических тел.

В течение последующих 20 лет позитивные результаты итало-американского сотрудничества по разработке подходов и методов оценки геотермальных ресурсов стали очевидны. Во многих странах мира быстрыми темпами стали изучаться и разрабатываться многие геотермальные поля. Интенсивность этих работ показана в таблицах 4,5,6.

Однако следует отметить, что не всегда результаты оценки геотермальных ресурсов были удачными. В ряде случаев были допущены ошибки, которые стали результатом неверного расчёта запасов тепловой энергии. Это свидетельствует о необходимости продолжения работ по совершенствованию методов и подходов в изучении геотермальных ресурсов и запасов. Поэтому в настоящей работе авторы приводят описание примеров удачного решения этой проблемы.

Таблица 4

Обобщённые данные прямого использования геотермальной энергии по странам

Страны	Расход кг/с	Мощность МВт	Годовое Т джоуль	Производство Вт час/год
Алжир	516	100.0	1586	441
Аргентина	2515	25.7	449	125
Австралия	90	10.4	294	82
Австрия	210	255.3	1609	447
Бельгия	58	3.9	107	30
Болгария	1690	107.2	1637	455
Канада		377.6	1023	284
Карибские о-ва		0.1	1	0
Чили		0.4	7	2
Китай	12677	2814.0	31403	8724
Колумбия	222	13.3	266	74
Хорватия	927	113.9	555	154
Чехия		12.5	128	36
Дания	44	7.4	75	21
Финляндия		80.5	484	134
Франция	2793	326.0	4895	1360
Грузия	894	250.0	6307	1752
Германия	371	397.0	1568	436
Греция	258	57.1	385	107
Гватемала		3.4	107	30
Гондурас	12	0.7	17	5
Венгрия	677	328.3	2825	785
Исландия	7619	1469.0	20170	5603
Индия	316	80.0	2517	699
Индонезия		7.3	43	12
Израиль	1672	63.3	1713	476
Италия	1656	325.8	3774	1048
Япония	1670	257.5	5836	1621
Иордания	574	153.3	1540	428
Кения		1.3	10	3
Ю. Корея	1054	51.0	1077	299
Литва	13	21.0	599	166
Македония	761	81.2	510	142
Мексика	4367	164.2	3919	1089
Непал	25	1.1	22	6
Голландия		10.8	57	16
Н. Зеландия	132	307.9	7081	1967
Норвегия		6.0	32	9
Перу		2.4	49	14
Филиппины		1.0	25	7

Польша	242	68.5	275	76
Португалия	49	5.5	35	10
Румыния	890	152.4	2871	797
Россия	1466	307.0	6132	1703
Сербия	827	80.0	2375	660
Словакия	623	132.3	2118	588
Словения	656	42.0	705	196
Швеция	455	377.0	4128	1147
Швейцария	120	547.3	2386	663
Таиланд		0.7	15	4
Тунис		19.7	174	48
Турция	700	820.0	15756	4377
Великобритания	25	2.9	21	6
США	4550	5366.0	20302	5640
Венесуэла		0.7	14	4
Итого	54416	16210.7	162009	45006

Таблица 5

Установленная мощность ГеоТЭС

Страна	1995 МВт	2000 МВт	2005 . (Оц. МВт)	1995-2000 МВт (рост)	% Рост
Аргентина	0.67	0	Не опр.	-0.67	Не опр.
Австралия	0.17	0.17	Не опр.	0	0
Китай	28.78	29.17	Не опр.	0.39	1.35
Коста-Рика	55	142.5	161.5	87.5	159
Сальвадор	105	161	200	56	53.3
Эфиопия	0	8.52	8.52	8.52	Не опр.
Франция	4.2	4.2	20	0	0
Гватемала	0	33.4	33.4	33.4	Не опр.
Исландия	50	170	186	120	240
Индонезия	309.75	589.5	1987.5	279.75	90.3
Италия	631.7	785	946	153.3	24.3
Япония	413.705	546.9	566.9	133.195	32.2
Кения	45	45	173	0	0
Мексика	753	755	1080	2	0.3
Н. Зеландия	286	437	437	151	52.8
Никарагуа	70	70	145	0	0
Филиппины	1227	1909	2673	682	55.8
Португалия	5	16	45	11	220
Россия	11	23	125	12	109
Таиланд	0.3	0.3	0.3	0	0
Турция	20.4	20.4	250	0	0
США	2816.7	2228	2376	-588	n/a
Всего	6833.375	7974.06	11414.12	1141.385	16.69

Таблица 6

Мировая установленная общая мощность ГеоТЭС 1980 – 2005 г.г.

Год	Установленная мощность, МВт	Интервал	%увеличения
1980	3.887		
1985	4.764	1980-1985	22.6
1990	5.832	1985-1990	22.4
1995	6.833	1990-1995	17.2
2000	7.974	1995-2000	16.7
2005	11.398	2000-2005	42.9

3.0 Ресурсная оценка и моделирование геотермальных резервуаров.

Результаты сотрудничества итальянских и американских специалистов в области практической геотермии были обобщены, намечены направления по разработке методов оценки геотермальных ресурсов и запасов отдельных разведанных участков. Образовалось несколько центров по подготовке научно-инженерных кадров. Одним из таких активных центров является Геотермальный Институт Оклендского Университета в Новой Зеландии. На протяжении уже почти 30 лет Геотермальный институт под руководством М. Хохштейна не только подготовил значительное число специалистов по геотермии из развивающихся стран, но и участвовал в оценке их геотермальных ресурсов. Опыт этих исследований обобщён в многочисленных публикациях, широко применяемых в практике изучения геотермальных систем. (Bodvasson et al., 1982, 1988; Alvarez, 1986; Aunzo et al., 1986; Bhaddee, 1986).

Для целей нашего отчёта представляет большую ценность работа М. Хохштейна “Оценка и моделирование геотермальных резервуаров (малые схемы утилизации)” (Hochstein, 1988), которая поможет нам оценить уровень оценок геотермальных ресурсов Камчатки и пути решения этой проблемы в будущем. Нам представляется необходимым описать основные положения методов оценки геотермальных ресурсов и запасов геотерм конкретных геотермальных резервуаров, которые применяются в мировой практике использования геотермальных ресурсов, по нескольким причинам:

- использование опыта таких работ, которые интенсивнее развиты в других странах;

- на данном этапе глобализации мировой экономики нам необходимо синхронизировать эти работы для верного определения места геотермальной энергетики в общем балансе всех видов потребляемой энергии;

- разработать новые современные методы с учётом опыта других разработчиков и в связи с уровнем наших геологических, геофизических, геохимических исследований потенциальных районов Камчатки и с учётом разработки современного программного обеспечения компьютерной обработки исходных параметров.

3.1 “Малые геотермальные ресурсы”.

Вводя в обращение термин “малые геотермальные ресурсы” М. Хохштейн сравнивает его с термином “малые геотермальные станции”, который в отличие от первого хорошо понятен. Термин “малые геотермальные ресурсы” трудно понять, так как он имеет значения определяемого объёма резервуара с малой площадью распространения. Однако энергетический потенциал по отношению к единице площади может колебаться в пределах двух порядков. Так, например, низкотемпературные ресурсы в водоносном горизонте в осадочных бассейнах имеют удельную энергетическую мощность 1-3

МВт/км², тогда как высокотемпературные ресурсы гидротермальной системы типа Вайракей (Н. Зеландия) характеризуются удельной энергетической мощностью 100-300 МВт/км². Таким образом, термин “малые геотермальные ресурсы” зависит от типа резервуара и должен определяться отдельно для каждого типа. Вместо обсуждения оценки малых геотермальных ресурсов, проще говорить об оценке геотермальных ресурсов, которые могут быть использованы небольшими геотермальными станциями.

Термин “малая геотермальная “ подразумевает в случае производства электроэнергии ГеоТЭС с установленной мощностью до 5 МВт. Поскольку для таких ГеоТЭС обычно применяются схемы прямого использования гидротерм с мощностью до 50 МВт, то М. Хохштейн считает, что этими пределами и определяется описываемый термин “малые геотермальные станции”.

Типы геотермальных резервуаров, которые могут поддерживать работу малых ГеоТЭС, покрывают почти весь спектр геотермальных ресурсов, то есть от низкотемпературных до высокотемпературных.

Низкотемпературные ресурсы. Измеренные температуры в продуктивных скважинах были менее 125⁰С (отсутствуют значительные изменения водовмещающих пород). Эти гидротермы пригодны для прямого использования только по видам производств, как дано на диаграмме Линдала для использования горячих вод (Gudmundsson et al., 1985).

Ресурсы с промежуточными температурами. Температура в продуктивных скважинах 125-225⁰С (водовмещающие породы подверглись гидротермальным изменениям). Эти гидротермы пригодны для прямого применения в виде насыщенного пара и для производства электроэнергии в бинарных схемах с использованием отработанного пара с предельной $T < 180^{\circ}\text{C}$.

Высокотемпературные ресурсы. Температуры в продуктивных скважинах более 225⁰С (значительные гидротермальные изменения водовмещающих пород). Эти термы пригодны для всех видов геотермальных схем, включая производство электроэнергии.

Оценка низкотемпературных ресурсов, связанных с водоносными горизонтами в осадочных бассейнах, зависит от инженерных моделей подземных вод и нефти, с привлечением анализа изменений давлений в скважине при откачке. Оценка этого типа ресурсов была разработана во Франции. Оценки других геотермальных ресурсов, с выделением высокотемпературных гидротерм, обобщены Маффлером и другими исследователями этой проблемы (Muffler, 1981; O'Sullivan, 1985). Однако геотермальные исследования в последние годы показали, что существуют иные типы гидротермальных систем, отличающиеся от стандартных описаний (Rybach, Muffler, 1981).

3.2. Терминология и концепции (классификация геотермальных систем).

Терминология и идеи, используемые в этом разделе сходны с терминологией и идеями в широко распространённых публикациях и отчётах, пропагандируемых после итало-американского соглашения.

Точность оценки геотермальных ресурсов в значительной степени определяется уменьшением количества неопределённостей в разведочную фазу буровых работ и конкретностью идентификации разведываемого типа геотермальных систем. Схематически обзор геотермальных систем, изучавшихся в последние годы, приводится на рисунке 4, в котором в качестве характерной черты используются доли естественной и вынужденной конвекции, пределы колебаний температур в водовмещающем комплексе (резервуаре в дальнейшем).

Из рисунка видно, что выделяется, по меньшей мере, 4 типа систем, в которых гидротермы в резервуарах характеризуются застойным режимом. Они встречаются в низко-, средне- и высокотемпературных условиях (1,4,7 и предполагаемый глубинный слой горячих рассолов на контакте с остывающей интрузией). В случае небольшого

коэффициента проницаемости ($\leq 10^{-15} \text{ м}^2$), обычно происходит вековая конвекция, которая типична для глубинных водоносных систем в породах фундамента и которая осуществляет тепловое питание низко- и среднетемпературных субповерхностных систем.

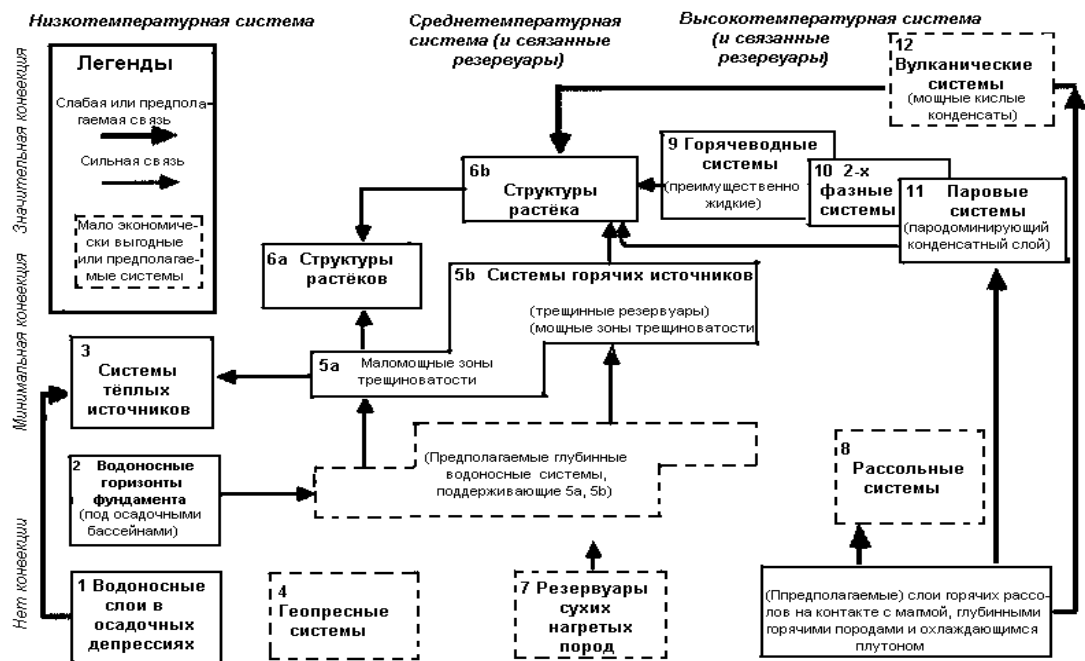


Рис.4 Схематический обзор различных типов гидротермальных систем и связанных с ними резервуаров (Р. Hochstein, 1988).

При коэффициенте проницаемости водовмещающих комплексов $\leq 10^{-14} \text{ м}^2$ происходит значительная конвективная циркуляция. Преобладают системы этого типа. Они характеризуются низко-, средне- и высокотемпературными режимами гидротерм (так, например, 3,5,6,9,10,11 и 12 на рис.4). Для этого типа систем характерны различные проявления естественной поверхностной тепловой разгрузки и большинство из них вовлекалось в эксплуатацию, как малыми схемами, так и крупными ГеоТЭС. Однако последние схемы эксплуатации до сих пор ограничиваются высокотемпературными геотермальными системами.

Гидротермальные системы, расположенные на слабо расчленённом или ровном рельефе со значительной естественной конвективной циркуляцией гидротерм, очерчиваются границами “первичного” резервуара тепла. В районах со средне- и сильно расчленённым рельефом гидротермы формируют растёки (потоки), которые распространяются на некотором удалении от “первичного” резервуара и образуют “вторичные” резервуары (наведённое тепловое поле; рис.4 ба, бв). Растёки характерны для всех гидротермальных систем, имеющих естественную конвекцию. Такие потоки характеризуются изменяющейся мощностью от нескольких десятков метров до более 500м для некоторых высокотемпературных систем.

Горизонтальное распространение потоков гидротерм измеряется от нескольких сот метров в случае низкотемпературных систем, локализованных в зонах трещиноватости, до 15 км и более (высокотемпературная система на острове Бали в Индонезии). Термин “ровный рельеф” используется здесь для описания местности, усреднённая поверхность склона которой на большей части района развития гидротермальной системы менее 5° (как, например, Охааки-Бродлэндс в Н. Зеландии). “Умеренный рельеф” определяет местность, наклон средней поверхности которой колеблется в пределах $5-15^{\circ}$ и район “с крутосклонным рельефом”, в котором наклон усреднённой поверхности больше 15° (Healy, Hochstein, 1973).

3.2.1 Терминология и концепции (оценки геотермальных ресурсов и моделирование).

Оценки резервуаров делаются на различных стадиях разведки и эксплуатации. Они сводятся к построению моделей, которые описывают предполагаемую структуру и потенциальную мощность с нарастающей степенью доверия. Такие оценки проходят в три фазы разработки (рис.5).

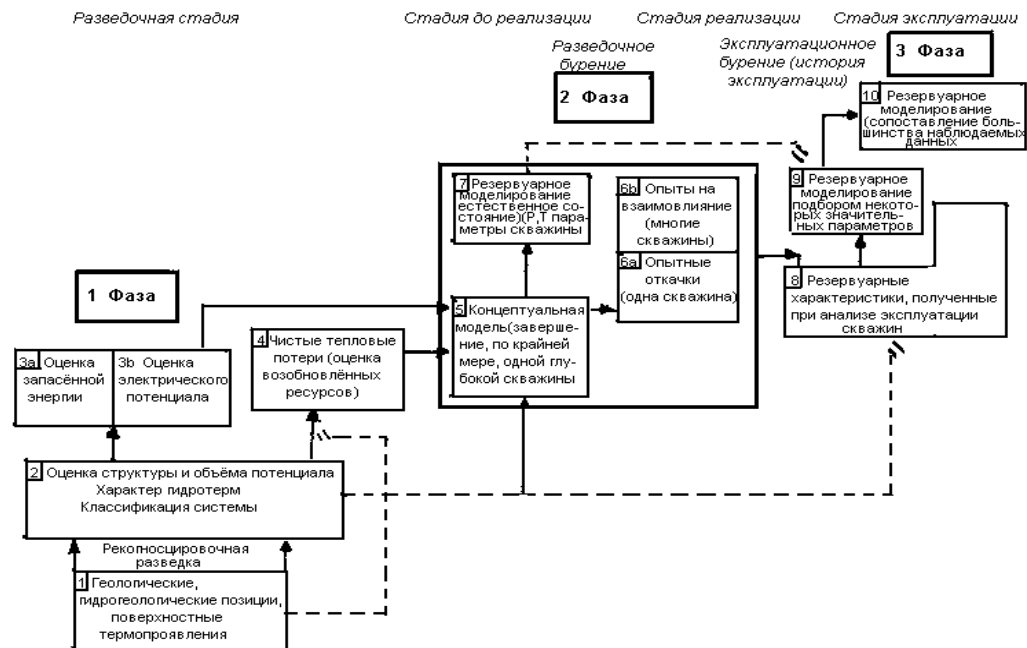


Рис.5 Схема-диаграмма оценки резервуаров на различных стадиях разработки геотермального проекта.

1-оценка переменных характеристик резервуара в разведочную стадию с акцентом оценки объема резервуара; типичных температур и характеристик гидротерм; разработка модели эксплуатации перед разведочным бурением;

2-разработка первой концептуальной модели резервуара после фазы разведочного бурения, основанная на данных, по крайней мере, одной продуктивной скважины; оценка запасенной энергии и прогноз потенциальной мощности; оценка производительности по опытным откачкам из скважин;

3-совершенствование модели резервуара на ранней стадии эксплуатации, приводящее к прогнозу реальной производительности при разных сценариях эксплуатации (и реинъекции-закачки отработанных гидротерм).

Для 2 и 3 фаз моделирования резервуаров могут использоваться идеализированные структуры резервуаров и одновременно могут решаться различные уравнения, описывающие тепло-массо перенос в проницаемых средах с использованием соответствующих численных процедур (O'Sullivan, 1985).

Оценка ресурсов высокотемпературных резервуаров (так, например, 9,10,11 на рис.4), разработанная для малых схем эксплуатации, также мало востребована, поскольку лишь одна высокопродуктивная скважина, вскрывшая эти резервуары, может дать расход пара, достаточный для производства 20 МВт электроэнергии. Энергетический потенциал большинства этих резервуаров обычно составляет $> 100 \text{ МВт/км}^2$. Следовательно, одна скважина порой в состоянии обеспечить энергией любую малую (до 50 МВт) ГеоТЭС. Оценка высокотемпературных резервуаров под строительство малых станций может часто занижаться, если судить по результатам опытных выпусков из одной скважины.

3.3 Оценка геотермальных ресурсов (1-я фаза)

Некоторые оценки геотермальных ресурсов обычно производятся в разведочную фазу (рис.5). Наличие геотермального резервуара может быть установлено при детальном изучении современных или недавно существовавших поверхностных термопроявлений и химического состава гидротерм из источников и скважин во время рекогносцировочных исследований. Геохимия разбавленных гидротерм, анализ геологической и гидродинамической структур, которые моделируются по данным разведочных и поисковых работ, позволяют определить классификационный тип геотермальной системы. Если поверхностные термопроявления отсутствуют, то рекогносцировка и идентификация закрытой геотермальной системы почти невозможна за исключением редкого случая, когда аномальные температуры измерены в неглубоких и глубоких скважинах.

Рекогносцировочные исследования при геотермальной разведке в более чем одном районе позволяют выделить наиболее перспективный из них и в дальнейшем производить в этом районе детальную разведку.

Горизонтальные потоки в резервуарах могут быть изучены геофизическими методами в конце комплексных разведочных исследований. Температурный режим гидротерм исследуется по данным гидрохимии. Правильная интерпретация результатов геологических, геофизических и гидрохимических исследований позволяет построить обобщённую модель геотермальной системы. Такая модель используется для выбора мест заложений разведочных скважин.

После идентификации структуры растёков резервуара, получения средних температур гидротерм и параметров резервуара (например, плотность, пористость, теплофизические свойства), возможно, сделать попытку оценить порядок величины энергии, содержащейся в резервуаре (3а на рис.5). Для этого необходимо определить глубину бурения эксплуатационных скважин. Такой объёмный подход широко использовался для оценки геотермальных ресурсов в США (Muffler, 1981).

Поскольку главная неопределённость связана с определением температур в резервуаре, то оценка запасов и энергетический потенциал редко делается по разведочной модели. Такие расчёты обычно производятся при получении данных по разведочным скважинам.

3.3.1 Снижение степени неопределённости разведочной модели.

Разработка пригодной для использования разведочной модели в условиях отсутствия разведочных скважин достаточно трудная задача. По результатам исследований нескольких десятков геотермальных систем М. Хохштейн (Hochstein, 1988) определил, что несовершенные разведочные модели использовались на первой и даже второй стадиях, по крайней мере, в половине случаев. Анализ показал, что имеется два главных источника ошибок: 1-неправильное определение типа резервуара, часто обусловленное неточностью оценки температурного режима; 2-неправильная интерпретация поверхностной тепловой разгрузки и геофизических аномалий в пределах структуры растёка. Эти проблемы становятся более ясными, если их обсуждение демонстрируется на реальных примерах. В таблице 7 приводятся химические анализы гидротерм по 15 резервуарам. Пять низкотемпературных резервуаров показаны в таблице 7а. Все эти резервуары эксплуатируются по прямой схеме. Таблица 7б содержит данные о пяти среднетемпературных геотермальных системах, но лишь одна из них эксплуатируется с целью получения электроэнергии

Таблица 7 а

Геохимия, предполагаемые ($T_{\text{R,Mg}}$, T_{CH}) и наблюдаемые $T_{\text{макс}}$ резервуарные температуры некоторых высокотемпературных систем (концентрации мг/кг, все температуры в °С)

Тип системы	Место	pH	Na	K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	F	SiO ₂	Сквжина Т макс. (глубина, м)	T _{Нак}	T _{КМг}	T _{СН}	Q _{нат} (MWt)
Осадочный водоносный горизонт №1*	Тендзин (Китай) верхне Тг скважина ZHIN 3	8.2	369	2.2	1.2	7.0	464	165	211	4.4	25	49.5 (675)	77	57	40	0
	Осадочный водоносный горизонт №1*	8.0	510	14.0	3.6	23.1	534	252	377	8.8	36	61 (1160)	146	88	56	0
Водоносный горизонт в фундаменте №2	Тендзин, кровля фундамента скважина ZHEG 3	7.4	576	62.0	6.1	37.1	436	305	571	10.6	(73)	96 (1400)	238	122	92	0
	Водоносный горизонт в фундаменте №2	7.3	179	18.0	16.4	46.1	293	161	103	6.3	55	70 (2500)	233	75	77	0
Водоносный горизонт в фундаменте №2	Куминг (Китай) кровля фундамента скважина ТК 8	7.9	100	13.0	28.7	36.4	393	60	35	1.2	24	48 (825)	254	61	39	0
	Система трещинных зон (маломощные трещинные зоны) № 5а, с малоглубинным растёком	8.7	715	8.3	0.17	42.0	0.2	4.4	1140	n.d.	34	50 (400)	105	115	54	0
Система трещинных зон (маломощные трещинные зоны) № 5а, с малоглубинным растёком	Вайера (Н.З.) пересечение 2х трещинных зон, скважина № 8 (грауваковский фундамент 0.4 км глубиной)	7.5	187	5.8	0.24	22.6	52	163	175	11.0	90	93† (940)	153	100	104	0
	Система трещинных зон (маломощные трещинные зоны) № 5а, с малоглубинным растёком	Фуджоу (Китай) трещины в массивных гранитах, скважина № С 32	7.5	187	5.8	0.24	22.6	52	163	175	11.0	90	93† (940)	153	100	104

* Номера системы, как на рис.4

† Т макс. из самой глубокой скважины V-8 системы Фуджоу п. д.-нет данных

Геотермометры использовались:

T_{Нак} = 1390 / [1.7 - log (C_k / C_{Na})] - 273 (Giggenbach, 1986)

T_{КМг} = 4410 / [13.9 - log (C_k / C_{Mg})] - 273 (Giggenbach, 1986)

T_{СН} = 1032 / [4/69 - log(C_{SiO₂})] (Fourmier, 1981).

Ссылки:

Пекин: From Hochstein, Caldwell (1985)

Тендзин: Mr Wang Zuoxiu, Bureau of Geology and Mineral Resources, Tinjin (pers. comm)

Куминг: Mr Chuang Yueh Yen Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources (pers. comm).

Вайера: From Hochstein, McKee (1986).

Фуджоу: Mr Chen Lide, Fujian of Geology and Mineral Resources (pers. comm).

Таблица 7б

Геохимия, предполагаемые (T_{KMg} , T_{CH}) и наблюдаемые ($T_{\text{макс}}$) резервуарные (источниковые температуры некоторых среднетемпературных

Геохимия, предполагаемые (T_{KMg} , T_{CH}) и наблюдаемые ($T_{\text{макс}}$) резервуарные (источниковые) температуры некоторых среднетемпературных систем и растёков из

высокотемпературных систем (концентрации в мг/кг; все температуры в °С

ТИП СИСТЕМЫ	Место	Источник Скважина														
		pH	Na	K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	F	SiO ₂	$T_{\text{макс.}}$ (глубина, м)	$T_{\text{макс.}}$ (глубина, м)	T_{KMg}	T_{CH}	$Q_{\text{нат}}$ (MW, t)
Система трещинной зоны (мощная трещинная зона), № 5 b	Сан Камфаенг (Таиланд); трещинная зона в периских осадках, горячий EGAT 1 (>100 м) Фанг (Таиланд)	8.1	164	13.3	0.10	1.2	328	12	40	20	148	96.5	216	139	136	
		9.0	154	13.3	0.07	2.0 [†]	373	9.1	24	17.5	180	98 E	221	145	151	≈ 15
		9.2	124	7.8	0.018	1.4	268	51	19.5	19	192	130	198	150	156	≈ 10
Растёк системы трещинной зоны, № 6 b (5b)	Янгбайджан (Тибет); 4400 м растёк в чет-вертичных глициальных осадках; горячий источник и скважина ZK 204	8.5	460	47	0.08	2.6	361	39	567	13	180	87*	234	190	151	35-50
		8.0	440	41.5	0.13	8.3	393	37.5	533	10.4	201	170(a)	228	175	159	
												(0)	(350)			
Растёк горячеводной системы № 6 b (9)	Сисолок-Сисукарме (Ява); растёк из невестной горячеводной системы в молодых вулканах	7.9	365	12.6	(2.9)	27.5	174	283	330	1.1	146	95*	120(b)	160	88	135 >30
		8.5	454	32.4	0.18	6.0	110	170	509	1.9	186	(0)	(1200)	207	160	153
												98*	(0)			
	Ситамай (Ява); растёк из горячеводной системы в кальдере Бантен	8.6	184	51	32	3.0	476	134	110	0.1	174	67*	120(c)	329	93	148 ≥20

* Анализ и температура горячего источника

† Полное равновесие K, Ca (Giggenbach, 1986) для подчёркнутых значений K и Ca.

‡ Температуры газовых равновесий Сан Камфаенг и Фанг; первое значение CO₂-CO-CH₄ второе значение из импирического геотермометра.

(a) $T_{\text{макс}}$, наблюдаемые в скважине ZK 302 Янгбайджан.

(b) $T_{\text{макс}}$, наблюдаемые в глубокой разведочной скважине Сисолок-1 (рядом с горячим источником); первый анализ из Сисолок, второй из горячих источников Сисукарме.

(c) $T_{\text{макс}}$, наблюдаемые в глубоких разведочных скважинах

(E) = EGAT 1.

Используемые геотермометры:

$T_{\text{макс}} = 1390 / [1.75 - \log(C_k / C_{\text{Na}})] - 273$ (Giggenbach, 1986). $T_{\text{KMg}} = 4410 / [13.9 - \log(C^2 / C_k)] - 273$ (Giggenbach, 1986)

$CH = 1032 / [4.69 - \log(C_{\text{SiO}_2})]$ (Fournier, 1981)

Ссылки:

Сан Камфаенг и Фанг Bhandee (1986); Hochstein, Caldwell (1986).

Янгбайджан из Zhang Zhenguo, Dept of Hydrogeology and Engineering Geology, Beijing (pers. comm.)

Сисолок-Сисукарме из Prijianto, Geothermal Division, Pertamina (pers. comm.), Ситамай из Sudarman (1985).

Геохимия, предполагаемые (T_{RMg} , T_{CH}) и наблюдаемые $T(\text{макс})$ резервуарные (источниковые) температуры

высокотемпературных систем (концентрации в мг/кг; температуры в $^{\circ}\text{C}$)

Тип системы	Место	pH	Na	K	Mg	Ca	HCO_3	SO_4	Cl	F	SiO_2	Источник Скважина		T_{CH}	Q_{nat} (MWt)		
												$T_{\text{макс}}$ (глубина м)	$T_{\text{макс}}$ (глубина м)				
Горячеводная система с рас- током № 9(6b)	Тонган (Филиппины), горячие источники в до- лине Бао, продуктивная скважина 209 А	8.0	1948	170	0.5	92	27	81	3369	0.6	229	92	200(B) (0)	222	207	170	>150
		5.8	6274	1831	0.4	182	-	21	12047	-	982	330	330	335	350	335	
Горячеводная система с рас- током №9 (6b)	Пилипини(Филиппины), горячие источники доли- ны Окои, продуктивная скважина ОК-7	7.8	2090	195	0.26	176	22	63	3646	-	195	98	203(Ок) (0)	227	229	157	>100
		7.5	3500	867	0.17	139	-	26	7073	-	1070	303	303	317	330	348	
Двух фазная система с рас- током № 10(6b)	Алуно (Эфиопия), горячие источники оз. Лангано и скважина 11LA-3	8.0	780	66	0.7	18	1394	30	486	-	217	62		219	161	165	≥ 100
		8.9	650	150	0.25	4	915	274	277	39	514	(0)	315	309	217	248	
Пародимни- рующая система № 11	Камоянг (Индонезия), горячие источники	7.0	47	16	27	73	(400)	74	5	-	200	49	240(K) (0)	-	-	-	≈ 100
		3.0	93	73	9	249	0	402	404	10	130	37	-	-	-	-	?

(B) макс. E в TG-4 в долине Бао

(Ok) макс. T скважины №1 в долине Бао (Ward, 1980).

(K) макс. T в продуктивной скважине поля Кампаньянг.

Ссылки:

Тонган: Scott, Geothermal Institute (pers. comm).

Пилипини: Ward (1980), Clement (1981), Алуго: Мекура (1983).

Камоянг: Healy, Mahon (1982), Тангубанпраху: Prijanto, Pentamina (pers. comm).

Высокотемпературные резервуары перечислены в таблице 7с, из которых три используются для производства электричества. Примеры из таблицы 7 включают большинство недавно изученных геотермальных систем, перечисленных на рис.4.

Каждая система характеризуется типичным химическим составом гидротерм, их типичными равновесными температурами и величиной естественных теплопотерь. Не точные оценки температур в резервуаре и данных о структуре растёка являются главными проблемами в интерпретации геотермальных систем и построении моделей, пригодных к использованию для геолого-разведочных работ с бурением скважин.

Эмпирические геотермометры, применяемые при изучении низко- и среднетемпературных систем, откалиброванные по данным, полученным для высокотемпературных систем, приводят к не точной оценке резервуарных температур. Для большинства систем, перечисленных в таблице 7, использовался Na-K-Ca геотермометр, дающий завышенные температуры для низко- и среднетемпературных геотермальных систем. Проблема заключается в том, что отношение K_2/Ca , используемое в геотермометре, изменяется не только в зависимости от температуры, но и от парциального давления CO_2 . Эту проблему можно решить, если использовать термодинамические геотермометры ($T_{Na,K}; T_{K,Mg}$), которые основаны на взаимодействии гидротерм с вмещающими породами, контролирующими катионное равновесие. Необходимо отметить, что для применения термодинамических геотермометров требуются пробы, которые не загрязнены магнийсодержащими поверхностными водами. Такие пробы должны отличаться очень низкими содержаниями Mg и довольно высокими концентрациями других неактивных компонентов. Все анализы, приведенные в таблице 7, отбирались в зависимости от этого критерия.

Если построить график $T_{K,Mg}$ (для определения $T_{K,Mg}$ и $T_{Na,K}$; см. примечание в табл.7б) относительно наблюдаемых резервуарных температур в соседних скважинах, то прослеживается характерное соотношение, но оказывается, что $T_{K, Mg}$ несколько завышены по сравнению с измеренными температурами (см. верхнюю часть рис.6).

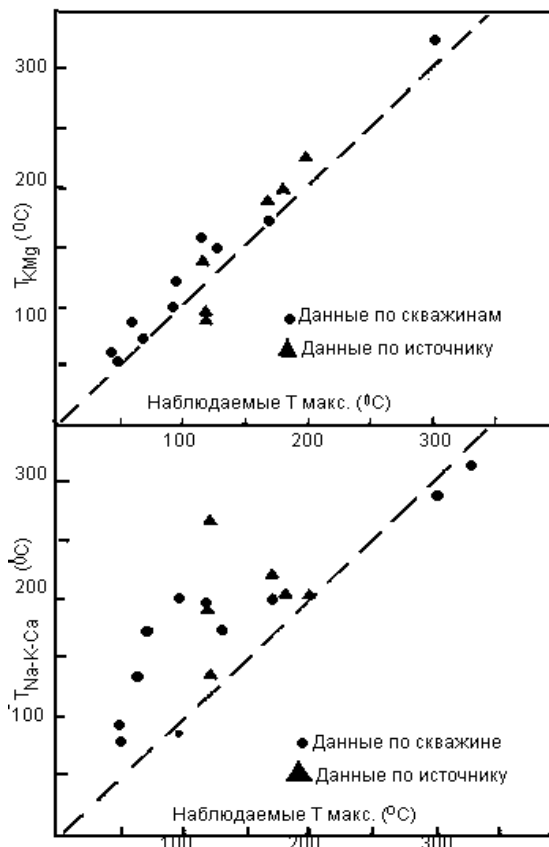


Рис. 6 Равновесные температуры по K-Mg геотермометру и эмпирическому Na-K- Ca геотермометру проб в таб.7, нанесённые относительно максимальной температуры в глубоких скважинах

Для высокотемпературных систем значения $T_{Na,K}$ ближе к $T_{K,Mg}$; для низко- и среднетемпературных систем значения $T_{Na,K}$ всегда несколько выше, поскольку Na уравнивается при взаимодействии гидротерм с породой медленно, что и наблюдается в растёках. $T_{K,Mg}$ дают близкие значения к реальным температурам гидротерм в резервуаре, а Na-K-Ca геотермометр даёт слишком высокие температуры в применении к низко- и среднетемпературным системам (см. нижнюю часть рис.6).

Это соотношение температур, определяемых по двум геотермометрам, объясняет, почему структуры растёка низко- и среднетемпературных гидротермальных систем не интерпретируются с позиций высокотемпературных систем.

Поскольку логарифм отношения $K_2/Са$ гидротерм линейно зависит от парциального давления (Р) CO_2 , которое регулируется реакцией между пороодообразующими минералами и продуктами гидротермальных изменений, то катионы, определяющие температуру резервуара (например $T_{K,Mg}$), или их концентрации, контролируются гидротермально изменёнными породами резервуара. Пробы, в которых значения Са подчёркнуты (табл. 7б), контролируются PCO_2 с использованием критерия, описанного В.Гиггенбахом, тогда как содержания К и Са во всех низкотемпературных системах в таблице 7а отсутствуют. В новозеландских гидротермальных системах величина К и Са не контролируются гидротермально изменёнными породами при $T_{K,Mg} \leq 110-125^{\circ}C$. Это позволило выделить низко- и среднетемпературные системы, которые упоминаются в вводной части раздела 3.0.

Таким образом, все главные катионы (Na, K, Ca, Mg) могут использоваться для оценки предполагаемой геотермической структуры резервуара при условии, что анализы проводились на незагрязнённых пробах. Халцедоновый геотермометр даёт температуры более низкие, чем $T_{K,Mg}$ (см. табл. 7).

Проблемы возникают тогда, когда высокотемпературные системы перекрыты горизонтом конденсатных гидротерм (нагретые паром). Конденсаты, первоначально кислые, затем в результате взаимодействия конденсат-порода, нейтрализуются. Концентрации катионов в этих термах не контролируются равновесием порода-флюид. Они образуются за счёт растворяющего действия нагретых паром гидротерм. Вследствие чего они не могут быть использованы при оценке температур этих гидротерм.

Данные из потока гидротерм конденсатного типа паро-доминирующей геотермальной системы Камоянг в Индонезии приводятся в таблице 7с. Высокотемпературные, преимущественно жидко-водные системы, локализующиеся в местности с сильно расчленённым рельефом, часто перекрываются горизонтами гидротерм конденсатного типа. Почти все термальные источники систем Салак-Парабакти в Индонезии дренируют гидротермы этого типа, за исключением одного.

Нейтральный хлоридный состав этих источников позволил уточнить тип гидротермальной системы. Глубоким бурением было подтверждено, что Салак-Парабакти является высокотемпературной жидко-водной системой. Конденсация вулканических газов (HCl , HF и др.) вблизи активных вулканических центров может образовывать мощный поток кислых конденсатных гидротерм. Требуется длительная миграция таких терм, прежде чем произойдёт их нейтрализация.

Химический состав гидротерм конденсатного типа из растекающегося потока, входящего в геотермальную систему вулканического комплекса Танг-Кубанираху в Индонезии, приводится в табл.7с. Катионный состав этих гидротерм может быть похожим на катионный состав водовмещающих пород. Ошибка в определении температур таких систем происходит тогда, когда гидротермы являются конденсатами высокотемпературной жидко-водной системы. Содержащийся в гидротермах хлор может быть двоякого происхождения: из восходящих флюидных потоков, связанных с дегазацией магматических расплавов, расположенных в структуре вулканов, или из депарирующих жидких высокотемпературных потоков хлоридных терм.

В геотермальных системах с осадочным водовмещающим комплексом также характерна высокая электропроводность матриц сланцев и глин.

Если потоки гидротерм распространяются в стороны от горных хребтов, то средние значения сопротивлений гористого участка, расположенного над высокотемпературными минерализованными гидротермами, будут достаточно высокими. Такой эффект маскирует резервуар первичных гидротерм при использовании для интерпретации стандартных рядов линейных сопротивлений. Этот факт отмечен при изучении электрических сопротивлений в системе Окой-Палинпион на Филиппинах.

Здесь низкоомная аномалия, расположенная в долине р. Окой на площадке термопроявлений, смещена в зону растёка и удалена от первичного резервуара, расположенного в верховье этой же реки, на ~ 4 км. Это явление часто встречается в практике геотермальных исследований (Тонгонан и Бакман на Филиппинах, Алут в Эфиопии, Эль Татио в Чили, Репороа в Н.Зеландии, Сисолок-Сисукараме и Ситаман в Индонезии, Янг-Байян в Китае, Кальдера Лонг Вэлли в США и Сан Мигель на Азорских о-вах). В каждом случае разведочные скважины были расположены в границах потоков, которые не были интерпретированы по данным электроразведки. Если разведочные скважины бурились в потоке вблизи от первичного резервуара, то ошибки были менее грубые. Если такие потоки гидротерм вскрывались скважинами вдали от первичного резервуара, то весь проект не был реализован. Проблема ошибочной интерпретации геофизических данных будет обсуждаться далее на примере разведки конкретных геотермальных систем.

Разведанная геотермальная система Сисолок-Сисукарами в Индонезии является примером, который показывает, как была разработана ошибочная разведочная модель. Разведываемая система на основании интерпретации резистивиметрии представлялась в виде большого растёка, протягивающегося на > 9 км от гористой местности, занимающей южный берег о. Явы. Сисолокские горячие источники располагаются в 2 км от берега, вглубь разведываемого района, во фронтальной части этого растёка. Горячие источники Сисукараме находятся в 8 км от береговой линии (рис.8). Оба термопроявления имели самую большую естественную разгрузку (≤ 100 кг/с) хлоридных нейтральных кипящих ($\sim 100^{\circ}\text{C}$) гидротерм. Однако Na-K-Ca геотермометр в районе источников Сисолок и Сисукараме показал температуру в недрах резервуара 140 и 190°C , соответственно. Поскольку месторасположение первичного резервуара было неизвестно, то разведочное бурение не было рекомендовано. Однако эта разведочная модель была отвергнута при последующей реализации проекта. В качестве прогнозного признака существования более глубокой высокотемпературной системы было принято место локализации кипящих источников. Предполагалось, что молодая интрузия, обнажающаяся около Сисолокских горячих источников, является источником тепла для системы Сисолок. Глубокая скважина Сисолок-1 вскрыла поток гидротерм мощностью 1000м^3 с максимальной температурой 120°C . Ошибка реализуемой разведочной модели может быть отслежена по данным разведки площади, выбранной для закачки отработанных гидротерм (реинжекция). Эти данные уточняют структуру растёка, подтверждаемого определениями $T_{K,Mg}$ и T_{CH} по пробам, взятым из источников, перечисленных в таблице 7 в.

При интерпретации данных, используемых при моделировании описываемой геотермальной системы, не учитывались травертиновые отложения источников Сисолок, хотя они являются важным источником необходимой информации.

Разведка системы Ситман (Западная Ява, Индонезия) также служит интересным примером использования модели. Поисковые исследования здесь начались у подножья молодого вулкана Каранг, который расположен на внешнем склоне большой кальдеры Бантен. Горячие (до $+67^{\circ}\text{C}$) источники Ситаман дренировали нейтральные бикарбонатно-хлоридные термы примерно в 3 км вниз по склону от центра геофизической аномалии, в границах которой была пробурена скважина (рис.8). Источники окружены травертинами,

которые образуются и в настоящее время. Эмпирическими геотермометрами установлено, что температура в резервуаре составляла $\sim 280^{\circ}\text{C}$.

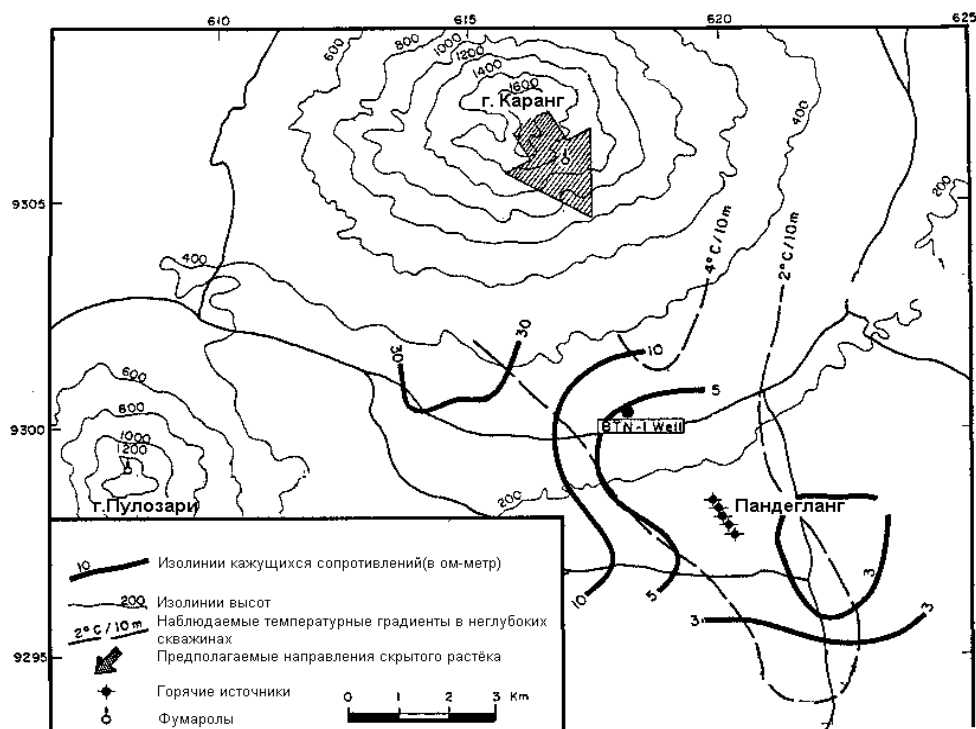


Рис. 8 Аномалия кажущегося сопротивления и наблюдаемые градиенты температур в скважине (до 100 м глубины) в пределах растёка системы.

Глубокая (2100 м) скважина вскрыла мощный латеральный поток гидротерм с температурой $100\text{-}120^{\circ}\text{C}$ в интервале глубин 1000-2000 м. Анализ ошибок показал, что разведочная модель геотермальной системы Ситаман была разработана по результатам неверной интерпретации резистивиметрических аномалий, вскрытых как магнитотеллурикой, так и шлумберговскими исследованиями. Наличие растёка также подтверждалось мощными травертиновыми отложениями, которые обычно располагаются вдоль фронтальных частей растёков, после того как происходит частичное кипение гидротерм в растёке. Следовательно, температуры близкие к 100°C , характерны для резервуара вблизи восходящих струй, питающих источники Ситаман, которые также охарактеризованы определениями $T_{\text{K,Mg}}$, показанными в таблице 7в. Аналогичное объяснение применимо и для горячих источников Сисолок.

Другим примером не корректной разведочной модели, которая также не учитывала главную структуру растёка гидротерм, является случай геологоразведочных исследований в кальдере Лонг Вэлли в США. Исходя, из первоначальной модели геотермальная система была расположена в восточной части кальдеры, где находится большинство горячих источников. В результате бурения нескольких глубоких разведочных скважин (до 2000 м) в восточной и центральной частях кальдеры были встречены низко- и среднетемпературные термы соответственно. В настоящее время известно, что первичный резервуар гидротерм располагается в западной части кальдеры. Этот вывод можно сделать на первых этапах разведки по данным К-Mg геотермометра, применённого при анализе неконтаминированных горячих хлоридных источников.

Таким образом, выше приведённые данные показывают, что ошибочные разведочные модели могут получиться в результате неправильной интерпретации геологических, геохимических и геофизических данных. В дополнение к описанным случаям можно ещё добавить ряд примеров достоверного доказательства того, что в практике мировой геотермии некорректные разведочные модели использовались не оправданно в большом количестве геотермальных систем. Неопределённость, присущая

концепции ошибочных разведочных моделей, может быть в большинстве случаев уменьшена. Если следовать ниже перечисленным рекомендациям: 1- для оценки резервуарных температур необходимо использовать современные термодинамические геотермометры; 2- при построении разведочной модели, необходимо точно анализировать предполагаемую гидрогеологическую (гидродинамическую) структуру геотермальной системы; 3- в некоторых случаях глубинные части моделируемой геотермальной системы могут не быть смещёнными в сторону, казалось бы, от очевидных источников тепла, проявленных на земной поверхности (даже если эта система располагается в хорошо исследованном вулканическом районе); 4- необходимо предполагать, что все горячие и тёплые источники разведываемых систем, располагающиеся в местах с умеренным или сильно расчленённым рельефом, связаны со скрытыми потоками гидротерм, до тех пор, пока не будут обнаружены достоверные противоположные аргументы. Последняя рекомендация может быть применена при интерпретации геотермальных систем с низкоомными аномалиями, локализующимися в долинах или у подножий гористых участков.

3.4 Оценка геотермальных резервуаров (первая концептуальная модель резервуара).

Пересмотр разведочной модели начинают после пробуривания разведочной скважины, дающей гидротермы. Она дополняется важными параметрами и характеристиками, полученными по данным этой параметрической скважины. Эта откорректированная разведочная модель представляет собой первую концептуальную модель резервуара. Хотя концептуальные модели резервуаров в дальнейшем подвергаются изменениям, по мере того как поступают новые факты в процессе бурения следующих скважин, характерной особенностью хорошей первой концептуальной модели является то, что последующая информация не должна значительно изменять её характеристики. Если приходится сильно изменять первую концептуальную модель, или вообще от неё отказываться, то ошибку надо искать в плохой разведочной модели.

Первая концептуальная модель резервуара используется для оценки его энергетического потенциала (3b на рис.5). Имеется два метода оценки запасённой энергии в геотермальном резервуаре: а - метод оценки общего аномально запасённого тепла и б - метод оценки потенциально полезного сохранённого тепла. Первый метод часто используется для оценки геотермальных ресурсов, для которых нет ещё концептуальной модели и где накопленная энергия оценивается по расчётной температуре T и по заданной расчётной глубине Z (T_z определяется расчётом, исходя из регионального теплового потока). Вторым методом используется для оценки накопленной энергии в разведанном геотермальном районе при предполагаемой (расчётной) температуре (Muffler, Cataldi, 1978). Для этого требуется следующая информация: средняя температура резервуара; оценка объёма резервуара; средняя плотность пород и гидротерм и их теплоёмкость и энтальпия, соответственно; средняя пористость и предполагаемая насыщенность водовмещающих пород. Кроме того, требуются значения температур, которые определяют долю извлечения экономически выгодных гидротерм. Примеры ресурсных оценок накопленного тепла, основанные на концептуальных моделях, приводятся в работе Маффлера и Каталди (Muffler, Cataldi, 1978), описанные в начале настоящей работы, и в работе Уотсона и Маундера (Watson, Maunder, 1982). В концептуальной модели можно рассчитывать количество накопленной энергии на км^3 . Для крупно объёмных резервуаров, расположенных в осадочных толщах, практикуется оценивать запасённую полезную энергию на единицу площади (например, на км^2). Эти оценки не содержат информацию об энергии, которая может быть извлечена. Для этого используются расчеты потенциальных ресурсов энергии четырьмя различными методами.

Менее спорным методом считается оценка минимальной потенциальной энергии (ступень 4 на рис.5), основанная на изучении естественных теплопотерь (метод

поверхностного теплового потока, Muffler, 1981). Для этого допускается, что скорость потока гидротерм, которая требуется для поддержания наблюдаемых естественных потерь на площадках термопроявлений в пределах гидротермального резервуара, может быть воспроизведена каким-то количеством скважин. Замеры общих естественных теплопотерь трудоёмки и делаются редко, поскольку процедура измерений занимает много времени. Следует учитывать, что естественные теплопотери первичного резервуара обычно не поддаются оценке в случае наличия растека, который их маскирует. Если система скрыта водоупорным субповерхностным горизонтом, то становится невозможным получение информации о глубоко расположенных потоках гидротерм. Тем не менее, надёжная оценка естественных теплопотерь является важным вводным параметром, который позволяет моделировать поток гидротерм в резервуаре в его естественном состоянии.

Второй метод является «объёмным» и описан Маффлером (Muffler, 1981). Этот метод используется для оценки запасенной энергии, наряду с предположением об эффективности извлечения (фактор возобновляемости). Поскольку большая часть тепловой энергии (более 80%) обычно заключена в водовмещающих породах, то допущение эффективности извлечения связано с предположением о количестве энергии, которое может извлекаться из водовмещающих пород естественными способами или с искусственной закачкой. Эффективность извлечения может варьировать в пределах от 0.1 для пародоминирующих систем до 0.5 для идеальных жидководных высокотемпературных (горячеводных) систем. Неопределенность оценок, произведенных объёмным методом, большая и измеряется путём определения результирующей ошибки фактора восстановления и объёмной оценки предполагаемого «продуктивного» резервуара.

Третий метод, который даёт оценки вероятного потенциала продуктивности разведываемой системы, определяется как метод «трещинной плоскости», который может быть использован как для субгоризонтальных водовмещающих толщ, так и для вертикальных зон трещиноватости. Этот метод может быть распространён на потоки поровых терм и зоны парообразования. Поскольку модель «трещинной плоскости» даёт реальные оценки зон трещиноватости резервуаров (тип 5a и 5b на рис 4), она не может непосредственно применяться для 3-х мерных резервуаров, когда предполагается, что продуктивный резервуар может быть аналогичным системе многослойных водоносных горизонтов.

Четвёртый метод – это метод аналогий, в котором определенные характеристики эксплуатируемого резервуара сравниваются с такими же характеристиками не эксплуатируемого резервуара. Для получения вероятного энергетического потенциала других изучаемых горячеводных систем Вулканической Зоны Таупо в Новой Зеландии Дональдсон и Грант (Donaldson, Grant, 1978) сравнивали предполагаемое поперечное сечение горячеводной системы с изученным потенциалом на единицу площади геотермальных полей Вайракей и Бродландс (10-15 МВт_{эл}/км²). Джеймс (James, 1984) распространил метод аналогий на другие высокотемпературные системы. Естественные теплопотери также использовались в качестве параметра для проведения аналогий.

Законность метода аналогий зависит от обоснованности сделанных важных допущений. Поскольку общая проницаемость горячеводных систем Вулканической Зоны Таупо действительно может быть похожей для всех систем, так как все верхние резервуары находятся в одних и тех же вулканических толщах, то возникает сомнение все ли высокотемпературные системы имеют похожие структуры трещинной проницаемости.

Последние три метода до некоторой степени не равноценны между собой, потому что резервуары с большими по объёму структурами проницаемости, которые контролируют извлечение гидротерм, не учитываются. Кроме того, каждая оценка содержит определенные ошибки. К сожалению, большинство опубликованных оценок

энергетического потенциала или продуктивности не включали какого-либо обсуждения ошибок.

В прошлом имелась тенденция принимать завышенные оценки геотермальных ресурсов. В практике строительства ГеоТЭС отмечается несколько случаев, когда по результатам оценки энергетического потенциала геотермальных систем или группы систем завышалась мощность конструируемых электростанций. Таким примером является комплекс ГеоТЭС в районе Гейзеров – Ясного озера в Калифорнии, в США, где общая установленная мощность ГеоТЭС составляет около 3000 МВт, в то время как извлекаемый геотермальный теплоноситель обеспечивает менее 2000 МВт. Эти случаи описаны в литературе и, очевидно, что они связаны с плохими разведочными моделями резервуаров, т.е. с ошибочным определением типа разведываемой геотермальной системы или с плохим изучением структуры растёков.

Поскольку расчеты энергетического потенциала не предусматривают прогноз продуктивности конкретного резервуара, то в течение последних 10 лет прослеживалась тенденция использовать методы оценки резервуаров, которые прогнозируют производительность эксплуатируемой части резервуара. Акцент на расчёте вероятной производительности резервуара является результатом общего направления увеличения экономической выгоды ГеоТЭС на каждой стадии разработки. Она включает стратегию разработки резервуаров малыми ГеоТЭС, а также увеличения потребности в закачке отработанных гидротерм. Это вызвало смещение оценки производительности резервуаров во 2-ю фазу:

- 1- оценка производительной и реинжектируемой частей резервуара, оконтуренных наблюдательными скважинами, используемых для детализации структуры растёков, для испытаний по закачке отработанных гидротерм (реинжекция) с целью их перемешивания;
- 2- оценка полной производительности, исходя из общей предполагаемой структуры проницаемости резервуара посредством моделирования в их естественном состоянии (т.е. до конца эксплуатации).

Другой подход оценки резервуаров включает долговременные первоначальные испытания резервуаров малыми ГеоТЭС (пилотные ГеоТЭС или энергоблоки на оголовках скважин). Последние вызывают определенную реакцию резервуара, которая, в свою очередь, может быть использована для построения лучшей модели резервуара (т.е. моделирование резервуара в эксплуатационных условиях, фаза 3 на рис. 5.

3.4.1 *Оценки производительности и получение характеристик резервуара при испытании одной скважины.*

Оценки проводимости и наполняемости резервуара в непосредственной близости от одной продуктивной скважины можно получить при откачке или испытании фильтрационного потока, которые аналогичны испытаниям, проводимым при оценке запасов подземных вод и нефти. Детальное описание анализа таких испытаний, применяемых на геотермальных скважинах, были даны Ramey, Jr. (1976) и Grant et al. (1982). Опытные откачки иногда сочетались с испытаниями по реинжекции. Как показано Grant et al. (1982), анализ таких испытаний может осложняться наличием двухфазных гидротерм (или в самоизливающейся скважине или в резервуаре), при условии наличия многочисленных зон притока, которые вскрыты скважиной, или существованием явно выраженной трещинной проницаемости, или из-за повреждения конструкции скважины во время бурения.

В большинстве низкотемпературных систем (водовмещающий горизонт осадочный или расположен в породах фундамента) эти проблемы не встречаются и надежные оценки проводимости и наполняемости могут часто быть получены при откачках из одной скважины. Однако в случае низкотемпературных трещинно-жильных систем (с крутопадающими трещинными зонами) и большинства средне- и

высокотемпературных систем исходное допущение наличия обширного субгоризонтального водоносного горизонта почти одинаковой мощности неверны. Полученные значения могут значительно варьировать от скважины к скважине и обычно являются представительными лишь для малой доли резервуаров вблизи каждой скважины. Прогнозы по долговременным опытным откачкам ограничены, в особенности там, где в резервуарах встречаются двухфазные гидротермы.

Анализ фильтрационных испытаний не дает какой-либо информации об отдельных частях резервуаров, питающих сеть трещинной проницаемости. Однако эти исследования полезны с точки зрения понимания природы гидротерм, питающих скважину, и всего резервуара. Информация о потенциальной продуктивности части резервуара может быть получена при испытаниях взаимовлияния между скважинами. Для этого требуется, по меньшей мере, две скважины и, где изменения давлений, вызванные откачкой из одной скважины, измерялись бы в наблюдательных скважинах. Анализ наблюдаемой реакции давлений даёт значения кажущихся проводимости и наполняемости, обычно показывающих разброс, аналогичный разбросам данных, полученных при испытании одиночной скважины. Анализ может быть распространен на трещинно-жильные водоносные горизонты и на определение перепадов давлений. Наблюдаемые значения наполняемости могут использоваться для оценки реальных запасов гидротерм для части резервуара, расположенной между двумя скважинами, в том случае, когда структура проницаемости, вскрытая обеими скважинами, является однородной и гидротермы высокотемпературные (т.е. объём доли пара плюс газа равен нулю). Большие значения наблюдаемой наполняемости обычно показывают присутствие пара в резервуаре.

В целом оценка продуктивности опытной откачкой дает заниженные значения производительности небольшой части резервуара. Информация об объёме гидротерм, запасенных в водоносном пласте, располагающемся между двумя или несколькими скважинами, получается при оптимальных условиях проведения испытаний на взаимовлияние скважин. Доля гидротерм в других частях резервуара не может быть оценена. Если целиком положиться на оценку продуктивности по испытаниям одной скважины, то эта оценка будет смещена в сторону характеристики единичной скважины. В случае оценки резервуара путем использования малых электростанций, такое смещение может привести к недооценке продуктивности в дальней перспективе освоения общих ресурсов резервуара, в особенности, если для опытных выпусков имелось лишь ограниченное число разведочных скважин. Следовательно, для оценки долговременной эксплуатации резервуара должна быть известна реакция большей части резервуара. Для таких оценок может быть использовано моделирование резервуара, которое обсуждается далее.

3.5 Оценка резервуара моделированием (долговременная не установившаяся реакция - режим).

Тепло - и массоперенос в геотермальных резервуарах может оцениваться путем создания компьютерной модели, которая воспроизводит характерные параметры таких резервуаров. Первоначально метод разрабатывался для оценки долговременной реакции высокотемпературных резервуаров на эксплуатацию. Краткое описание используемых методов и моделируемых до 1985 года резервуаров приводится O'Sullivan (1985). В результате сопоставления и анализа различных методов моделирования {Stanford Geothermal Program (SGP),1980; Molloy, Sorey,1981} была установлена сходимость результатов. Для такого анализа модель конструируется в виде серии блоков, приближающиеся к геометрии первой концептуальной модели резервуара. Статические параметры резервуара этих блоков аналогичны параметрам, используемым для оценки запасенного тепла (т.е. тепловые константы, пористость и т.д.). Данные о температуре и

давлении по скважинам и (динамические) параметры резервуара (проводимость или проницаемость) берутся по результатам испытаний потоков и взаимодействия между скважинами. Экстраполированные значения используются для блоков, не имеющих наблюдаемых данных. Наведенный тепломассоперенос в каждом блоке затем рассчитывался за известный период эксплуатационных выпусков (т.е. извлечение гидротерм при реальной скорости из каждого эксплуатационного блока воображаемой скважины). Трещинная проницаемость в резервуарных блоках может учитываться путем использования соответствующих значений проницаемости в X, Y и Z направлениях. Расчётные переменные параметры (давление, энтальпия, минерализация) сравниваются с наблюдаемыми данными, а проницаемость и иногда геометрия блоков определяются методом проб и ошибок до тех пор, пока не будет достигнуто хорошего совпадения между расчетными и наблюдаемыми временными переменными параметрами. Поскольку степень свободы модели всегда больше, чем степень свободы заданных наблюдаемых параметров, изменение модели обычно ограничивается более чувствительными параметрами (т.е. проницаемостью и отношением проницаемостей, геометрией блоков, характеристиками водопритока).

Хорошая модель представляет, по существу, усовершенствованную концептуальную модель резервуара. Важные характеристики концептуальной модели резервуара, перечисленные Грантом и другими (Grant et al., 1982; Grant, 1983), также применяются в компьютерной модели резервуара:

- 1-модель не должна быть слишком сложной;
- 2-модель не может быть слишком простой, т.е. не должны быть опущены важные характеристики;
- 3-модель не должна быть слишком смещена в сторону некоторых специфически точных данных по сравнению с другими важными, но менее точными данными;
- 4-модель должна, где это, возможно, соответствовать наблюдаемым, а не интерпретированным данным.

Моделирование резервуара с известной производительностью и историей мониторинга представляет собой третью и заключительную фазу оценки резервуара (рис.5).

Моделирование кратковременной реакции применялось на многих высокотемпературных резервуарах при эксплуатации больших ГеоТЭС (O'Sullivan, 1985), но было опубликовано только несколько результатов исследований, где такое моделирование распространялось на низко- и среднетемпературные резервуары, на которых эксплуатируются большинство из всех существующих малых ГеоТЭС. В последние несколько лет сотрудники Геотермального Университета в Окленде (Новая Зеландия) моделировали ряд низко- и среднетемпературных резервуаров, которые пригодны для работы малых ГеоТЭС. Для всех моделей использовалась видоизмененная программа SHAFT 79 (SHAFT 82), где применялся метод MINC (Pruess, Schroeder, 1979; O'Sullivan et al., 1983; Pruess, 1983).

3.5.1 Моделирование резервуара в осадочных водоносных горизонтах (Тянзин, Китай).

Гидротермы в Тяньзине применяются на двух осадочных водоносных горизонтах. Схематическая модель осадочных водоносных горизонтов показана на рис.9. Оба водоносных горизонта эксплуатируются с 1970 года многочисленными небольшими по масштабам промышленными системами прямого использования. В 1981 году извлекалось 650 кг/с из верхнетретичного и около 150 кг/с из нижнетретичного водоносных горизонтов. Общая извлекаемая полезная энергия была эквивалентна 100 МВт и являлась одной из самых больших низкотемпературных эксплуатируемых систем в мире. Поскольку закачка не проводилась, то сейчас в скважинах на удалении 40 км от центра можно наблюдать падение давления (рис.10). Понижение давления показывает

почти однородную проницаемость для верхнетретичного водоносного горизонта, который моделируется водовмещающим пластом с радиальной симметрией. Для нижнетретичного горизонта определяется неоднородная проницаемость (дополнительная проницаемость фиксируется вдоль широтных разломов).

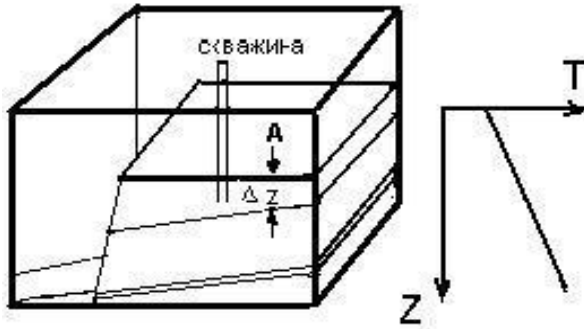


Рис.9 Схематическая модель низкотемпературной системы в осадочном водоносном горизонте (мощность ΔZ); упрощенный температурный T-глубинный Z профиль является профилем для идеализированной скважины с низкой кондуктивной теплопроводностью и профилем температур, контролирующимся земным тепловым потоком.

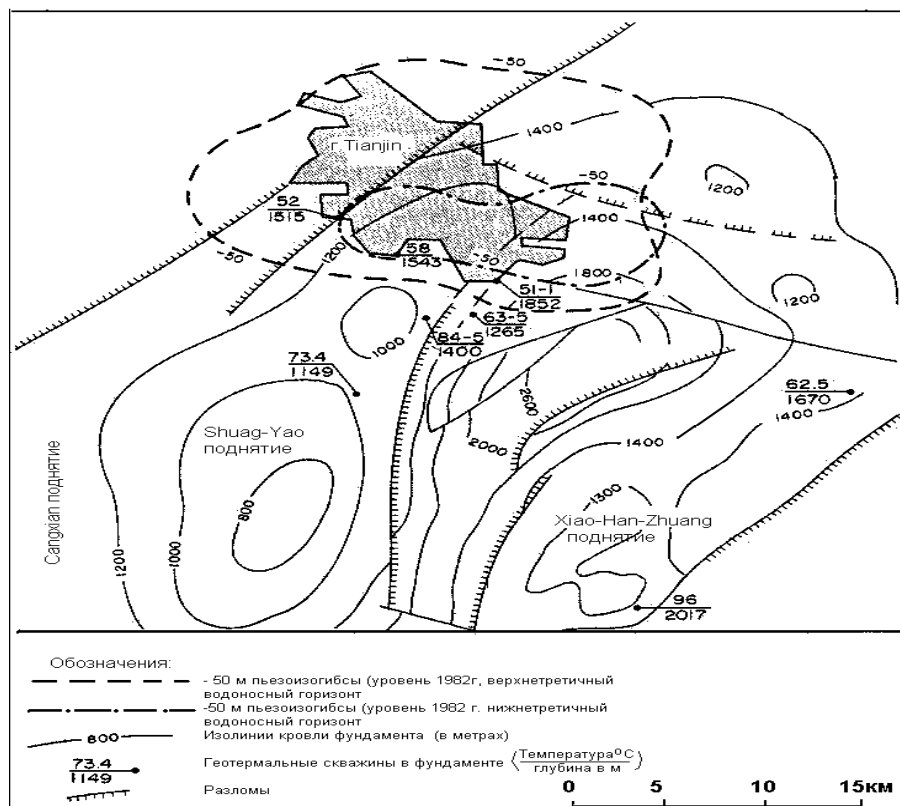


Рис.10 Структура фундамента геотермального поля Тяньзинь латеральное распространение падения давления в третичном водоносно горизонте в 1982 г. (Ouyang et al., 1986).

Наилучшие параметры модели верхнего резервуара показали некоторое соответствие с опытными откачками, т.е. модель проводимости равна $2.2 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$ относительно 0.9×10^{-3} при одиночных испытаниях и с коэффициентом модульного регулирования 9.7×10^{-3} относительно 1×10^{-3} при испытании скважин. Расчетные давления после 15 лет эксплуатации очень близки наблюдаемым давлениям (рис.11).

В нижнем горизонте модельные параметры значительно отличались от параметров, полученных при опытных откачках. Проницаемость нижнего водоносного горизонта изменялась по горизонтали от 0.7×10^{-12} до $3 \times 10^{-12} \text{ м}^2$, показывая также значительное анизотропное отношение. Обе модели, испытанные по сценариям будущей эксплуатации и реинжекции, показывали, что пьезометрический уровень верхнего горизонта будет постепенно падать со скоростью 1.5 м/год для всей верхней зоны

($R=20\text{км}$), если современная эксплуатация будет продолжаться без закачки отработанных гидротерм.

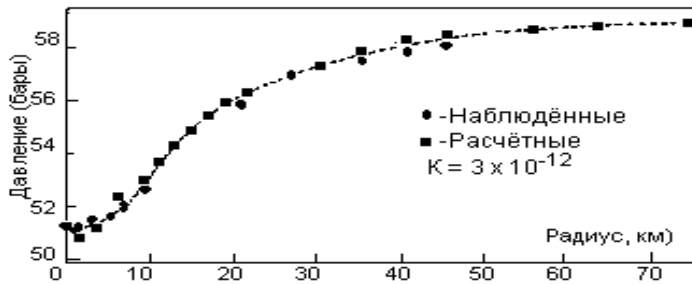


Рис.11 Наблюдённые и расчётные давления в верхнетретичном водоносном горизонте (поле Тьянзин) за 1982 г. (12 лет эксплуатации), как функция радиального удаления от центра модели (Hochstein, 1988).

3.6 Оценка резервуара моделированием (естественное состояние).

Недавние исследования показали, что для многих конвективных систем общая структура проницаемости резервуаров может быть получена моделированием каждой системы в её естественном состоянии. Метод был впервые испытан на высокотемпературных системах, но последние исследования в Оклендском Университете показали, что этот метод может быть распространен на конвективные низко- и среднетемпературные системы. Большинство систем, перечисленных в таблице 7, были моделированы в их естественном состоянии и эти исследования способствуют лучшему пониманию различных типов низко- и среднетемпературных систем, приведенных на рисунке 4. Оказалось, что обычно резервуар может оцениваться компьютерным моделированием в конце фазы разведочного бурения, если будут использованы следующие параметры и информация при моделировании:

- 1-приблизительная геометрия резервуара, заданная по разведочной модели;
- 2-характеристики резервуара, полученные по данным опытных кратковременных испытаний (потока и взаимодействия между скважинами) для части резервуара;
- 3-статические параметры оценки запасенного тепла;
- 4-стабильные температуры и давления в разведочных скважинах (как внутри, так и вне его продуктивного резервуара);
- 5-общие естественные теплотери геотермальной системы.

Кроме того, будет полезна любая информация о реальных скоростях фильтрации (водопритока), о предполагаемом земном тепловом потоке и какая-либо кратковременная реакция резервуара в результате испытаний или мало масштабной эксплуатации. Обычно часто используемым приемлемым параметром является средняя температура резервуарных блоков, вскрытых скважинами. Хорошо модель получается в результате применения метода проб и ошибок. Он ограничивает последующие изменения модели, путем подбора коэффициентов проницаемости и геометрии блоков. Трещинная проницаемость может быть учтена при использовании различных коэффициентов проницаемости параллельно и поперек зон разломов.

Прогнозная способность моделей естественного состояния, вероятно, не высока по сравнению с моделями, полученными по долговременным неустановившимся реакциям резервуаров.

Для моделей влияние естественного водного питания также должно быть включено в расчет. Для этого реальная площадь подземного стока не обязательно может определяться с высокой точностью. Она может быть приближенной, что достигается путем оценки некоторых равноценных блоков, по которым происходит водное питание. Таким образом, может быть рассчитана реакция модели естественного состояния на различные сценарии эксплуатации и реинжекции.

Ниже описываются некоторые модели естественного состояния низко- и среднетемпературных резервуаров.

3.6.1 Низкотемпературная система водоносного фундамента (Пекин, Китай).

Схематическая модель водоносной системы в породах фундамента показана на рисунке 12. Разведочное бурение водоносного горизонта в глубоком фундаменте Китая показало, что повышенные температуры часто связаны со склонами структурных впадин в фундаменте. В Пекине термальные воды извлекаются многочисленными малыми промышленными и отопительными системами (средняя общая скорость извлечения около 125-150 кг/с) с использованием множества глубоких скважин (обычная глубина 700-2000м), которые дают горячую воду с температурой на оголовках скважин 45-70⁰С.

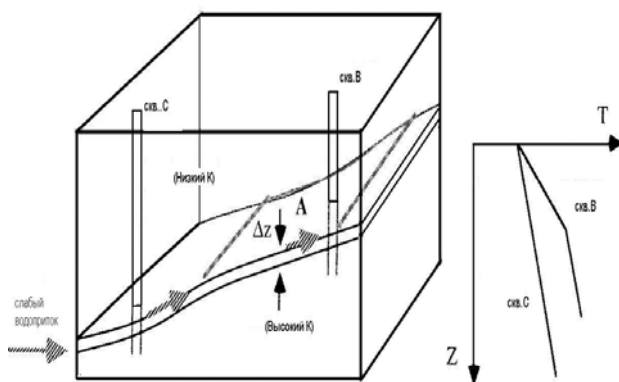


Рис.12.Схематическая модель низ-ко температурной системы, водононосный горизонт в фундаменте (мощность ΔZ); упрощённый профиль T-Z двух идеальных скважин, основанных на предположении, что кондуктивная теплопроводность (K) осадков, кроме фундамента, низкая, а в породах фундамента высокая. В каждом случае температуры контролируются нормальным земным тепловым потоком (Hochstein, 1988).

Первоначально предполагалось, что горячая вода в водоносном фундаменте находится в состоянии застоя. Моделирование наблюдаемого теплового потока показало, что несколько повышенные, по сравнению с нормальными, температуры встречаются в пределах склонов, что связано с влиянием низкой кондуктивной теплопроводности пород, заполняющих структурную впадину. Кондуктивная модель не может удовлетворительно объяснить происхождение наблюдаемых температур гидротерм, которые очевидно подвергаются чрезвычайно замедленной (вековой) конвекции.

Поскольку водоносные горизонты фундамента имеют большое простираие (размер пекинского грабена = 20x40км), то предыдущее моделирование ограничивалось оценкой влияния добычи гидротерм и реинжекции на малой площади, на которой эксплуатируются малые промышленные и отопительные системы. Для этого геометрия резервуара интерпретировалась по разведочным скважинам, а проводимость по опытным откачкам. Модель резервуара для простой утилизационной схемы показана на рисунках 13 а, б. Моделирование показало, что эксплуатация пекинского водоносного горизонта для непосредственного использования с реинжекцией возможна и, что тепловая энергия для электростанции может извлекаться со скоростью около 2МВт/км² в течение около 25 лет.

Также моделировалось влияние на естественное состояние вековой конвекции. Модель показала, что требуется глубокая инфильтрация (до 10 км) вод, чтобы объяснить вековую конвекцию в водоносном фундаменте. Скорость естественного восходящего потока очень мала (только несколько кг/с на полосу грабена, шириной в 1 км) и времени вековой циркуляции требуется порядка 3x10⁶ лет, чтобы установились равновесные температуры. Время большой циркуляции является типичным для всех низко- и среднетемпературных систем, которые образуются под влиянием регионального теплового потока.

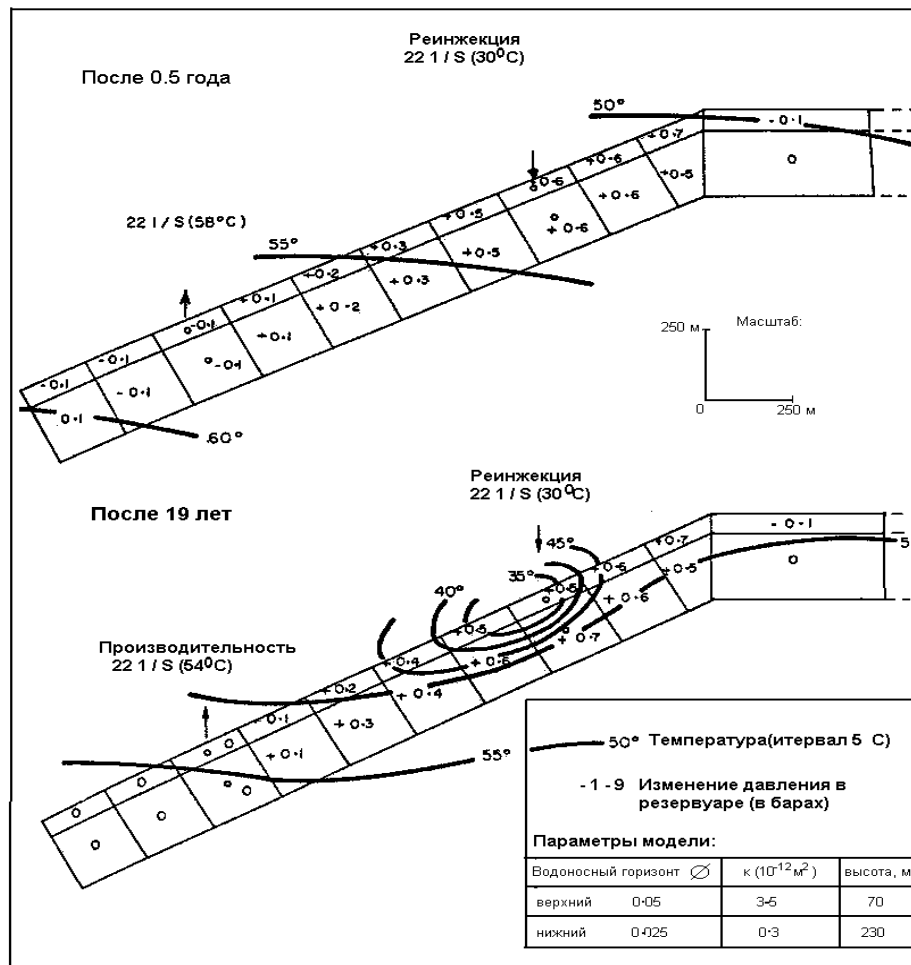


Рис. 13 а. Модель резервуара Пекинского водоносного горизонта в фундаменте; диаграмма показывает изменение давлений и температур для простой схемы производительность - реинжекция вдоль падающего водоносного горизонта (произвольная глубина блока кровли = 800 м); ширина блоков 1 км; влияние поперечного течения незначительное; проницаемость пород выше и ниже допускаемой и составляет $< 0.5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; слабый водоприток из блоков, нарисованных штриховой линией, направо $C K = 10-14 \text{ м}^2$ (Hohcstein, 1988).

3.6.2 Низкотемпературные системы теплых источников (Вайвера, Новая Зеландия).

Системы тёплых источников являются малыми геотермальными системами, которые могут размещаться на пересечении двух глубоких трещинных зон. Более глубокий первичный резервуар ограничивается каналом пересечения (рис. 14). Иногда неглубокий вторичный резервуар в такой системе может находиться около поверхности. Системы тёплых источников широко эксплуатируются во многих странах для бальнеологических целей, но часто страдают от сверх эксплуатации, что отмечалось для тёплых источников Вайвера (в Н. Зеландии). Они в их естественном состоянии разгружали несколько кг/с термальной воды с $T \sim 45^\circ\text{C}$. 100-400 метровые скважины вызвали падение давления 0.5 бар, которое сопровождалось снижением температуры до 0.4°C в год.

Характеристики вторичного (т.е. верхнего) резервуара системы Вайвера моделировались путём подбора давлений и температуры, наблюдаемых длительное время (15 лет). При этом в качестве контролирующего параметра сохранялась скорость восходящего потока по глубинному каналу.

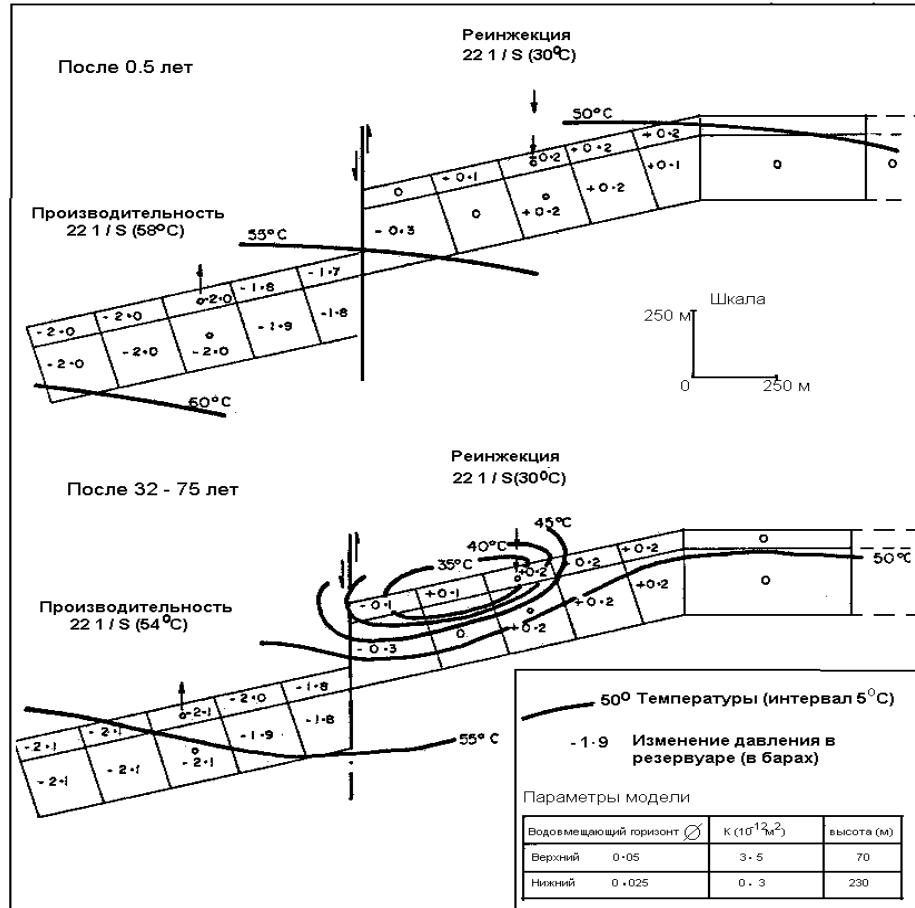


Рис.13 в. Модель резервуара Пекинского водоносного горизонта в фундаменте; диаграммы показывают изменения давлений и температур для схемы, где водоносный горизонт смещён разломом между скважинами, продуктивными и реинжекционными (Hochstein, 1988).

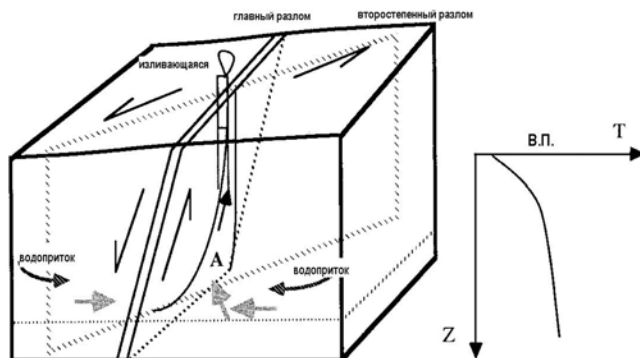
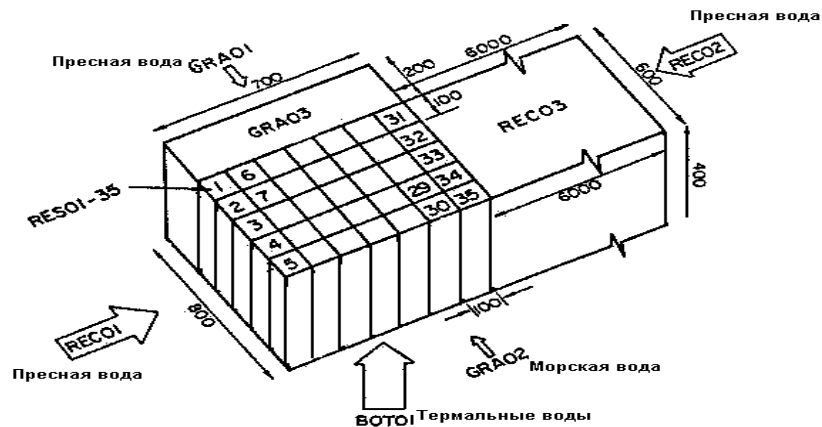


Рис.14 Схематическая модель низко-температурной системы с тёплым источником; первичный резервуар (А) ограничен пересечением двух трещинных зон. Упрощённый профиль T-Z для идеализированной скважины, расположенной в первичном резервуаре (Hochstein, 1988).

Хорошо подобранная модель, объясняющая наблюдаемые изменения давления и температуры показаны на рисунке 15.

Недавно была разработана модель естественного состояния, которая также учитывает глубинную естественную инфильтрацию вод и горизонтальный энергопоток в верхней коре. Обе модели показывают, что система Вайвера может эксплуатироваться со скоростью продуцирования около 15 кг/с, которая ограничит падение температуры до 0.15°C в /год.



Начальные условия

Номер блока	Давление Па	Температура (°C)	Предполагаемый тип вод
ATM01	1.0E05	15	Пресная вода
RECO1	20.6E05	20	Пресная вода
RECO2	20.6E05	20	Пресная вода
RECO3	20.6E05	30	Пресная вода
GRAO1	20.6E05	20	Пресная вода
GRAO2	20.6E05	30	Морская вода
GRAO3	20.6E05	30	Пресная вода
RESO1-35	20.6E05	50	Смешанные воды
VOTO1	61.0E05	65	Термальные воды

Структура проницаемости

Блок	Проницаемость (м ²)		
	X-ось	Y-ось	Z-ось
RES	1.5E-12	2.5E-12	3.0E-12
REC	150.0E-15	400.0E-15	500.0E-15
GRA	10.0E-15	10.0E-15	1.0E-15
VOT	30.0E-14	30.0E-14	30.0E-14

Рис.15. Модель резервуара тёплого источника Вайвера (Н. Зеландия). Модель показывает структуру верхнего резервуара до 400 м глубины; незначительный растёк происходит по главному разлому (y-ось). Многочисленные эксплуатационные скважины располагаются в блоках RES 1 до 25 (Alvarez, 1986).

3.6.3 Низкотемпературная система трещинных зон (Фууджоу, Китай)

Термы систем трещинных зон поднимаются по большому сегменту глубоких, узких крутопадающих зон трещиноватости, которые представляют первичный резервуар. Если трещинная зона перекрывается проницаемыми осадочными образованиями, то может возникнуть вторичный резервуар (рис.16). Была построена модель естественного состояния для 6 километровой системы трещинных зон Фууджоу (средняя ширина трещинной зоны около 100м), описанная Huang, Goff (1986).

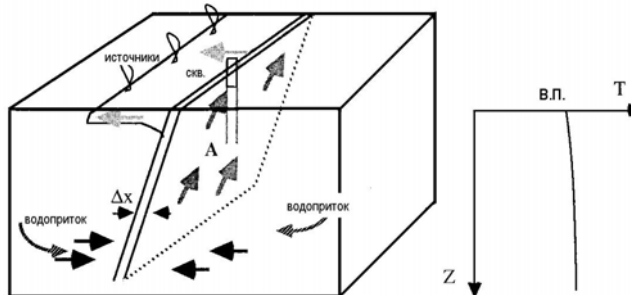


Рис.16. Схематическая модель низкотемпературной системы единой трещинной зоны; трещинная зона с восходящими гидротермами представляет первичный резервуар А.

В Фууджоу гидротермы (до 90⁰С) извлекались, начиная с 1965 г., многочисленными насосными станциями из трещинного резервуара с постоянным увеличением скорости, достигшей ~ 150 кг/с в 1982г. Кроме того, по меньшей мере, до 50 кг/с извлекалось из неглубокого вторичного резервуара. Падение давления (до 3 бар)

привело к ограничению общей продукции 125 кг/с в 1984, но давление в результате продолжало падать.

Для модели естественного состояния естественные кондуктивные теплопотери, температуры, давление в первичном и вторичном резервуарах и хорошо известная геометрия обоих резервуаров использовались для реконструкции модели проницаемости. Испытание модели показали, что падение давлений на ~ 4 бара может ожидать на каждые 80 кг/с, добытых из первичного резервуара, в течение 25 лет. Падение температур будет незначительным, тогда как большие изменения температур определялись для любой продолжительной добычи из вторичного резервуара. Проницаемость трещинной зоны первичного резервуара определялась в $3 \times 10^{-13} \text{ м}^2$, что соответствовало проницаемости, полученной для других систем трещинной зоны, обсуждаемых в этой работе (т.н. Вайвера и Сан Камфаент).

Следовательно, моделирование резервуара Фоуджоу показало, что потенциал его продуктивности фактически ограничен экономической продуктивностью гидротерм. Поставленные погружные насосы с подъёмной мощностью $\sim 50-70$ м показали, что долговременная потенциальная мощность первичного резервуара составляет не более 120 кг/с. Если использовать глубинные погружные насосы, то потенциал может быть увеличен.

3.6.4 Среднетемпературные системы мощных трещинных систем (Сан Камфаент, Таиланд; Янгбайджан, Китай).

Эти системы связаны с проницаемыми мощными глубокими (≥ 5 км глубиной) трещинными зонами или сетью глубоких разломов. При глубокой циркуляции метеорные воды могут достичь довольно высоких температур в районах с аномальным коровым тепловым потоком, каковой обычно находятся в континентальном рифте или в районах с мощными гранитами. Были смоделированы две таких системы: система Сан Камфаент, располагающаяся на довольно ровной местности (рис. 17) и система Янгбайджан, находящаяся на расчленённом рельефе (рис. 18). Обе системы были ошибочно интерпретированы ранее, как системы с горячей водой (высокотемпературные системы).

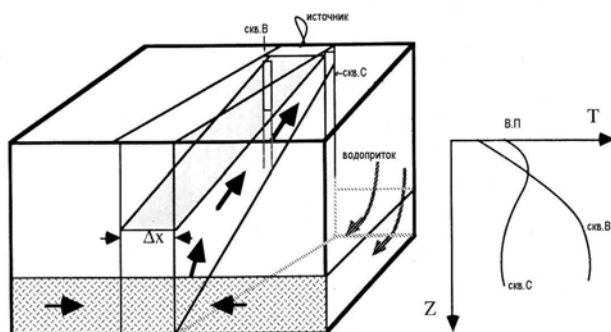


Рис. 17. Модель среднетемпературной системы мощной трещиной зоны со значительным латеральным потоком создана на основе модели Сан Камфаент (Таиланд), (рис.19). Упрощённый профиль T-Z показывает распределение температуры в одной скважине, вскрывшей латеральный поток (св. В) и температурный профиль в кровле латерального потока (св.С).

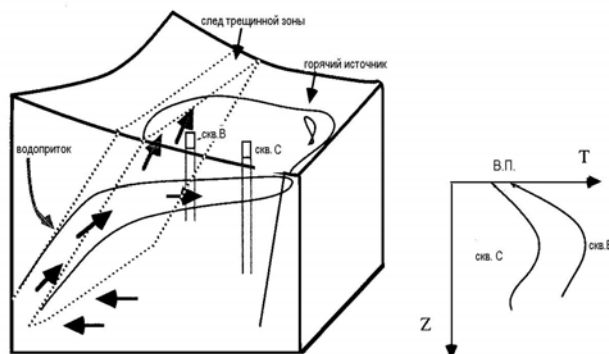


Рис.18. Модель среднетемпературной системы в мощной трещинной зоне, в районе с расчленённым рельефом и с большим горизонтальным растёком (сделано на базе системы Янгбайджан, ссылки в тексте)

Модель естественного состояния системы Сан Камфаенг показана на рисунке 19.

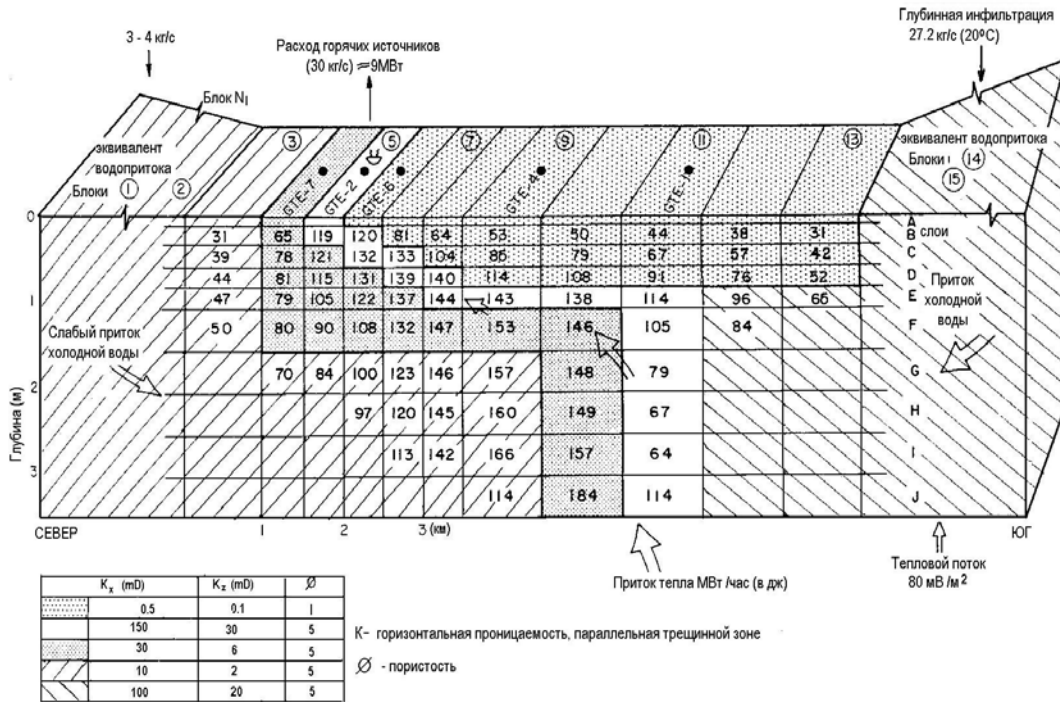


Рис.19. Схематическая модель резервуара Сан Камфаенг в трещинной зоне до 3.5км глубиной. Числа на каждом блоке показывают температуру $^{\circ}\text{C}$, спрогнозированную по модели естественного состояния в центре каждого блока (Hochstein,1988).

Модель воспроизводит наблюдаемые общие теплотери (15 МВт) и наблюдаемые температуры (Рис.20), вскрытые многочисленными 500 метровыми разведочными скважинами, пробуренными в 1.5 километровой (по ширине) трещинной зоне и глубокой скважиной (1230 м).

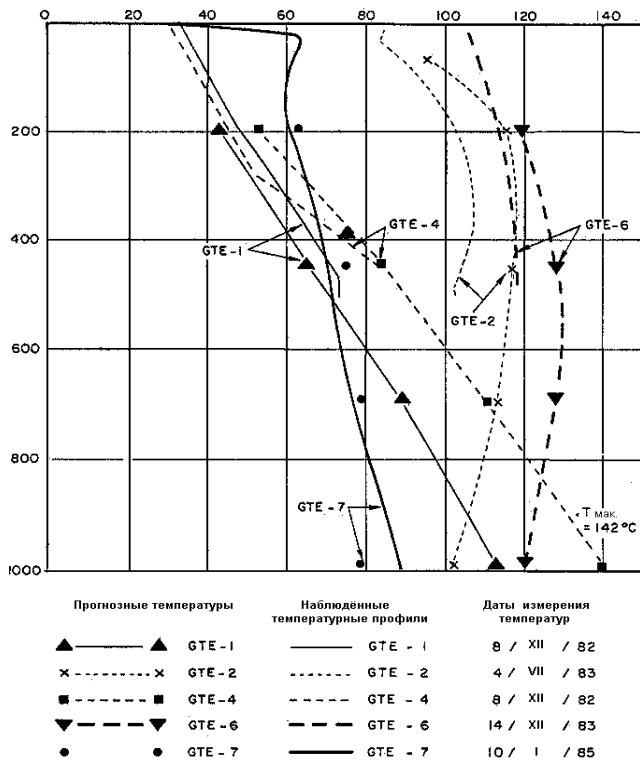


Рис 20. Наблюдённые и прогнозные температуры в разведочных скважинах Сан Камфаенг; прогнозные температуры взяты из модели на рисунке. 19 (Hochstein, 1988).

Модель демонстрирует почти вертикальный восходящий поток горячей воды в трещинной зоне и глубинный питающий канал. Температуры в глубинной части наклонного восходящего потока близки к равновесным К-Mg температурам, приведённым в таблице 7В. При самоизливе и давлении на оголовке 2 бара производительность скважин составляет около 30 кг/с. Она достаточна для работы ГеоТЭС в течение ≥ 30 лет. Общая производительность может быть увеличена до 120 кг/с, с понижением уровня откачки гидротерм, примерно, на 100 м, уменьшения давления на 10 бар. В настоящей разведочной модели, однако, используется идея вертикального потока, который дренирует предполагаемую горячеводную систему, расположенную под кипящим источником и в которую предполагается глубокое бурение.

В Янгбайджане доступен только вторичный резервуар (растёк во флювиогляциальных долинных отложениях). Доступная для эксплуатации часть растёка имеет площадь 1.5 x 4 км и водоносный пласт мощностью ~ 200 м (средняя температура $\sim 155^{\circ}\text{C}$). Концептуальная модель для структуры растёка системы Янгбайджан была предложена Capetti, Wu Fagzhi (1985). Предполагаемый первичный резервуар в пределах трещинной зоны, на контакте с гранитом, располагается в районе со сложным рельефом, что не позволяет его разбуривать. Модель, по существу, представляет модель резервуара в его естественном состоянии, геометрия которого хорошо выстраивается по существующим скважинам и разведочной модели. Кратковременная (1 год) реакция давления на извлечение гидротерм для трёх небольших (3 МВт) ГеоТЭС использовалась для калибровки структуры проницаемости. Результаты показывают потенциальную продуктивность ~ 300 кг/с в течение 30 лет эксплуатации действующих скважин (общая мощность станции 12 МВт). Из-за больших неопределённостей в опубликованных значениях по естественным тепловым потерям, скорость восходящего потока сохранялась как переменный параметр в первоначальной модели. Наиболее подходящая модель требует скорости естественного потока ~ 100 кг/с. Современная переоценка данных по теплопотерям Янгбайджан показывает скорость естественного восходящего теплопотока ~ 55 кг/с.

3.6.5 Структура растёка в высокотемпературных системах.

Эти вторичные резервуары представляют важные геотермальные ресурсы (Рис.21).

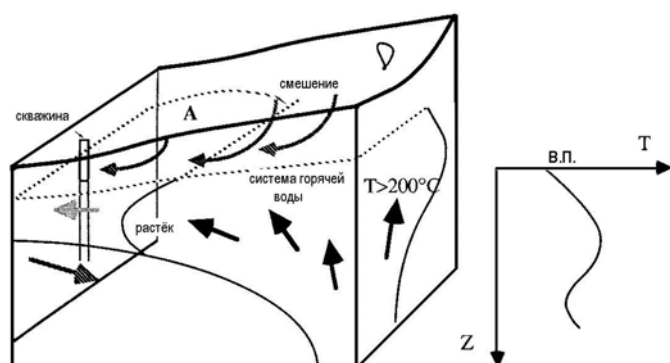


Рис. 21. Схематическая модель структуры растёка высокотемпературной геотермальной системы (Hochstein, 1988).

Примеры структур растёков обсуждались ранее в связи с оценкой резервуаров на базе разведочных моделей. На сегодняшний день модель резервуаров структур растёка имеется только для нескольких систем. Модель естественного состояния небольшого (3-5 км) растёка от резервуара Тонгонан была пересчитана недавно. Однако в дальнейшем необходимо оценивать продуктивный потенциал более крупных структур растёка. Опубликованные данные показывают, что модели естественного состояния могли

строиться для воспроизведения любой структуры растёка. Например, разработка месторождения Янгбайджан показывает, что энергия, запасённая во вторичных резервуарах, может быть использована малыми ГеоТЭС.

Примеры моделей резервуаров высокотемпературных систем не представлены в этом отчёте, поскольку большое их число уже было опубликовано ранее (см. на примере, O'Sullivan, 1985).

3.7 Обсуждение.

В этом разделе показано, что почти все типы геотермальных резервуаров могут быть использованы для строительства малых станций, так как для правильной оценки ранее изученных типов резервуаров применяется исправленная классификация геотермальных систем в виде трёх групп (т.е. низко-, средне- и высокотемпературные).

Различные типы резервуаров характеризуются определённым химическим составом гидротерм, теплопотерями и структурой резервуара. Низко- и среднетемпературные системы показывают большее разнообразие типов резервуаров, чем высокотемпературные системы. Большинство существующих малых ГеоТЭС эксплуатируют низко- и среднетемпературные резервуары.

Оценка геотермальных резервуаров производилась преимущественно методами и критериями, которые разрабатывались для высокотемпературных систем. Разные оценки использовались в связи с возможностью применения их на различной стадии разработки систем и в связи с развитием методов резервуарной оценки высокотемпературных систем.

В 1960-1975 г.г. преобладала оценка резервуаров методами с использованием расчётов потенциалов тепла и энергии, сделанных в конце фазы разведки. Для этого использовалась модель резервуара, выполненная по данным разведочных скважин. В конце 1960х годов предполагаемое латеральное распространение резервуара, как результат геофизических исследований, становится важной частью разведочной модели. Watson, Maunder (1982) показали, что некоторые большие ГеоТЭС были построены на основе расчётов тепла и энергии, накопленных в предполагаемых резервуарах.

Однако продуктивное бурение на многих горячеводных системах показало, что на некоторых полях только определённые части резервуара могли быть охвачены продуктивными скважинами. Было начато использование оценок продуктивности на основе испытаний скважин, тогда как учёные и геологи продолжали использовать оценки энергетического потенциала. Одновременные оценки обоими способами часто не производились.

В середине 1970х годов было установлено, что простирающиеся высокотемпературные резервуары, расположенные на ровной или расчленённой местности, не могло быть определено геофизическими методами с достаточной надёжностью. Кроме того, вторичные резервуары (структуры растёка) выделялись почти такими же геофизическими аномалиями, как первичные резервуары. Результаты оценок накопленного тепла в этих системах вызывали сомнения и оценка продуктивности одиночных скважин в конце фазы разведочного бурения и оценка резервуара стали сферой деятельности инженеров.

В конце 1977/78 г.г. компьютерное моделирование становится распространённым методом. Первые модели горячеводных резервуаров при эксплуатации показали, что для правильной оценки режима высокотемпературных резервуаров при эксплуатации, все части резервуара, содержащие высокотемпературные гидротермы, должны учитываться. Разведочные модели использовались для реконструкции предполагаемого распространения этих резервуаров. После 1982 года метод был распространён на моделирование высокотемпературных систем в их естественном состоянии, что таким образом, привело к синтезу методов учёных-геологов и резервуарных инженеров. Оценка продуктивности резервуаров с использованием компьютерных моделей также показали, что концепция резервуарного потенциала до конца не осмыслена. Потенциал

продуктивности резервуара зависит как от структуры проницаемости, так и от производительных характеристик схем использования. В связи с этим различные потенциалы продуктивности будут получены в зависимости от сценариев использования гидротерм.

Оценки низко- и среднетемпературных резервуаров до недавнего времени не были вовлечены в эти разработки. Откачки производились как в субгоризонтальных водоносных слоях, так и в крутопадающих зонах трещиноватости. Большинство из разведанных среднетемпературных систем первоначально интерпретировалось неправильно с применением методов, используемых в высокотемпературных системах. Если потенциал продуктивности большинства низкотемпературных водоносных горизонтов может быть испытан по опытным откачкам скважин, то низкотемпературные системы в крутопадающих трещинных зонах не могут изучаться подобными методами. Это обусловлено преобладанием трещинной проницаемости и даже небольшие отклонения в определении скоростей гидротерм могут вызывать большие падения давлений в резервуаре трещинной зоны. Большое количество примеров, приведенное в этой разделе, показывает, что потенциал продуктивности всех геотермальных резервуаров может оцениваться компьютерным моделированием. Этот метод может применяться почти во всех низко- и среднетемпературных системах. Моделирование резервуаров, до появления персональных компьютеров было утомительным и длительным процессом. Появление персональных компьютеров резко изменило ситуацию и компьютерное моделирование геотермальных резервуаров становится рутинным делом. Прогресс очевиден.

Хотя компьютерное моделирование даёт общий подход к оценке резервуаров, поскольку оно объединяет другие оценки, разработанные учёными-геологами и инженерами, прогнозная способность ещё ограничена рядом проблем и плохими моделями.

Любая компьютерная модель резервуара зависит от равноценности площадной и объёмной проницаемости, получаемых в поперечных сечениях районов исследований, в которых площадная проницаемость является следствием многих характеристик. Структура проницаемости некоторых частей резервуара не изучается бурением и, следовательно, в самых глубоких скважинах не может быть определена резервуарным моделированием.

Ошибочная разведочная и концептуальные модели резервуаров приводят к плохим вводным моделям. Выше было показано, что плохие разведочные модели дело обычное и эти модели страдают, в основном, двумя типами интерпретационных ошибок:

- ошибочная идентификация типа резервуара, часто обусловленная неправильной оценкой резервуарной температуры по эмпирическим геотермометрам,
- ошибочная интерпретация естественной тепловой разгрузки и геофизических аномалий в пределах скрытых структур растёка, которые также вызывают ошибочную идентификацию типа резервуара.

Разведочные модели среднетемпературных систем особенно чувствительны к таким ошибкам, которые могут также быть во многих разведочных моделях высокотемпературных разведанных систем, расположенных в местах с расчленённым рельефом. Детальное моделирование, основанное на неверных резервуарных моделях, не может избежать этих ошибок. В связи с этим, ещё на стадии поисково-разведочных работ и при рекогносцировочных исследованиях следует, по возможности, детальнее изучать геологическую, гидрогеологическую, гидрохимическую и геотермическую структуры районов с потенциальными геотермальными ресурсами и запасами.

По нашему мнению, определение стратегических направлений системного освоения геотермальных ресурсов малого и тем более такого большого региона, каким является Камчатка, не возможно без общей оценки прогнозных ресурсов. Ярким примером, доказывающим правильность такой постановки проблемы освоения

геотермальных ресурсов, является развитие геотермальной энергетики в Италии. На первом этапе разработки геотермальных ресурсов в Италии на геотермальной системе Лардерелло, где имелись поверхностные термопроявления, были получены запасы геотермального теплоносителя, достаточные для строительства ГеоТЭС мощностью более 200 МВт. Однако в дальнейшем были предприняты чрезвычайные меры по оценке прогнозных геотермальных ресурсов объёмным методом. Эти работы через некоторое время дали положительный результат. В настоящее время наблюдается очевидный прогресс в увеличении энергетических мощностей на базе геотермальных ресурсов скрытых геотермальных систем, которые были выявлены в результате системных исследований, в том числе и объёмного метода оценки геотермальных ресурсов. Опыт итальянских исследований вполне применим к Камчатке.

Южная Тоскана (Италия).

В Центральной и Южной Тоскане находятся все эксплуатируемые в настоящее время геотермальные поля Италии и поэтому они выбраны в качестве полигона для отработки методов оценки геотермальных ресурсов. Их описание приведено в работе П. Маффлера и Р. Каталди “Методы региональной оценки геотермальных ресурсов” (Cataldi et al., 1978). При этом были использованы геологические, гравиметрические, термометрические данные и материалы результатов бурения. Весь регион был разделён на 31 зону и подзоны. Зоны выделялись в соответствии с особенностями геологических структур и геотермического режима. Первые 3 км каждой зоны расчленены на 3 горизонта: 1 – верхний водоупор (неоавтохтонные образования, лигуриды и верхние терригенные части Тосканской серии); 2 – юрские и триасовые породы, слагающие главный водовмещающий комплекс (нижележащие карбонатные горизонты Тосканской серии); 3 – подстилающие триасовые и палеозойские кварциты и филлиты с низкой пористостью. Для каждого горизонта определялась средняя температура и средняя пористость, рассчитывалось запасённое тепло, как в породах, так и в поровых водах. Совокупность этих оценок является доступной геотермальной ресурсной базой средней и южной Тосканы. Тепло, которое может быть извлечено из этих горизонтов с понижением температуры до 60⁰С, без учёта стоимости и экономической эффективности, определяется как ресурсы. Для каждого горизонта рассчитывалось увеличение доступной ресурсной базы за счёт фактора ресурсной возобновляемости. При расчёте ресурсов электрической энергии для горизонтов с температурами более 130⁰С учитывался фактор ресурсной возобновляемости.

Предположительно, для малых объёмов характерно внутриводное испарение, поэтому фактор ресурсного возобновления (R_g) может определяться с учётом взаимосвязи температуры и пористости (по Натенсону) с введением эффективной пористости (\varnothing_e), предпочитая эту величину общей пористости (\varnothing_t). В больших системах, по-видимому, происходит поровая фильтрация (образуется межзерновой поток) и фактор ресурсного возобновления (R_g) составляет 50% при $\varnothing_e = 20\%$ и $R_g = 0\%$ при $\varnothing_e = 0\%$, при этом фактор возобновления не зависит от температуры. Поэтому, любое увеличение эффективной пористости, вызванное трещиноватостью, пропорционально увеличит фактор возобновления.

При расчёте запасов (т.е. экономически выгодных ресурсов) R_g уменьшается с глубиной и колеблется в пределах от 1 на поверхности земли до 0 на 3 км, переходя в фактор резервного возобновления (R_g). Определение глубины, как главного фактора, влияющего на стоимость геотермальной энергии, обусловлено экономической целесообразностью извлечения его на современном уровне.

Применение фактора возобновления при расчёте ресурсов Центральной и Южной Тосканы вызывает определённые трудности.

В течение 1970-х годов итальянское национальное электрическое агентство провело серию геологических, геофизических и геохимических исследований с целью усиления геотермальных работ не только в Тоскане, но также в других районах Италии.

Результаты этих работ позволили выявить перспективные зоны для глубокого бурения и предусмотреть получение информации о запасах термальных вод всего Предаппенинского пояса Тосканы, Лациума и Кампаньи – общая площадь приблизительно 30000 км². Информация, имевшаяся на конец 1973 года, была опубликована в работах Барелли (Barelli et al., 1975, b), Каталди (Cataldi, 1976), Леардини (Leardini, 1977). Начиная с 1975 года, на мировом энергетическом рынке произошли радикальные изменения в структуре и, так называемый “энергетический кризис”, стимулировал появление многих новых идей, исследований, экспериментов в использовании геотермальной энергии. В связи с этим предусматривались меры по разработке геотермальных ресурсов Центральной и Южной Тосканы и их ревизионной оценки.

Первым шагом в 1975 году в соглашении о сотрудничестве между ENEL и администрацией по исследованию и развитию энергетики США (ERDA) было усовершенствование методики оценки геотермальных ресурсов. Задача 3/1 (смотри раздел об итало-американском сотрудничестве) предусматривала создание взаимоприемлемой терминологии и удовлетворительной методики для оценки геотермальных ресурсов.

Вторым шагом в выполнении совместного соглашения ENEL/ERDA было применение разработанной методики к специфическому типу региона. Для этой цели были выбраны геотермальные районы Центральной и Южной Тосканы, по которым имелась полная информация, и поэтому они были идеальным объектом для пробных испытаний разработанной методики.

Для этого было необходимо сделать следующее:

а – разделить изученный район по особенностям геологических структур и геотермального режима;

б – вычислить оценку ресурсной базы до глубины 3 км;

в – рассчитать тепловую энергию, содержащуюся в различных стратиграфических комплексах до глубины 3 км;

г – рассчитать геотермальные ресурсы и запасы в изученном регионе;

д – оценить долю запасов, которая может быть использована для выработки энергии с учётом современной технологии или технологии ближайшего будущего.

Исследования проводились на площади 8661 км², включая всю западную часть Центральной и Южной Тосканы. Изучаемый район был разделён на 26 зон и подзон (рис.22), каждая из которых была поименована. Район, расположенный в 5 зонах, считался отдельно, как Волтера “а” и Лардерелло “а”, в сумме составляя 31 зону (рис.22, табл.8). Он подстилался главным резервуаром гидротерм с температурой более 195-200⁰С. Границей района служили видимые геологические и геофизические особенности.

Географически, северная граница совпадает с направлением нижней части реки Арно, которая отделяет северную часть Тосканы от центральной и южной. Южная граница, располагается почти вдоль границы между Тосканией Латиумом. Регион включает холмы Металлифера, которые протягиваются в восточном направлении почти до его восточной границы.

Геологически изучаемый район представляет собой большую структуру до верхнемиоценовых терригенных образований, сложенных осадочными породами позднемиоценового и более молодого возраста. Восточная граница совпадает с региональной, грабено - подобной структурной депрессией, которая отделяет Холмы Металлифера от Монти Дель Кьянти – Монте Четона Ридже на востоке (рис.23). При выборе этого района для пробных испытаний разработанной методики оценки геотермальных ресурсов авторы полностью осознавали, что многие параметры носят субъективный характер. Предполагается, что эта разработка носит частный характер и возможно дальнейшее её совершенствование.

Морфология региона характеризуется тремя типами рельефа: равнины, пологие холмы и низкие горы. Главными равнинами являются прибрежные районы Пиза-Ливорно, Чечина, Пьембино и Гроссето, образованные отложениями рек Арно, Чечина, Корния,

Омброни и Албенья и морскими прибрежными осадками. Внутри региона более или менее выровненные зоны имеют меньшие размеры и представляют собой флювио-озёрные бассейны четвертичного возраста. Преобладающими морфологическими структурами во всём регионе являются пологие холмы, средние высоты которых составляют 500 м. Эти холмы сложены глинами и сланцами.

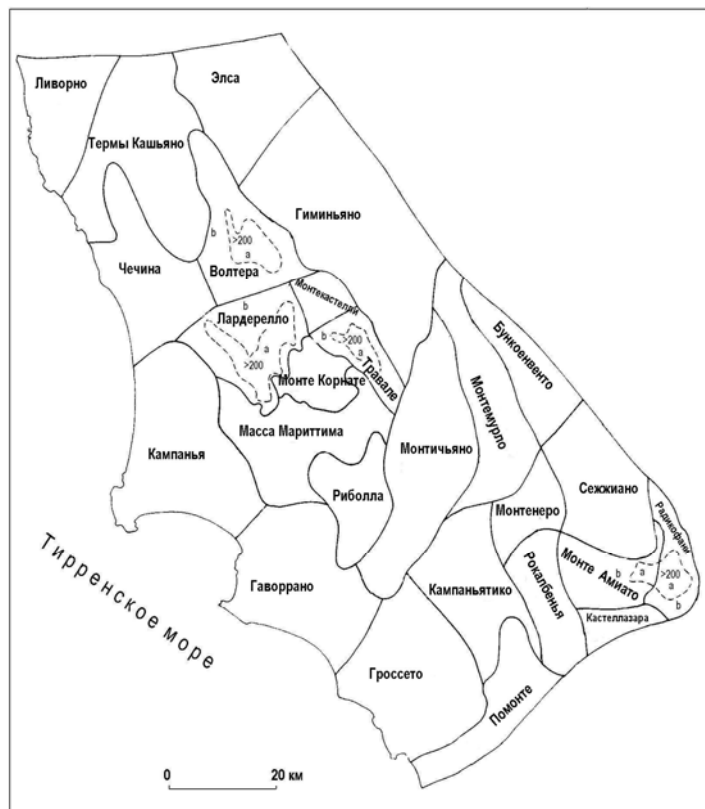


Рис. 22 Карта зон, используемых для расчёта геотермальных ресурсов Центральной и Южной Тосканы (Cataldi et al., 1978).

Наконец, во внутренних частях изучаемого региона имеется несколько низких гор с высотами 700-1200 м (Монтаньола Сенезе, Корнате ди Джерфалко т.д.). Обычно, они сложены карбонатами или песчаниками. Самая высокая морфоструктура региона Монте Амиата (1738 м), верхние 700-800 метров которой сложены вулканогенными образованиями.

Климат в этой части Аппенинского полуострова средиземноморский со среднегодовыми температурами 10-15⁰С. Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 1000мм с осенним и весенним максимумами. Наибольшее количество атмосферных осадков характерно для Монте Амиаты (1300мм/год). Как температуры, так и выпадение осадков тесно связано с морфологией региона.

Гидрологическая сеть распределяется вдоль главных структур региона по направлениям речных долин (СЗ-ЮВ) или на ЮЗ. В центральной части района Монте Амиата гидрологическая сеть распределяется по радиальным направлениям.

Геологическая структура этого региона показана на схематической геологической карте и на разрезах (рис. 23). Здесь мы коротко остановимся на магматическом плио-четвертичном комплексе.

После позднеальпийской фазы орогенеза (верхний миоцен) для изучаемого района характерно внедрение магматических расплавов корового происхождения, которые сформировали интрузии и экструзии Тосканской магматической провинции. За исключением гранодиоритов горы Каппане (Эльба), все интрузии имеют гранитный состав. Их возраст уменьшается с запада (г. Капанне -7 млн. лет) на восток (Роккастрада – 2.6 млн. лет). Очевидно, проявление контактового метасоматоза в самой глубокой части разреза, вскрытого скважиной “Серраццано Спериментале” в Ладерелло, связано с

внедрением этих интрузий. Явление контактового метаморфизма отмечено в Ниччетта и Боккеджаньо, где гранитные порфиры, имеющие возраст 2.3 млн. лет были вскрыты шахтой. Вероятно, интрузия имеет место под Монте Амиатой, так как в продуктах этого вулкана найдены ксенолиты коровых анатектоидных магм. Вулканиды изучаемого района обычно имеют состав от фемических латитов до риолитов и их возраст колеблется от 4.7 млн. лет в Сан Винченцо до 0.43 млн. лет на Монте Амиате.

Отмечены также проявления экстрезивных и субвулканических основных пород: лампрофиры (Оргатико-Монте-Катини – 4.1 млн. лет), трахибазальты (Радикофани – 0.97 млн. лет). Происхождение этих пород не ясное, но, вероятно, коровое.

При детальном изучении этих районов отмечается, что северо-восточные (антиаппенинские) структуры также играют важную роль в истории развития, что и северо-западные структуры. Локализация геотермальных районов зависит, главным образом, от наличия посторогенных структур растяжения. Особенно перспективны зоны пересечения этих региональных структур.

Таблица 8

Основные данные, используемые в оценке ресурсов

Зона	Р км ²	l	Верхний водоупор							Гл. водовмещающий комплекс						
			Zc	Vc	Tc	Øtc	Øec	ρc	Cc	ZR	VR	TR	ØTR	ØeR	ρR	CR
Ливорно	275	70	1.050	288.8	45	25	2.4	2.3	0.22	0.250	68.7	61	10	4.-	2.6	0.2
Кашьяна Т.	599	150	1.050	629.-	42	22	0.6	2.4	“	0.300	179.7	75	10	4.-	2.6	“
Элса	413	60	1.500	619.5	47	20	0.4	2.2	“	0.300	123.9	66	9	3.5	2.6	“
Чечина	381	100	1.650	704.9	63	16	0.7	2.3	“	0.300	114.3	117	9	3.5	2.6	“
Волтерра а б	62	110	2.050	127.1	115	20	1.3	2.2	“	0.300	16.6	222	9	3.5	2.6	“
	2В3	200	1.900	499.7	60	20	1.5	2.3	“	0.300	76.9	152	9	3.5	2.6	“
Джиминьяно	868	260	0.650	754.8	39	25	1.7	2.4	“	0.300	266.4	66	12	4.-	2.6	“
Кампилья	622	110	0.600	373.2	36	27	5.-	2.4	“	0.500	311.-	65	12	4.-	2.6	“
Лардере- лло а б	119,	330	0.650	101.2	122	28	1.2	2.5	“	0.300	35.7	235	12	5.-	2.7	“
	167	330	1.150	215.-	76	23	3.1	2.4	“	0.300	56.1	150	12	5.-	2.6	“
Монтикасте- ли	77	260	1.150	86.6	67	16	2.1	2.4	“	0.300	23.1	126	12	4.-	2.6	“
Травале а б	30	400	1.850	55.5	110	20	0.6	2.3	“	0.300	9.-	213	12	4.-	2.6	“
	99	390	1.300	126.7	55	21	0.5	2.4	“	0.300	29.7	112	10	4.-	2.6	“
Корнате	126	460	0.100	12.6	20	27	5.-	2.5	“	0.500	63.-	37	12	4.5	2.6	“
Масса	410	330	0.300	123.-	30	26	0.1	2.4	“	0.300	123.-	45	14	5.-	2.6	“
Гаворанно	545	90	0.250	136.3	26	15	6.1	2.4	“	0.300	163.5	47	11	4.-	2.5	“
Риболла	195	160	0.650	165.7	50	22	0.6	2.3	“	0.300	56.5	93	10	4.-	2.6	“
Монтечьяно	550	250	0.300	165.-	20	30	0.4	2.4	“	0.300	165.-	33	6	2.-	2.7	“
Монтемурло	355	240	0.800	264.-	57	20	3.4	2.3	“	0.300	106.5	107	10	4.-	2.6	“
Бунковенто	217	200	1.400	303.6	76	20	0.6	2.3	“	0.300	65.1	150	10	4.-	2.6	“
Гроссето	544	110	0.350	190.4	32	16	7.4	2.4	“	0.300	163.2	57	11	4.-	2.6	“
Кампаньятик	355	160	0.750	266.3	39.	19	4.6	2.4	“	0.250	66.7	70	10	4.-	2.6	“
Монтенеро	134	220	1.150	154.1	67	19	0.3	2.3	“	0.300	40.2	126	10	4.-	2.6	“
Сежжиано	364	470	0.650	309.4	46	19	2.-	2.5	“	0.300	109.2	93	9	4.-	2.6	“
Помонте	253	200	0.650	164.5	35	26	3.6	2.3	“	0.300	75.9	63	9	4.-	2.6	“
Рокалбенья	213	530	0.550	117.2	31	22	1.-	2.4	“	0.350	74.5	59	10	4.-	2.6	“
Амиата а б	21	600	0.600	12.6	106	25	0.5	2.4	“	0.300	6.3	197	12	4.-	2.7	“
	160	700	0.600	126.-	72	23	1.2	2.4	“	0.300	46.-	137	12	4.-	2.6	“
Радико- фани а б	46	360	2.100	96.6	113	16	0.6	2.3	“	0.300	13.6	219	9	3.5	2.6	“
	66	470	2.000	176.-	61	16	0.6	2.3	“	0.300	26.4	155	9	3.5	2.6	“
Гастеллазара	70	610	0.650	45.5	30	19	1.2	2.4	“	0.350	24.5	60	10	4.5	2.6	“

Продолжение таблицы 8

Зоны	Фундамент						
	Z _в	V _в	T _в	Ø _{тв}	Ø _{ев}	ρ _в	C _в
Ливорно	1.700	467.5	130	2.4	0.75	2.7	0.21
Кашьяна	1.650	968.3	124	2.4	0.75	“	“
Элса	1.200	495.6	153	2.4	0.75	“	“
Чечина	0.650	323.6	156	2.3	0.75	“	“
Волтерра	а	0.650	40.3	254	2.3	0.75	“
	б	0.600	210.4	191	2.3	0.75	“
Джиминьяно	1.650	1,642.8	124	2.4	0.75	“	“
Кампилья	1.900	1,161.8	120	2.4	0.75	“	”
Лардерелло	а	1.650	220.1	303	2.9	0.90	“
	б	1.550	269.9	216	2.6	0.65	“
Монтикастели	1.550	113.3	193	2.4	0.75	“	”
Травале	а	0.650	25.5	263	2.6	0.65	“
	б	1.400	136.6	155	2.5	0.60	“
Корнате	2.400	302.4	104	2.4	0.75	“	“
Масса	2.400	984.-	115	2.4	0.75	“	“
Гаворанно	2.450	1,335.2	116	2.4	0.75	“	“
Риболла	1.650	360.6	170	2.4	0.75	“	“
Монтчьяно	2.400	1,320.-	102	2.6	0.65	“	.
Монтемурло	1.900	674.5	167	2.4	0.75	“	“
Бунковенто	1.300	282.1	217	2.3	0.75	“	“
Гроссето	2.350	1,276.4	123	2.4	0.75	“	“
Кампаньятико	2.000	710.-	126	2.4	0.75	“	“
Монтенеро	1.550	207.7	192	2.4	0.75	“	“
Сежжиано	1.650	673.4	171	2.4	0.75	“	“
Помонте	2.050	516.6	122	2.4	0.75	“	“
Рокалбенья	2.100	447.3	120	2.4	0.75	“	“
Амиата	а	2.100	44.1	284	2.5	0.60	“
	б	1.900	304.-	217	2.4	0.75	“
Радикофани	а	0.600	27.6	250	2.4	0.75	“
	б	0.700	61.6	190	2.4	0.75	“
Гастеллазара	2.000	140.-	120	2.4	0.75	“	“

Примечание: 1 – Превышение в м; Z- средняя мощность (км); V – объём (км³); T- температура (°C); Ø_т –общая пористость (%); Ø_е – эффективная пористость (%); ρ - плотность пород (%); C – средняя удельная теплоёмкость (кал/л.°C) (Cataldi et al., 1978).

Изолинии на рисунке 24 показывают распространение кровли главного водовмещающего комплекса (резервуара), который подстилает непроницаемые вышележащие формации (первичный флиш лигуриан и неавтохтонные образования). Эта карта составлена по результатам гидрогеологических исследований скважин, дополненных данными стратиграфических съёмок, тектонических особенностей, региональными гравиметрическими работами, локальными электроразведочными и сейсмическими исследованиями.

Достоверность этих материалов не равноценна для различных участков региона и зависит от количества и качества имеющейся информации. Наиболее достоверные материалы получены с помощью буровых работ для геотермальных районов Лардерелло, Травале, Монте Амиата и для районов, где проводятся горнодобывающие работы на минеральное сырьё (Вал д'Эра, низовья долин Арно, Холмы Металлифера).

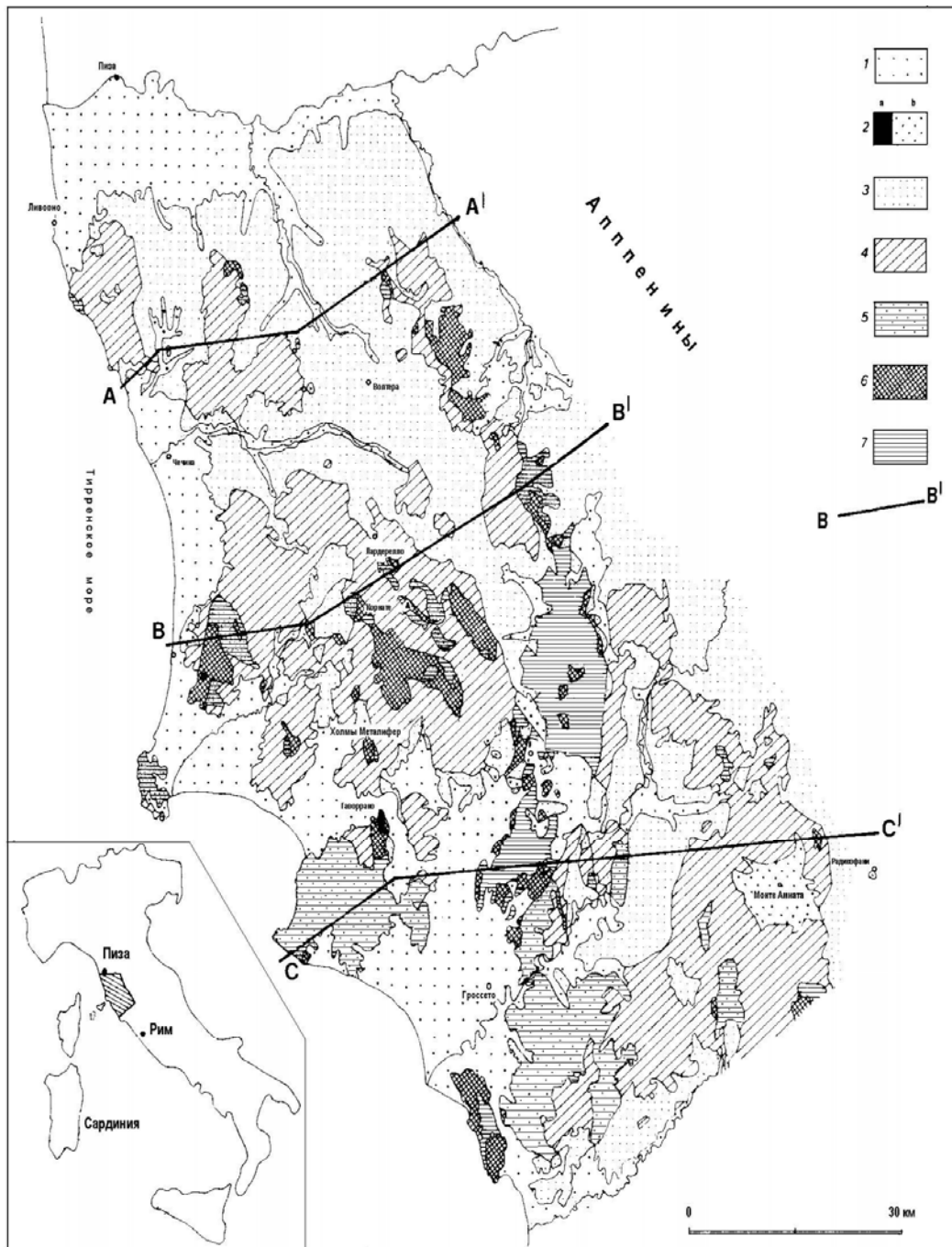


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Центральной и Южной Тосканы. 1 – Аллювий и морские отложения (голоцен); 2 – граниты (а) и вулканиты (б): 0.4-5 млн. лет; 3-неоавтохтонные, содержащие морские отложения, в основном глины (плиоцен-нижний плейстоцен) и флювиальные и лагунные отложения (поздний миоцен); 4- Лигуранская серия (верхняя юра - средний миоцен); 5- верхний терригенный комплекс Тосканской серии, включающий песчаники и сланцы (нижний мел-нижний миоцен); 6 – карбонатный комплекс Тосканской серии (верхний триас-юра); 7- базальтовый терригенный (в основном кварциты) комплекс Тосканской серии (средний, верхний триас) и палеозойский фундаменты; А-А', В-В', С-С'- линии поперечных разрезов (Cataldi et al., 1978).



Рис. 24. Карта абсолютных отметок кровли главного резервуара (водо-вмещающего комплекса) Центральной и Южной Тосканы; 1- обнажения гранитов; 2-обнажения карбонатных пород; 3-обнажения базального терригенного комплекса и палеозойского фундамента; 4-изолинии кровли главного резервуара комплекса (в метрах относительно уровня моря; (Cataldi et al., 1978).

В зависимости от местных структурных условий, кровля резервуара может быть сформирована различными стратиграфическими горизонтами. В местах, где Тосканская серия представлена полным разрезом, верхняя его часть состоит из карбонатов юрского возраста Тосканской серии. В ином случае, там, где разрез Тосканской серии неполный за счёт срезания тектоническим надвигом, верхние части резервуара представлены карбонат-эвапоритовыми породами триасового возраста. Наконец, в тектонических поднятиях верхние горизонты водовмещающего комплекса могут представлять собой сильно трещиноватые базальные терригенные образования Тосканской серии.

На рисунке 24 (Cataldi et al., 1978) показано, что морфология кровли водовмещающего комплекса (резервуара) имеют неправильную форму, с большими амплитудами в уровнях между поднятиями и депрессиями. Эта морфология является

результатом позднекайнозойского тектонического расширения, приведшего к образованию грабенов и горстов, ориентированных вдоль главных апеннинских структур (СЗ-ЮВ). Кровля резервуара дополнительно усложняется наложенными горстами и грабенами антиапеннинских складчатых блоков и раннеальпийской складчатостью и сжатием.



Рис. 25. Карта температур у подошвы верхнего водоупора в Центральной и Южной Тоскане: 1- обнажения палеозойского фундамента, базального терригенного и карбонатного комплексов; 2-температурные изолинии. А-А', В-В', С-С' - линии поперечных разрезов (Cataldi et al., 1978).

Распределение температур (Рис.25, 26) в подошве водоупора получено прямыми измерениями температур в глубоких скважинах и путём экстраполяции их при изучении геотермического градиента в мелких скважинах. Как показали исследования для Тоскании характерно линейное распределение температур в водонепроницаемых горизонтах. При интерполяции между соседними точками принимались в расчёт особенности геологического строения. На участках, где отсутствуют скважины, было принято условно градиенты 40°C , 60°C на 1 км, что соответствует среднему геотермическому градиенту в Тоскане в стороне от термоаномалий, совпадающих с главными геотермальными полями.

Аномалии соответствуют не только известным геотермальным районам (Лардерелло, Монте Амиата и Травале), но и другим геотермальным полям. В наиболее важных из них (в Волтерра, Радикофани и восточная часть Травале) температура у основания верхнего водоупора оценивается приблизительно 200°C . Эти аномалии соответствуют структурным понижениям, в которых высокая температура, частично, обусловлена большой глубиной залегания водовмещающего комплекса. Связь между температурой и геологическим строением иллюстрируется поперечным разрезом (Рис.26).

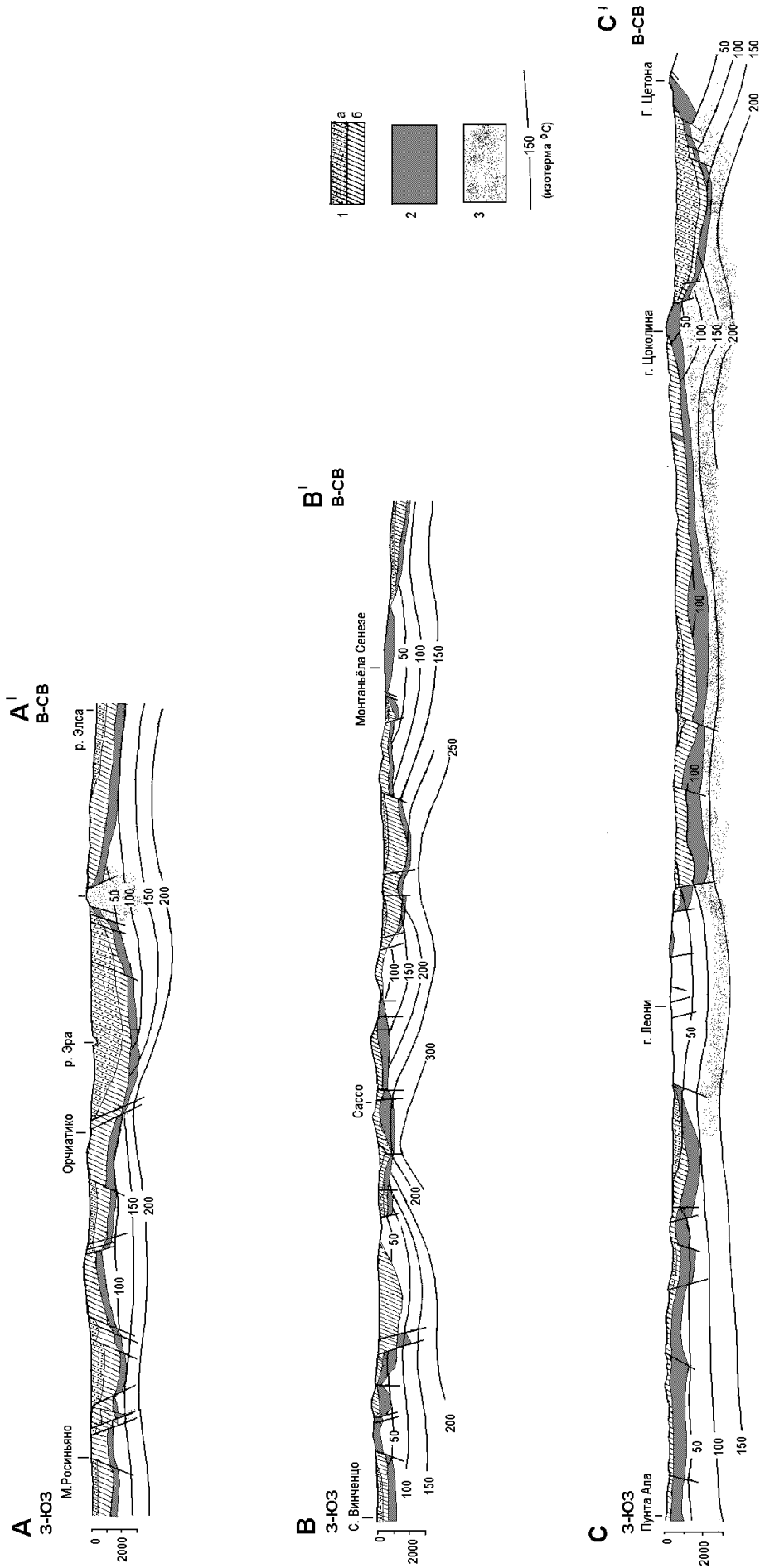


Рис.26. Современные геологические и температурные разрезы. 1. а- неавтохтонные осадки (гл. обр. глина); б-лигурианские серии; 2- главный резервуар (карбонатный комплекс и основная часть терригенного комплекса Тосканской серии, 3- фундамент (сланцы, кварциты, филлиты).

Выбранный метод оценки геотермальных ресурсов Центральной и Южной Тосканы называется “объёмным методом” и описан Маффлером и Каталди (Muffler, Cataldi, 1978). Этот метод требует знания для каждой зоны следующих параметров для верхнего водоупора главного водовмещающего комплекса и фундамента.

Объём (V), средняя температура (T), средняя общая пористость (\emptyset_t), средняя эффективная пористость (\emptyset_e), средняя плотность (ρ), средняя удельная теплоёмкость (C).

Для расчёта нижняя граница глубины принимается равной 3000 м. Данные, использованные в расчёте, приведены в таблице 8.

Результаты оценок запасов геотермальной энергии, полученные объёмным методом, приведены в таблицах 9, 10, 11, для верхнего водоупора главного водовмещающего комплекса (резервуара) и фундамента (Muffler, Cataldi, 1978). В этих таблицах показано, что тепло, содержащееся в поровом флюиде, распределяется так: 33% - в верхнем водоупоре, 18% - в главном водовмещающем комплексе и 4% - в фундаменте. Эти оценки соответствуют уменьшению общей пористости каждого комплекса. Результаты для каждой зоны сведены в таблице 12, из анализа которой видно, что тепловая энергия, содержащаяся в поровом флюиде, составляет примерно 9% от общего количества тепла геотермального района.

Общая достижимая сумма тепловой энергии всего региона составляет 1412×10^{18} кал, или 187,438 тепловых ГИГАВАТТ/в год (GW_{yt}). Заметные различия между оценками, полученными для различных зон, отражают, по всей вероятности, различия поверхности районов. Поэтому, для того чтобы сравнивать количественно концентрацию тепла каждой зоны, оценка ресурсного базиса на единицу площади была рассчитана в таблице 12. Средняя оценка для всего региона составляет $21.6 \text{ GW}_{yt}/\text{км}^2$ (GW_{yt} – гигаватт в год). Оценки для различных зон колеблются в пределах $16,5 \text{ GW}_{yt}/\text{км}^2$ для Монтечьяно и $53,6 \text{ GW}_{yt}/\text{км}^2$ для Лардерелло (а).

При использовании объёмного метода оценки геотермальных ресурсов необходимо учитывать факторы ресурсного возобновления. Возобновлённое тепло обычно определяется путём увеличения оценки ресурсной базы за счёт фактора возобновления (R_g).

Гидрогеологические и термические характеристики различных горизонтов Центральной и Южной Тосканы являются такими только в случаях, где происходит образование геотермального флюида посредством внутрипластового парообразования, т.е. в главных водовмещающих комплексах и фундаментах Ладерелло (а), Травале (а) и Амиата (а). Для этих шести объёмов был введён фактор возобновления, где R_g является функцией эффективной пористости (\emptyset) и температуры (T) (рис.27, Cataldi et al., 1978).

С позиций экономической эффективности и особенностей технологии извлечения тепла, итальянские специалисты считают, что из расчётов нужно исключить запасы тепла, содержащиеся в горизонтах, где средняя температура равна или ниже 60°C .

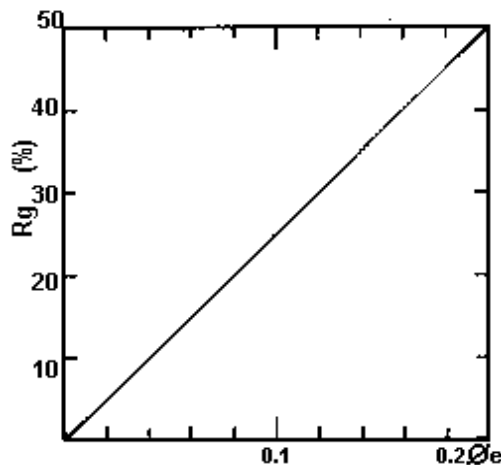


Рис. 27 График вариаций фактора возобновляемости геотермальных ресурсов, в процентах, в зависимости от эффективной пористости (\emptyset_e) для водовмещающего комплекса (резервуара) за счёт механизма порового течения. R_g составляет 50% в резервуаре с идеальной проницаемостью, в котором пористость = 0.2 (Cataldi et al., 1978).

Таблица 9
Доступная ресурсная база в водоупорном горизонте

Зоны	ΔT ($T_c - 15^\circ$) °C	V_c км ³	ϕ_{tc} %	Характеристика пород			Характеристика флюида			Тепловая энергия	
				$V_{Cr} =$ $(V_c) \times (1 - \phi_{tc})$ км ³	ρ_{Cr} г/см ³	c_{Cr} кал/г°C	$V_{CF} =$ $(V_c) \times (\phi_{tc})$ км ³	ρ_{CF} г/см ³	c_{CF} кал/г°C	Порода 10 ¹⁸ кал	Флюид 10 ¹⁸ кал
Ливорно	30	288.8-	25	216.6	2.3	0.22	72.2	0.99	1.-	3.29	2.14
Кашьяна	27	629.-	22	490.6	2.4	"	138.4	1.-	"	6.99	3.74
Элса	32	619.5	20	495.6	2.2	"	123.9	0.99	"	7.68	3.93
Чечина	48	704.9	18	578.-	2.3	"	126.9	0.99	"	14.04	6.03
Волтерра	а	127.1	20	101.7	2.2	"	25.4	0.96	"	4.92	2.44
	б	499.7	20	399.8	2.3	"	99.9	0.98	"	13.15	6.36
Джиминьяно	24	754.8	25	566.1	2.4	"	188.7	1.-	"	7.17	4.53
Кампиля	23	373.2	27	272.4	2.4	"	100.8	1.-	"	3.31	2.32
Лардерелло	а	101.2	28	72.9	2.5	"	28.3	0.95	"	4.29	2.88
	б	215.-	23	165.5	2.4	"	49.5	0.98	"	5.51	3.06
Монтикастелли	52	88.6	16	74.4	2.4	"	14.2	0.99	"	2.04	0.73
Травале	а	55.5	20	44.4	2.3	"	11.1	0.96	"	2.13	1.01
	б	128.7	21	101.7	2.4	"	27.-	0.99	"	2.36	1.18
Корнате	5	12.6	27	9.2	2.5	"	3.4	1.-	"	0.03	0.02
Масса	15	123.-	28	88.6	2.4	"	34.4	1.-	"	0.70	0.52
Гаворрано	13	136.3	15	115.8	2.4	"	20.5	1.-	"	0.80	0.27
Риболла	35	165.7	22	129.2	2.3	"	36.5	0.99	"	2.29	1.27
Монтичьано	5	165.-	30	115.5	2.4	"	49.5	1.-	"	0.32	0.25
Монтемурло	42	284.-	20	227.7	2.3	"	56.8	0.99	"	4.83	2.36
Бунковенто	63	303.8	20	243.-	2.3	"	60.8	0.98	"	7.75	3.75
Гроссето	17	190.4	18	156.1	2.4	"	34.3	1.-	"	1.40	0.58
Кампаньятико	24	266.3	19	215.7	2.4	"	50.6	1.-	"	2.73	1.21
Монтенеро	52	154.1	19	124.8	2.3	"	29.3	0.99	"	3.28	1.51
Сежжиано	33	309.4	19	250.6	2.5	"	58.8	0.99	"	4.55	1.92
Помонте	20	164.5	28	118.4	2.3	"	46.1	1.-	"	1.20	0.92
Рокалбенья	16	117.2	22	91.4	2.4	"	25.8	1.-	"	0.77	0.41
Амиата	а	12.6	25	9.4	2.4	"	3.2	0.96	"	0.46	0.29
	б	128.-	23	98.6	2.4	"	29.4	0.98	"	2.97	1.64
Радикофани	а	96.6	18	79.2	2.3	"	17.4	0.96	"	3.93	1.64
	б	176.-	18	144.3	2.3	"	31.7	0.98	"	4.82	2.05
Гастеллазара	15	45.5	19	35.8	2.4	"	8.5	1.-	"	0.29	0.13
Итого	—	7 437.-	—	5 833.5	—	—	1 603.5	—	—	120.-	61.-

Обозначения как в табл. 8: “г” и “Г” относится породам и флюиду.

Таблица 10
Доступная ресурсная база в главном резервуаре

Зоны	ΔT ($T_R - 15^\circ$)	V_R км ³	\varnothing_{TR} %	Характеристика пород			Характеристика флюида			Тепловая энергия		
	\varnothing °C			$V_{Rr} =$ $(V_R) \times (1 - \varnothing_{TR})$ км ³	ρ_{Rr} г/см ³	c_{Rr} кал/г°C	$V_{Rf} =$ $(V_R) \times (\varnothing_{TR})$ км ³	ρ_{Rf} г/см ³	c_{Rf} кал/г°C	Порода 10 ¹⁸ кал	Флюид 10 ¹⁸ кал	
Ливорно	66	68.7	10	61.8	2.6	0.20	6.9	0.98	1.-	2.12	0.45	
Кашьяна	60	179.7	10	161.7	2.6	"	18.-	0.98	1.-	5.05	1.06	
Элса	71	123.9	9	112.7	2.6	"	11.2	0.97	1.-	4.16	0.77	
Чечина	102	114.3	9	104.-	2.6	"	10.3	0.95	1.-	5.52	1.-	
Волтерра	а	207	18.6	9	16.9	2.6	"	1.7	0.95	1.04	1.82	0.31
	б	137	78.9	9	71.8	2.6	"	7.1	0.92	1.01	5.12	0.90
Джиминьяно	53	266.4	12	234.4	2.6	"	32.-	0.98	1.-	6.46	1.66	
Кампилья	50	311.-	12	273.7	2.6	"	37.3	0.98	1.-	7.12	1.83	
Лардерелло	а	220	35.7	12	31.4	2.7	"	4.3	0.83	1.06	3.73	0.83
	б	135	56.1	12	49.4	2.6	"	6.7	0.92	1.01	3.47	0.84
Монтекастелли	111	23.1	12	20.3	2.6	"	2.8	0.94	1.-	1.17	0.29	
Травале	а	198	9.-	12	7.9	2.6	"	1.1	0.85	1.04	0.81	0.19
	б	97	29.7	10	26.7	2.6	"	3.-	0.95	1.-	1.35	0.28
Корнате	22	63.-	12	35.4	2.6	"	7.6	1.-	1.-	0.63	1.17	
Масса	30	123.-	14	105.8	2.6	"	17.2	1.-	1.-	1.65	0.52	
Гаворрано	32	163.5	11	145.5	2.5	"	18.-	1.-	1.-	2.33	0.58	
Риболла	78	56.5	10	52.6	2.6	"	5.9	0.97	1.-	2.13	0.45	
Монтечьано	18	165.-	8	151.8	2.7	"	13.2	1.-	1.-	1.48	0.24	
Монтемурло	92	106.5	10	95.8	2.6	"	10.7	0.96	1.-	4.58	0.95	
Бунковенто	135	65.1	10	58.6	2.6	"	6.5	0.92	1.01	4.11	0.82	
Гроссето	42	163.2	11	145.2	2.6	"	18.-	0.99	1.-	3.17	0.85	
Кампаньятико	55	88.7	10	79.8	2.6	"	8.9	0.98	1.-	2.28	0.48	
Монтенеро	111	40.2	10	36.2	2.6	"	4.-	0.94	1.-	2.00	0.42	
Сежжиано	78	109.3	9	99.4	2.6	"	9.8	0.97	1.-	4.03	0.74	
Помонте	48	75.9	9	69.1	2.6	"	6.8	0.95	1.-	1.72	0.32	
Рокалбенья	44	74.5	10	67.-	2.6	"	7.5	0.99	1.-	1.53	0.33	
Амиата	а	182	6.3	12	5.5	2.7	"	0.8	0.99	1.03	0.54	0.13
	б	122	48.-	12	42.2	2.6	"	5.8	0.92	1.01	2.68	0.66
Радикофани	а	204	13.8	9	12.6	2.6	"	1.2	0.80	1.05	1.34	0.22
	б	140	26.4	9	24.-	2.6	"	2.4	0.92	1.01	1.75	0.31
Гастелпазара	45	24.5	10	22.-	2.6	"	2.5	0.99	1.-	0.51	0.11	
Итого	-	2730.4	-	2441.2	-	-	289.2	-	-	86.45	18.71	

Обозначения как в табл.7: "г" и "Г" – относится к породам и флюиду.

Таблица 11
Доступная ресурсная база в фундаменте

Зоны	ΔT ($T_B - 15^\circ C$) $^\circ C$	V_B $км^3$	$\phi_{тв}$ %	Характеристика пород			Характеристика флюида			Тепловая энергия		
				$V_{Br} = (V_B) \times (1 - \phi_{тв})$ $км^3$	ρ_{Br} $г/см^3$	c_{Br} $кал/г^\circ C$	$V_{Br} = (V_B) \times (\phi_{тв})$ $км^3$	ρ_{Br} $г/см^3$	c_{Br} $кал/г^\circ C$	Порода 10^{18} кал	Флюид 10^{18} кал	
Ливорно	115	467.5	2.4	456.3	2.7	0.21	11.2	0.94	1.01	29.75	1.22	
Кашьяна	109	988.3	2.4	964.6	"	"	23.7	0.95	1.-	59.62	2.45	
Элса	138	459.6	2.4	448.6	"	"	11.-	0.92	1.01	35.10	1.41	
Чечина	143	323.8	2.3	316.4	"	"	7.4	0.92	1.01	25.65	0.98	
Волтерра	а	239	40.3	2.3	39.4	"	"	0.9	0.81	1.07	5.34	0.19
	б	176	210.4	2.3	205.6	"	"	4.8	0.89	1.02	20.52	0.77
Джиминьяно	109	1.642.8	2.4	1.603.4	"	"	39.4	0.95	1.-	96.37	4.08	
Кампилия	105	1.181.8	2.4	1.153.4	"	"	28.4	0.95	1.-	68.67	2.83	
Лардерелло	а	288	220.1	2.9	213.7	"	"	6.4	0.72	1.15	34.90	1.53
	б	201	289.9	2.6	282.4	"	"	7.5	0.85	1.04	32.18	1.33
Монтекастелли	178	119.3	2.4	116.4	"	"	2.9	0.88	1.02	11.75	0.46	
Травале	а	248	25.5	2.6	24.8	"	"	0.7	0.79	1.08	3.49	0.15
	б	140	138.6	2.5	135.1	"	"	3.5	0.92	1.02	10.72	0.46
Корнате	89	302.4	2.4	295.1	"	"	7.3	0.96	1.-	14.89	0.62	
Масса	100	984.-	2.4	960.4	"	"	23.6	0.95	1.-	54.45	2.24	
Гаворрано	101	1.335.2	2.4	1.303.2	"	"	32.-	0.95	1.-	74.63	3.07	
Риболла	155	360.8	2.4	352.1	"	"	8.7	0.91	1.02	30.94	1.25	
Монтичьяно	87	1.320.-	2.6	1.285.7	"	"	34.3	0.96	1.-	63.42	2.86	
Монтемурло	172	674.5	2.4	658.3	"	"	16.2	0.89	1.02	64.20	2.53	
Бунковенто	202	282.1	2.3	275.6	"	"	6.5	0.85	1.04	31.57	1.16	
Гроссето	108	1.278.4	2.4	1.247.7	"	"	30.7	0.95	1.-	76.40	3.15	
Кампаньятико	111	710.-	2.4	693.-	"	"	17.-	0.95	1.-	43.68	1.79	
Монтенеро	177	207.2	2.4	202.7	"	"	5.-	0.88	1.02	20.34	0.79	
Сежзиано	156	673.4	2.4	657.2	"	"	16.2	0.91	1.01	58.13	2.32	
Помонте	107	518.6	2.4	506.2	"	"	12.4	0.95	1.-	30.71	1.26	
Рокалбенья	1.05	447.3	2.4	436.6	"	"	10.7	0.95	1.-	25.99	1.07	
Амиата	а	269	44.1	2.5	43.-	"	"	1.1	0.76	1.11	6.56	0.25
	б	202	304.-	2.4	296.7	"	"	7.3	0.85	1.03	33.98	1.29
Радикофани	а	235	27.6	2.4	26.9	"	"	0.7	0.81	1.06	3.58	0.14
	б	175	61.6	2.4	60.1	"	"	1.5	0.88	1.02	5.96	0.24
Гастеллазара	105	140.-	2.4	136.6	"	"	3.4	0.95	1.-	8.13	0.34	
Итого	-	15 779.6	-	15 397.2	-	-	382.4	-	-	1 081.62	44.95	

Обозначения как в табл. 7: "г" и "Г" – относится к породам и флюиду.

Таблица 12

Общая доступная ресурсная база

Зоны	км ²	Водоупор		Гл. резервуар		Фундамент		Общая		Итого		Доступная ресурсная база на единицу площади		
		Th	En	Th	En	Th	En	Th	En	10 ¹⁸ кал	GWyt*	10 кал/км ²	GWyt*/км ²	
		порода 10 ¹⁸ кал	флюид 10 ¹⁸ кал	порода 10 ¹⁸ кал	флюид 10 ¹⁸ кал	порода 10 ¹⁸ кал	флюид 10 ¹⁸ кал	порода 10 ¹⁸ кал	флюид 10 ¹⁸ кал					
Ливорно	275	3.29	2.14	2.12	0.45	29.75	1.22	35.2	3.8	39.-	5 177	0.14	18.8	
Кашьяна	599	6.99	3.74	5.05	1.06	59.62	2.45	71.7	7.3	79.-	10 476	0.13	17.5	
Элса	413	7.68	3.93	4.16	0.77	35.10	1.41	46.9	6.1	53.-	7 035	0.13	17.-	
Чечина	381	14.04	6.03	5.52	1.-	25.65	0.98	45.2	8.-	53.2	7 062	0.14	18.5	
Волтера	а	62	4.92	2.44	1.82	0.31	5.34	0.19	12.-	2.9	14.9	1 978	0.24	31.9
	б	263	13.15	6.36	5.12	0.90	20.52	0.77	38.8	8.-	46.8	6 212	0.18	23.6
Джиминьяно	888	7.17	4.53	6.46	1.66	96.37	4.08	110.-	10.3	120.3	15 968	0.14	17.9	
Кампилья	622	3.31	2.32	7.12	1.83	68.67	2.83	79.1	7.1	86.1	1 429	0.14	18.4	
Лардерелло	а	119	4.29	2.88	3.73	0.83	34.90	1.53	42.9	5.2	48.1	6 385	0.40	53.6
	б	187	5.51	3.06	3.47	0.84	32.18	1.33	41.2	5.2	46.4	6 159	0.25	32.9
Монтекастелли	77	2.04	0.73	1.17	0.29	11.75	0.46	15.-	1.5	16.5	2 190	0.21	28.4	
Травале	а	30	2.13	1.01	0.81	0.19	3.49	0.15	6.4	1.4	7.8	1 035	0.26	34.5
	б	99	2.36	1.18	1.35	0.28	10.72	0.46	14.4	1.9	16.3	2 164	0.16	21.8
Корнате	126	0.03	0.02	0.63	0.17	14.89	0.62	15.6	0.8	16.4	2 177	0.13	17.3	
Масса	410	0.70	0.52	1.65	0.52	54.45	2.24	56.8	3.3	60.1	7 977	0.15	19.4	
Гаворрано	545	0.80	0.27	2.33	0.58	74.63	3.07	77.8	3.9	81.7	10 845	0.15	19.9	
Риболла	195	2.29	1.27	2.13	0.45	30.94	1.25	35.4	3.-	38.4	5 097	0.19	26.1	
Монтичьяно	550	0.32	0.25	1.48	0.24	63.42	2.86	65.2	3.3	68.5	9 092	0.12	16.5	
Монтемурло	355	4.83	2.36	4.58	0.95	64.20	2.53	73.6	5.8	79.4	10 539	0.22	29.7	
Бунковенто	217	7.75	3.75	4.11	0.82	31.57	1.16	43.4	5.7	49.1	6 517	0.23	30.-	
Гроссето	544	1.40	0.58	3.17	0.85	76.40	3.15	81.-	4.6	85.6	11 362	0.16	20.8	
Капаньятико	355	2.73	1.21	2.28	0.48	43.68	1.79	48.7	3.5	52.2	6 929	0.15	19.5	
Монтенеро	134	3.28	1.51	2.09	0.42	20.34	0.79	25.7	2.7	28.4	3 770	0.21	28.1	
Сежжиано	364	4.55	1.92	4.03	0.74	58.13	2.32	66.7	5.-	71.7	9 517	0.19	26.1	
Помонте	253	1.20	0.92	1.72	0.32	30.71	1.26	33.6	2.5	36.1	4 792	0.14	18.9	
Рокалбенья	213	0.77	0.41	1.53	0.33	25.99	1.07	28.3	1.8	30.1	3 995	0.14	18.7	
Амиата	а	21	0.46	0.29	0.54	0.13	6.56	0.25	7.6	0.7	8.3	1 102	0.39	52.4
	б	160	2.97	1.64	2.68	0.66	33.98	1.29	39.6	3.6	43.2	5 734	0.27	35.8
Радикофани	а	46	3.93	1.64	1.34	0.22	3.58	0.14	8.9	2.-	10.9	1 447	0.24	31.4
	б	88	4.82	2.05	1.75	0.31	5.96	0.24	12.5	2.6	15.1	2 004	0.17	22.8
Гастеллазара	70	0.29	0.13	0.51	0.11	8.13	0.34	8.9	0.6	9.5	1 261	0.14	18.-	
Общая	8 661	120.-	61.-	86.45	18.71	1 081.62	44.95	1 288.-	124.-	1 412.-	187 438	(0.16)**	(21.6)	

* GW yt = Гигаватт/в год (тепла) = 10⁹ ватт(тепла)

** Среднее значение для всего региона

В таблице 13 (Cataldi et al., 1978) приведены расчёты ресурсов отдельно для верхнего водоупорного комплекса главного водовмещающего комплекса и фундамента. Общие ресурсы описываемого региона составляют 34806×10^{15} (4640,8 гигаватт в год). Из них 65% приходится на фундамент, 27%-на главный водовмещающий комплекс и только 8% на верхний водоупорный комплекс. Для последнего и большей части геотермальных зон Центральной и Южной Тоскании, характерны температуры, не превышающие 60°C . В связи с этим, эти тепловые ресурсы исключены из ресурсной таблицы.

Общие запасы тепловой энергии, которые могут быть использованы для получения электрической энергии, составляют 12622×10^{15} кал (или 1682,7 гигаватт в год) из которых 72% содержится в водоносном фундаменте и в главном водовмещающем комплексе. Общие запасы тепловой энергии и запасы тепла, которые могут быть использованы для получения электрической энергии, приведены в таблице 14 (Cataldi et al., 1978).

Следуя терминологии, предложенной Маффлером и Каталди, запасы являются частью геотермальных ресурсов, которые могут быть извлечены и экономически выгодны, в сравнении с другими видами энергии (Cataldi et al., 1978; рис.28).

В идеальном случае “запасы” могут быть оценены в результате детальной разведки. Однако для большей части Центральной и Южной Тосканы это сделать невозможно, так как глубокие скважины здесь малочисленны и расположены неравномерно. Тем не менее, очевидно, что “запасы” должны составлять лишь часть ресурсов и расчёт этой величины, хотя бы грубой, необходим для промышленной стратегии.

Стоимость метра бурения растёт быстро с увеличением глубины бурения и поэтому эта величина является контролирующим фактором в оценке экономической эффективности извлечения глубинного тепла. Поэтому итальянские специалисты вводят в расчёты факторы ресурсного возобновления (R_g) и F_d – которые являются функцией глубины главного водовмещающего комплекса. По всей вероятности этот фактор имеет вид эллипса, но в расчётах для геотермальных районов Центральной и Южной Тосканы был принят линейный характер распределения этой величины от глубинности главного водовмещающего комплекса.

В таблице 15 (Cataldi et al., 1978) произведена оценка “запасов”, пересчитанная с введённым фактором R_g для трёх комплексов (верхнего водоупорного, главного водовмещающего и нижнего “фундамента”). Показано, что общие “запасы” описываемого региона составляют 14517×10^{15} кал (или 1936,5 гигаватт в год), из которых 15% приходится на верхний водоупорный комплекс, 37% на главный водовмещающий комплекс и 48% на фундамент.

В таблице 16 приводятся расчёты запасов геотермальных ресурсов, необходимых для производства электрической энергии (Cataldi et al., 1978).

4.0 Оценка геотермальных ресурсов Камчатки.

Как уже отмечалось в предыдущих разделах настоящего отчёта, в середине 50-х годов XX столетия возникла проблема освоения геотермальных ресурсов Камчатки и Курильских островов. На первых этапах проводились сугубо теоретические исследования, базирующиеся, в основном, на взаимосвязи вулканической и гидротермальной деятельности. В связи с этим в качестве концептуальной модели принималась гипотеза ортомагматического происхождения гидротерм. Основополагающая идея этой модели состояла в том, что все гидротермы отделяются непосредственно из магматических расплавов, которые внедрялись в земную кору на разные уровни и образовывали разнообразные по форме и объёму тела (интрузии).

В результате постепенного остывания и закристаллизации равновесные летучие (водяной пар+неконденсируемые газы) выделялись в окружающую среду (вмещающие

породы). По мере удаления от генерирующего магматического тела летучие конденсировались, превращаясь в жидкий раствор, насыщенный различными рудными и не рудными компонентами, который, постепенно охлаждаясь, отлагал различные минеральные комплексы на путях своей миграции к очагам разгрузки. Считалось, что очаги разгрузки гидротерм, отделившихся от малоглубинных (субповерхностных) магматических тел, располагаются на поверхности Земли, образуя поверхностные термопроявления.

Таблица 13

Геотермальные ресурсы

Зоны	Водоупорный горизонт					Главный резервуар					Фундамент					Общие ресурсы		
	Доступная ресурсная база 10^{15} ккал	T_c °C	RgC %	Ресурсы		Доступная ресурсная база 10^{15} ккал	T_r °C	RgC %	Ресурсы		Доступная ресурсная база 10^{15} ккал	T_b °C	RgB %	Ресурсы				
				10^{15} ккал	GWy _t				10^{15} ккал	GWy _t				10^{15} ккал	GWy _t			
Ливорно	5.43	-	6.0	0	0	2.57	81	10.0	257	34.3	30.97	130	2.0	619	82.5	876	116.8	
Кашьяна	10.63	-	1.5	0	0	6.11	75	10.0	611	81.5	62.07	124	2.0	1241	165.5	1852	247.0	
Элса	11.61	-	1.0	0	0	4.93	86	8.5	419	55.9	36.51	153	2.0	730	97.3	1149	153.2	
Чечина	20.07	63	1.5	301	40.1	6.52	117	8.5	554	73.9	26.63	158	2.0	533	71.1	1388	185.1	
Волтерра	а	7.36	115	3.0	221	29.5	2.13	222	8.5	181	24.1	5.53	254	2.0	111	14.8	513	68.4
	б	19.51	80	3.5	683	91.1	6.02	152	8.5	512	68.3	21.29	191	2.0	426	56.8	1621	216.6
Джиминьяно	11.70	-	4.0	0	0	8.12	68	10.0	812	108.3	100.45	124	2.0	2009	267.9	2821	376.2	
Кампилья	5.63	-	12.5	0	0	8.95	65	10.0	895	119.3	71.50	120	2.0	1430	190.7	2325	310.0	
Лардерелло	а	7.17	122	3.0	215	28.7	4.56	235	19.5	889	118.5	36.43	303	2.0	729	97.2	1833	244.4
	б	8.56	78	7.5	642	85.6	4.31	150	12.5	539	71.9	33.51	216	2.0	670	89.3	1851	246.8
Монтекастелли	2.77	67	5.0	139	18.5	1.46	126	10.0	146	19.5	12.21	193	2.0	244	32.5	529	70.5	
Травале	а	3.14	110	1.5	47	6.3	1.0	213	18.0	180	24.0	3.64	263	2.0	73	9.7	300	40.0
	б	3.54	-	1.0	0	0	1.63	112	10.0	163	21.7	11.18	155	2.0	224	29.9	387	51.6
Корнате	0.05	-	12.5	0	0	0.80	-	11.5	0	0	15.51	104	2.0	310	41.3	310	41.3	
Масса	1.22	-	0.5	0	0	2.17	-	12.5	0	0	56.69	115	2.0	1134	151.2	1134	151.2	
Гаворрано	1.07	-	15.5	0	0	2.91	-	10.0	0	0	77.70	116	2.0	1554	207.2	1554	207.2	
Риболла	3.56	-	1.5	0	0	2.58	93	10.0	258	34.4	32.19	170	2.0	644	85.9	902	120.3	
Монтичьяно	0.57	-	1.0	0	0	1.72	-	5.0	0	0	66.28	102	2.0	1326	176.8	1326	176.8	
Монтемурло	7.19	-	8.5	0	0	5.53	107	10.0	553	73.7	66.73	187	2.0	1335	178.0	1888	251.7	
Бунковенто	11.50	78	2.0	230	30.7	4.93	150	10.0	493	65.7	32.73	217	2.0	655	87.3	1378	183.7	
Гроссето	1.98	-	18.5	0	0	4.02	-	10.0	0	0	79.555	123	2.0	1591	212.1	1591	212.1	
Кампаньятико	3.94	-	12.0	0	0	2.76	70	10.0	276	36.8	45.47	126	2.0	909	121.2	1185	158.0	
Монтенеро	4.79	67	0.5	24	3.2	2.51	126	10.0	251	33.5	21.13	192	2.0	423	56.4	698	93.1	
Сежжиано	6.47	-	5.0	0	0	4.77	93	10.0	477	63.6	60.45	171	2.0	1209	161.2	1686	224.6	
Помонте	2.12	-	9.5	0	0	2.05	63	10.0	205	27.3	31.97	122	2.0	639	85.2	844	112.5	
Рокалбенья	1.18	-	2.5	0	0	1.86	-	10.0	0	0	27.06	120	2.0	541	72.1	541	72.1	
Амиата	а	0.75	108	1.0	8	1.1	0.67	197	21.0	141	18.8	6.81	284	2.0	136	18.1	285	38.0
	б	4.61	72	3.0	138	18.4	3.34	137	10.0	334	44.5	35.27	217	2.0	705	94.0	1177	156.9
Радиксофани	а	5.57	113	1.5	84	11.2	1.56	219	8.5	133	17.7	3.72	250	2.0	74	9.9	291	38.8
	б	6.87	81	1.5	103	13.7	2.06	155	8.5	175	23.3	6.20	190	2.0	124	16.5	402	53.5
Гастеллазара	0.42	-	3.0	0	0	0.62	-	11.5	0	0	8.47	1120	2.0	169	22.5	169	22.5	
Итого	181.0	-	-	<u>2835</u>	378.1	105.16	-	-	<u>9454</u>	1260.5	1125.85	-	-	<u>22517</u>	3002.2	<u>34806</u>	4640.6	

Rg - фактор возобновляемости ресурсов (%)

Таблица 14

Общие геотермальные ресурсы

Зоны	Площадь поверхности км ²	Ресурсы				Ресурсы для производства электроэнергии				Ресурсы для других целей				
		Общие		На единицу площади		Общие		На единицу площади		Общие		На единицу площади		
		10 ¹⁵ кал	GW _y t	10 ¹⁵ кал / км ²	GW _y t / км ²	10 ¹⁵ кал	GW _y t	10 ¹⁵ кал / км ²	GW _y t / км ²	10 ¹⁵ кал	GW _y t	10 ¹⁵ кал / км ²	GW _y t / км ²	
Ливорно	275	876	116.8	3.19	0.4	0	0	0	0	876	116.8	3.19	0.4	
Кашьяна	599	1 852	247.0	3.10	0.4	0	0	0	0	1 852	247.0	3.10	0.4	
Элса	413	1 149	153.2	2.78	0.4	730	97.3	1.77	0.2	419	55.9	1.01	0.1	
Чечина	381	1 388	185.1	3.64	0.5	533	71.1	1.40	0.2	855	114.0	2.24	0.3	
Волтерра	а	62	513	68.4	8.27	1.1	292	38.9	4.71	0.6	221	29.5	3.56	0.5
	б	263	1 621	216.2	6.16	0.8	938	125.1	3.57	0.5	683	91.1	2.60	0.3
Джиминьяно	888	2 821	376.2	3.18	0.4	0	0	0	0	821	375.2	3.18	0.4	
Кампилья	622	2 325	310.0	3.74	0.5	0	0	0	0	325	310.0	3.74	0.5	
Лардерелло	а	119	1 833	244.4	15.40	2.1	1 618	215.7	13.60	1.8	215	28.7	1.81	0.2
	б	187	1 851	246.8	9.90	1.3	1 209	161.2	6.47	0.9	642	85.6	3.43	0.5
Монтекастелли	77	529	70.5	6.87	0.9	244	32.5	3.17	0.4	285	38.0	3.70	0.5	
Травале	а	30	300	40.0	10.0	1.3	53	33.7	8.43	1.1	47	66.3	1.57	0.2
	б	99	387	51.6	3.91	0.5	224	29.9	2.26	0.3	163	21.7	1.65	0.2
Корнате	126	310	41.3	2.46	0.3	0	0	0	0	310	41.3	2.46	0.3	
Масса	410	1 134	151.2	2.77	0.4	0	0	0	0	1 134	151.2	2.77	0.4	
Гаворрано	545	1 554	207.2	2.85	0.4	0	0	0	0	1 554	207.2	2.85	0.4	
Риболла	195	902	120.3	4.63	0.6	644	85.9	3.30	0.4	258	34.4	1.32	0.2	
Монтичьяно	550	1 326	176.8	2.41	0.3	0	0	0	0	1 326	176.8	2.41	0.3	
Монтемурло	355	1 888	251.7	5.32	0.7	1 335	178.0	3.76	0.5	553	73.7	1.56	0.2	
Бунковенто	217	1 378	183.7	6.35	0.8	1 148	53.0	5.29	0.7	230	30.7	1.06	0.1	
Гроссето	544	1 591	212.1	2.92	0.4	0	0	0	0	1 581	212.1	2.92	0.4	
Кампаньятико	355	1 185	158.0	3.34	0.4	0	0	0	0	1 185	158.0	3.34	0.4	
Монтенеро	134	698	93.1	5.21	0.7	423	56.4	3.16	0.4	275	36.7	2.05	0.3	
Сежжано	364	1 686	224.8	4.63	0.6	1 209	61.2	3.32	0.4	477	63.3	1.31	0.2	
Помонте	253	844	112.5	3.34	0.4	0	0	0	0	844	112.5	3.34	0.4	
Рокалбенья	213	541	72.1	2.54	0.3	0	0	0	0	541	72.1	2.54	0.3	
Амиата	а	21	285	38.0	13.57	1.8	277	36.9	13.19	1.8	8	1.1	0.38	0.1
	б	160	1 177	156.9	7.36	1.0	1 039	138.5	6.49	0.9	138	18.4	0.86	0.1
Радиофани	а	46	291	38.8	6.33	0.8	207	27.6	4.50	0.6	84	11.2	1.83	0.2
	б	88	402	53.5	4.57	0.6	299	39.8	3.40	0.5	103	13.7	1.17	0.2
Гастеллазара	70	169	22.5	2.41	0.3	0	0	0	0	169	22.5	2.41	0.3	
Итого	8 661	34 806	4 640.8	(4.02) *	(0.5)	12 622.1	682.7	(1.46) *	(0.2)	22 184	2 958.1	(2.56) *	(0.3) *	

GW_yt = гигаватт в год = 10⁹ ватт в год

*- средние значения для всего региона.

Таблица 15

Геотермальные ресурсы

Зоны	Водоупорный горизонт					Главный резервуар					Фундамент					Общие ресурсы		
	Доступная ресурсная база 10 ¹⁵ кал	T _c °C	R̄ _{gC} %	Ресурсы		Доступная ресурсная база 10 ¹⁵ кал	TR C	R̄ _{gR} %	Ресурсы		Доступная ресурсная база 10 ¹⁵ кал	T _v °C	R̄ _{gB} %	Ресурсы				
				10 ¹⁵ кал	GWy _t				10 ¹⁵ кал	GWy _t				10 ¹⁵ кал	GWy _t			
Ливорно	5.43	-	4.9	0	0	2.57	81	6.1	157	20.9	30.97	130	0.6	186	24.8	343	45.7	
Кашьяна	10.63	-	1.2	0	0	6.11	75	6.0	367	48.9	62.07	124	0.5	310	41.3	677	90.2	
Элса	11.61	-	0.8	0	0	4.93	86	3.8	187	24.9	36.51	153	0.4	146	19.5	333	44.4	
Чечина	20.07	63	1.0	201	26.8	6.52	117	2.8	183	24.4	26.63	158	0.3	80	10.7	464	61.9	
Волтерра	а	7.36	115	2.0	147	19.6	2.13	222	2.3	49	6.5	5.53	254	0.2	11	1.5	207	27.6
	б	19.51	80	2.4	468	62.4	6.02	152	2.7	162	21.6	21.29	191	0.3	64	8.5	694	92.5
Джиминьяно	11.70	-	3.4	0	0	8.12	68	6.7	544	72.5	100.45	124	0.6	603	80.4	1 147	152.9	
Кампилья	5.63	-	11.3	0	0	8.95	65	7.2	644	85.9	71.5	120	0.6	429	57.2	1 073	143.1	
Лардерелло	а	7.17	122	2.6	186	24.8	4.56	235	13.1	597	79.6	36.43	303	0.6	219	29.2	1 002	133.6
	б	8.56	78	6.1	522	69.6	4.31	150	7.1	306	40.8	33.51	212	0.5	168	22.4	996	132.8
Монтекастелли	2.77	67	4.1	114	15.2	1.46	126	5.7	83	11.1	12.21	193	0.5	61	8.1	258	34.4	
Травале	а	3.14	110	1.0	31	4.1	1.0	213	6.0	60	8.0	3.64	263	0.3	11	1.5	102	13.6
	б	3.54	-	0.8	0	0	1.63	112	5.2	85	11.3	11.18	155	0.5	56	7.5	141	18.8
Корнате	0.05	-	12.3	0	0	0.80	-	10.1	0	0	15.51	104	0.8	124	16.5	124	16.5	
Масса	1.22	-	0.5	0	0	2.17	-	10.6	0	0	56.69	115	0.8	453	60.4	453	60.4	
Гаворрано	1.07	-	14.9	0	0	2.91	-	8.7	0	0	77.70	116	0.8	622	82.9	622	82.9	
Риболла	3.56	-	1.3	0	0	2.58	93	6.7	173	23.1	32.19	170	0.6	193	25.7	366	48.8	
Монтичьяно	0.57	-	1.0	0	0	1.72	-	4.3	0	0	66.28	102	0.8	530	70.7	530	70.7	
Монтемурло	7.19	-	7.4	0	0	5.53	107	6.8	376	50.1	66.73	187	0.6	400	53.3	776	103.4	
Бунковенто	11.50	78	1.5	172	22.9	4.93	150	4.8	237	31.6	32.73	217	0.4	131	17.5	540	72.0	
Гроссето	1.98	-	17.4	0	0	4.02	-	8.3	0	0	79.55	123	0.8	636	84.8	636	84.8	
Кампаньятико	3.94	-	10.4	0	0	2.76	70	7.1	196	26.1	45.47	126	0.7	318	42.4	514	68.5	
Монтенеро	4.79	67	0.4	19	2.5	2.51	126	5.7	143	19.1	21.13	192	0.5	106	14.1	268	35.7	
Сежжиано	6.47	-	4.3	0	0	4.77	93	6.7	320	42.7	60.45	171	0.6	363	48.4	683	91.1	
Помонте	2.12	-	8.5	0	0	2.05	63	7.3	150	20.0	31.97	122	0.7	224	29.9	374	49.9	
Рокалбенья	1.18	-	2.3	0	0	1.86	-	7.6	0	0	27.06	120	0.7	189	25.2	189	25.2	
Амиата	а	0.75	108	0.9	7	0.9	0.67	197	15.8	106	14.1	6.81	284	0.7	48	6.4	161	21.4
	б	4.61	72	2.6	120	16.0	3.34	137	6.8	227	30.3	35.27	217	0.6	212	28.3	559	74.6
Радикофани	а	5.57	113	1.0	56	7.5	1.56	219	2.1	33	4.4	3.72	250	0.2	7	0.9	96	12.8
	б	6.87	81	1.0	69	9.2	2.06	155	2.4	49	6.5	6.20	190	0.2	12	1.6	130	17.3
Гастеллазара	0.42	-	2.7	0	0	0.62	-	8.3	0	0	8.47	120	0.7	59	7.9	59	7.9	
Итого	181.0	-	-	2 212	281.5	105.16	-	-	5 434	724.4	125.85	-	-	6 971	929.5	4 517	1 935.5	

Rg - фактор возобновляемости запасов (%).

Таблица 16
Геотермальные “запасы” для электрической энергии

Зоны	Водоупорный горизонт					Главный резервуар					Фундамент					Общие ресурсы		
	Доступная ресурсная база	T _c	$\bar{R}_{гс}$	Ресурсы		Доступная ресурсная база	T _c	$\bar{R}_{гс}$	Ресурсы		Доступная ресурсная база	T _в	$\bar{R}_{гв}$	Ресурсы				
				10 ¹⁵ кал	GW _{yt}				10 ¹⁵ кал	GW _{yt}				10 ¹⁵ кал	GW _{yt}	10 ¹⁵ кал	GW _{yt}	
	10 ¹⁵ кал	°C	%	10 ¹⁵ кал	GW _{yt}	10 ¹⁵ кал	°C	%	10 ¹⁵ кал	GW _{yt}	10 ¹⁵ кал	°C	%	10 ¹⁵ кал	GW _{yt}	10 ¹⁵ кал	GW _{yt}	
Ливорно	5.43	-	4.9	0	0	2.57	-	6.1	0	0	39.97	-	0.6	0	0	0	0	
Кашьяна	10.63	-	1.2	0	0	6.11	-	6.0	0	0	62.07	-	0.5	0	0	0	0	
Элса	11.61	-	0.8	0	0	4.93	-	3.8	0	0	36.51	153	0.4	146	19.5	146	19.5	
Чечина	20.07	-	1.0	0	0	6.52	-	2.8	0	0	26.63	158	0.3	80	10.7	80	10.7	
ВолтерраА	а	7.36	-	2.0	0	0	2.13	222	2.3	49	6.5	5.53	254	0.2	11	1.5	60	8.0
	б	19.51	-	2.4	0	0	6.02	152	2.7	163	21.7	21.29	191	0.3	64	8.5	227	30.2
Джиминьяно	11.70	-	3.4	0	0	8.12	-	6.7	0	0	100.45	-	0.6	0	0	0	0	
Кампилья	5.63	-	11.3	0	0	8.95	-	7.2	0	0	71.50	-	0.6	0	0	0	0	
Лардерелло	а	7.17	-	2.6	0	0	4.56	235	13.1	597	79.6	36.43	303	0.6	219	29.2	816	108.8
	б	8.56	-	6.1	0	0	4.31	150	7.1	306	40.8	33.51	216	0.5	168	22.4	474	63.2
Монтикастелли	2.77	-	4.1	0	0	1.46	-	5.7	0	0	12.21	193	0.5	61	8.1	61	8.1	
Травале	а	3.14	-	1.0	0	0	1.0	13	6.0	60	8.0	3.64	263	0.3	11	1.5	71	9.5
	б	3.54	-	0.8	0	0	1.63	-	5.2	0	0	11.18	155	0.5	56	7.5	56	7.5
Корнате	0.05	-	12.3	0	0	0.80	-	10.1	0	0	15.51	-	0.8	0	0	0	0	
Масса	1.22	-	0.5	0	0	2.17	-	10.6	0	0	56.69	-	0.8	0	0	0	0	
Гаворрано	1.07	-	14.9	0	0	2.91	-	8.7	0	0	77.70	-	0.8	0	0	0	0	
Риболла	3.56	-	1.3	0	0	2.58	-	6.7	0	0	32.19	170	0.6	193	25.7	193	25.7	
Монтичьано	0.57	-	1.0	0	0	1.72	-	4.3	0	0	66.28	-	0.8	0	0	0	0	
Монтемурло	7.19	-	7.4	0	0	5.53	-	6.8	0	0	66.73	187	0.6	400	53.3	400	53.3	
Бунковенто	11.50	-	1.5	0	0	4.93	150	4.8	237	31.6	32.73	217	0.4	131	17.5	368	49.1 ¹	
Гроссето	1.98	-	17.4	0	0	4.02	-	8.3	0	0	79.55	-	0.8	0	0	0	0	
Кампаньятико	3.94	-	10.6	0	0	2.76	-	7.1	0	0	45.47	-	0.7	0	0	0	0	
Монтенеро	4.79	-	0.4	0	0	2.51	-	5.7	0	0	21.13	192	0.5	106	14.1	106	14.1	
Сежжиано	6.47	-	4.3	0	0	4.77	-	6.7	0	0	60.45	171	0.6	383	48.4	363	48.4	
Помонте	2.12	-	8.5	0	0	2.05	-	7.3	0	0	31.97	-	0.7	0	0	0	0	
Рокалбенья	1.18	-	2.3	0	0	1.86	-	7.3	0	0	27.5	-	0.7	0	0	0	0	
Амиата	а	0.75	-	0.9	0	0	0.67	179	15.6	106	14.1	6.81	284	0.7	48	6.4	154	20.5
	б	4.61	-	2.6	0	0	3.34	137	6.8	227	30.3	35.27	217	0.6	212	28.3	439	58.6
Радикофани	а	5.51	-	1.0	0	0	1.56	219	2.1	33	4.4	3.72	250	0.2	7	0.9	40	5.3
	б	6.87	-	1.0	0	0	2.06	155	2.4	49	6.5	6.20	190	0.2	12	1.6	61	8.1
Гастеллазара	0.42	-	2.7	0	0	0.62	-	8.3	0	0	8.47	-	0.7	0	0	0	0	
Итого	181.0	-	-	0	0	105.16	-	-	1827	243.5	1125.85	-	-	2288	305.1	4115	548.6	

R_г - фактор возобновляемости запасов (%).

Таким образом, ресурсы таких ортомагматических геотермальных систем определялись объёмами и термодинамическими параметрами предполагаемых магматических тел.

Исследование геотермальных ресурсов на Камчатке и Курильских островах началось с работы комиссии АН СССР, которую возглавил академик М.А. Лаврентьев. В неё входили ведущие специалисты-вулканологи и гидрогеологи. Основываясь на вышеописанной концептуальной модели геотермальных систем, в качестве опытно-промышленного эксперимента были выбраны Паужетские горячие кипящие источники на южной оконечности Камчатки, вблизи Озерновского рыбокомбината. Для него была необходима энергетическая база, мощностью 5 МВт. Исходя из предположений ортомагматической теории происхождения гидротерм, без каких-либо предварительных геологических, геофизических, гидрохимических и геотермических исследований была сформулирована разведочная модель. Следует отметить, что в 1956 году в СССР не было опыта исследования геотермальных ресурсов с теплоносителем высоких параметров. По малочисленным литературным источникам было известно, что такой опыт работы имелся в Италии и в Новой Зеландии, где уже работали ГеоТЭС мощностью примерно в 200 и ~50 МВт, соответственно. Считалось, что в этих странах строительство связано с оборонной промышленностью (в Италии-добыча бора, в Новой Зеландии - дешёвый источник энергии, вырабатываемый ГеоТЭС, предположительно использовался для получения тяжёлой воды для термоядерного оружия). В связи с этим геотермальные исследования считались секретными. Так же по непроверенным данным было известно, что бурение на высокотемпературных геотермальных системах сопровождается выбросами парогидротерм с образованием в местах бурения скважин воронок взрыва, в которые проваливались буровые установки. Таким образом, скудная информация о бурении скважин на геотермальных системах в областях современного вулканизма свидетельствовала о больших ресурсах высокотемпературного теплоносителя и о чрезвычайно опасной технологии её извлечения. Реализацию Паужетского геотермального проекта предполагалось проводить буровыми установками нефтяного ряда и бурением двух 500 метровых скважин. Местом заложения первой из проектируемых скважин была выбрана площадка, где находились кипящие источники, которые предположительно располагались над магматическим очагом. После обработки полученных результатов испытаний пробуренной 800 метровой скважины было установлено, что проектная разведочная модель была ошибочной. Стало очевидно несостоятельность и ортомагматической концептуальной модели Паужетской геотермальной системы. Формирование гидротерм в ней происходит за счёт инфильтрационных вод метеорного происхождения, которые нагреваются магматическим источником тепла, расположенным в осевой части структуры Камбального хребта. Последний же образовался в результате длительной эволюции долгоживущего вулканического центра. Он представляет собой линейный ряд вулканов центрального типа, вытянувшийся вдоль меридионального тектонического шва. Для этих вулканов характерно образование кольцевых структур, резургентных куполов андезитового, дацитового и риолитового составов и пирокластических образований типа спекшихся туфов и пеплово - пемзовых толщ кислого состава.

На основании данных, полученных в результате последующей стадии геолого-разведочных работ, сопровождавшихся уже не только бурением неглубоких колонковых скважин (300-500м), но и гидрохимическими и геофизическими работами, была разработана новая разведочная модель Паужетской геотермальной системы (Белоусов и др., 1976). Согласно этой модели разведываемый участок Паужетской геотермальной системы располагался на окончании северо-западного растёка (наведённого теплового поля), который является частью системы, занимающей структуру Камбального хребта (рис.29, Белоусов и др., 1976). В.М. Сугробов (1976) в своей работе описал характер Паужетского месторождения подземного тепла (северо-западного участка Паужетской гидротермальной системы).

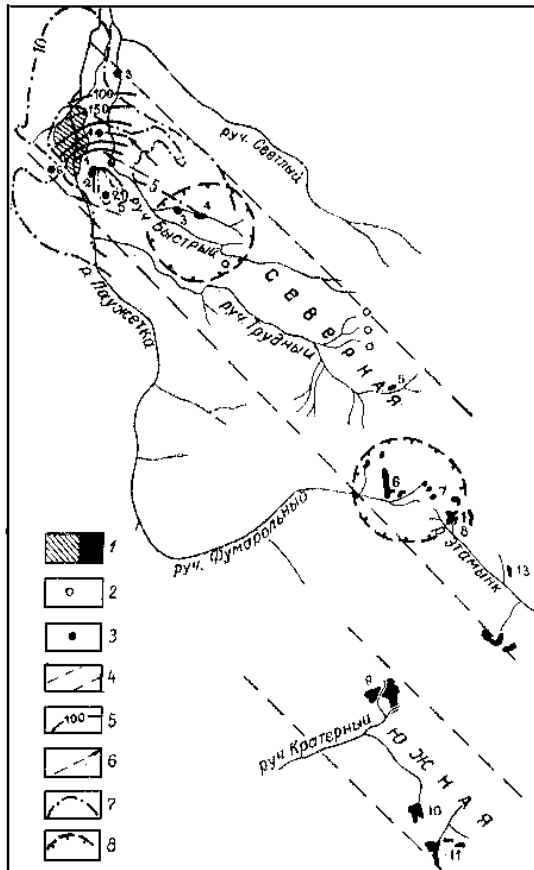


Рис. 29 Термальные поля Паужетской гидротермальной системы (В.М.Сугробов и др., 1976): 1 – термальные поля, оконтуренные по изотерме $+20^{\circ}\text{C}$ на глубине 1м (1 - Паужетское, 2 - Верхнее термальное поле Паужетки, 3 - Тёплая полянка, 4 - Восточно-Паужетское, 5,6,7,8 - поля Северо - Камбальных паровых струй, соответственно I, II, промежуточные и III группы, 9,10,11 - поля Южно-Камбальных паровых струй, соответственно III,II, I группы, 12-13 – Восточно-Камбальное поле I и II); 2 – прочие термопроявления; 3-скважина и её номер на разведанном участке Паужетского месторождения гидротерм; 4 – термальные зоны (1965г.); 5 - геоизотермы ($^{\circ}\text{C}$) в интервале залегания верхнего водоносного комплекса (отметка 200 м) по данным разведочного бурения (1962г.); 6 - направление движения гидротерм до начала эксплуатации (по карте пьезометрической поверхности); 7 - изолинии кажущихся сопротивлений по данным ВЭЗ в омм (по И.М. Зайцеву); 8 - границы предполагаемых участков повышенной проводимости для гидротерм.

В результате проведенных геолого-разведочных работ на Паужетском геотермальном месторождении были установлены запасы, которые определяются: 1 – массой нагретых вод, заключённых в верхней зоне высокотемпературной напорной системы; 2 – теплом, содержащимся в нагретых породах данного участка; 3 – подтоком глубинного флюида в зону снижения пластового давления, образующуюся при интенсивной эксплуатации верхних горизонтов.

4.1 Эксплуатационные запасы Паужетского геотермального месторождения.

В пластовых условиях верхних частей геотермальных систем гидротермы, как правило, в гидродинамическом отношении представляют собой обычные напорные воды. В таком случае количественная оценка их запасов может производиться, как уже отмечалось выше, традиционными способами. Для подземных вод принято выделять естественные ресурсы, естественные и эксплуатационные запасы (геотермальные запасы там же; Muffler, Cataldi, 1978). Эксплуатационные запасы гидротерм подсчитывались на Паужетке преимущественно путём длительных опытных выпусков из скважин при одновременном проведении режимных наблюдений для установления изменений основных параметров скважин.

Использование для расчёта эксплуатационных запасов гидротерм формул не установившегося движения (гидродинамический метод и комбинация гидравлического и гидродинамического методов) было апробировано на примере подсчёта запасов Паужетского месторождения. Опытными работами было установлено, что динамика пароводяных скважин подчиняется основным гидрогеологическим закономерностям.

В.В. Аверьев (1960) показал, что в действующей пароводяной скважине можно определить понижение уровня путём измерения глубины парообразования по данным термометрии и установить зависимость её дебита от понижения. Трудности измерения

температуры в действующей скважине вынудили испытателей первоначально подсчитывать эксплуатационные запасы Паужетского месторождения по суммарному дебиту скважин при опытной эксплуатации.

В течение года опытным путём были определены изменения дебита, давления пара на устье и теплосодержания пароводяной смеси каждой скважины, возникшие при их взаимном влиянии. Дебит почти всех скважин в первые месяцы выпусков резко снизился (в среднем до 15%), а затем стабилизировался (рис.30, Сугробов, 1976). Суммарный дебит в конце опытной эксплуатации был 121 кг/с пароводяной смеси при средней энтальпии 170 ккал/кг. Это соответствовало тепловой мощности 21 тыс. ккал/с. Под влиянием интенсивного отбора высокотемпературных вод произошло снижение пьезометрических уровней в наблюдательных скважинах и к концу выпусков была достигнута почти полная их стабилизация.

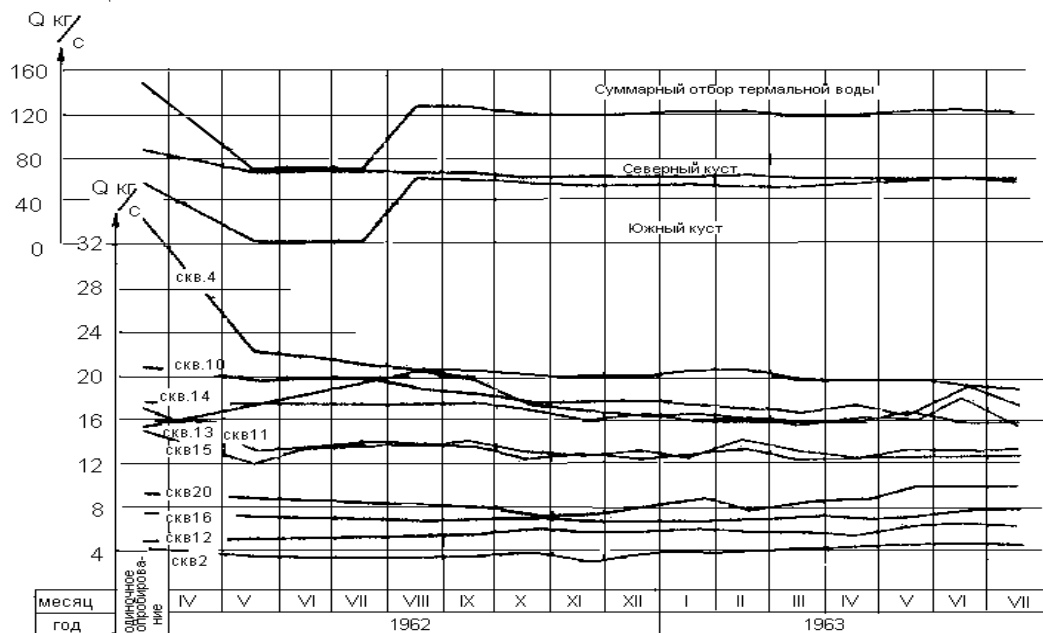


Рис.30 Дебит пароводяных скважин в период опытной эксплуатации.

В ходе опытной эксплуатации оказалось, что пароводяные скважины влияют на водоносный комплекс высокотемпературных гидротерм, создавая понижение пластового давления, а их дебит зависит от понижения уровня. После окончания опытной эксплуатации была прослежена динамика восстановления уровня, как в наблюдательных, так и в закрытых опытных скважинах. Оказалось, что для напорного потока гидротерм при постоянном дебите (Q) устанавливается логарифмическая зависимость между понижением уровня (S) и временем (t), т.е. на графике $S = f(\lg t)$ точка восстановления уровня ложится на прямую линию (рис.31, Сугробов, 1976).

Это свидетельствует о квазистационарном движении гидротерм в зоне водозабора, что, возможно, использовать для расчётов понижения уровня формул неустановившейся фильтрации.

Основные параметры водоносного комплекса в скважинах с постоянным дебитом при неустановившемся движении для неограниченного пласта определялись по преобразованной формуле расчёта понижения уровня (Биндеман, 1963)

$$S = \frac{0.183}{\text{км}} \cdot \lg \frac{2.25at}{r^2}$$

Формула для неограниченного пласта была взята исходя из того, что при большой продолжительности выпусков влияние границ и факторов, действующих в этот период, учитывается в параметрах кривых $S = f(\lg t)$.

Коэффициент водопроницаемости (km) рассчитан по данным графика $S = f(\lg t)$ и вышеуказанной формулы, приведенной к удобному для использования виду: $S=A+Q \lg t$,

$$\text{где } C = \frac{0.183Q}{km}; \quad A = \frac{0.183Q}{km} \cdot \lg \frac{2.2a}{r^2}$$

Коэффициенты водопроницаемости (km) изменялись на участке водозабора от 417 до 930 м²/сут.

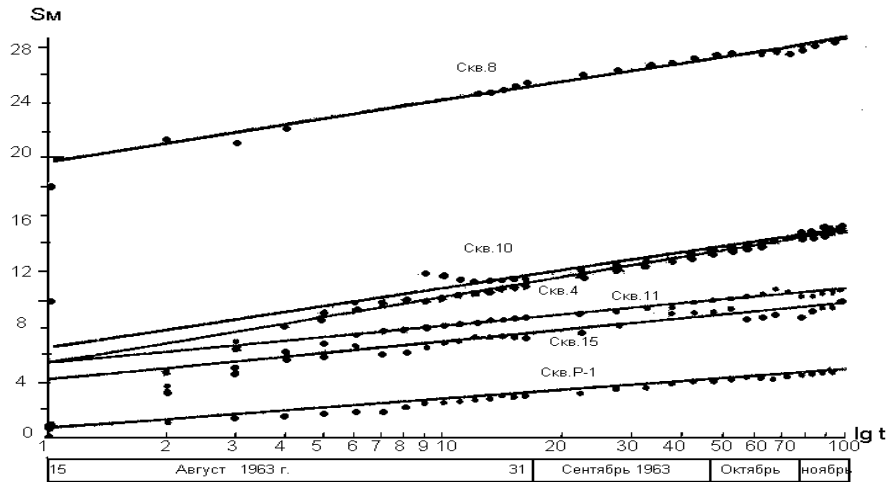


Рис.31 График зависимости понижения уровня (S) от времени (t) по данным опытной эксплуатации.

Если при отборе перегретых подземных вод изменение дебита и понижение уровня подчиняются тем же закономерностям, что и для обычных вод, то их расчётные данные должны совпадать с фактически полученными при опытной эксплуатации.

Коэффициент пьезопроводности (a), определённый по наблюдательной скважине на основе систематических замеров уровня, был равен $50 \cdot 10^8$ м²/сут. и находился из уравнения

$$\lg a = 21 \text{ gr } -0,35 + \frac{A}{C}$$

или с учётом влияния нескольких скважин

$$\lg a = 2 \cdot \frac{\lg r_1 + \alpha \lg r_2 + \alpha \lg r_3 + \dots + \alpha_{n-1} \lg r_n}{1 + \alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_{n-1}} - 0,35 + \frac{A}{C},$$

где r_1 – радиус скважины; r_2, r_3, \dots – удаление скважины, для которой рассчитывается коэффициент пьезопроводности от соответствующих действующих скважин.

Для упрощения расчёта скважины двух южных кустов, расстояние между которыми были более чем в 2 раза меньше расстояния наблюдательной скважины до центров кустов, принимались за одну скважину. Дебит их равнялся сумме дебитов скважин каждого из кустов. Используя полученные параметры пласта, для нескольких скважин были подсчитаны понижения уровня, которые слагались из понижений, вызываемых работой каждой скважины на отдельные моменты опытной эксплуатации. Приводим расчёт общего понижения уровня на конец опытной эксплуатации (таб.17). Дебит каждой скважины и суммарный взяты как средние за период эксплуатации

Из выше приведенных расчётов, очевидно, что для горячеводных (перегретых) геотермальных месторождений можно применять гидродинамические методы расчёта понижений и срезов уровня и, следовательно, рассчитывать эксплуатационные запасы. Наиболее эффективным, учитывая пластово-трещинный характер циркуляции гидротерм, будет использование гидравлического и гидродинамического методов подсчёта запасов.

Таблица 17

Расчёт суммарного понижения уровня в наблюдательно скважине

№ скв.	Km м ² /сут	Q м ³ /сут	2.25at	r ²	$\lg \frac{2.25at}{r^2}$	S, М
4	470	1730	$2,25 \cdot 5 \cdot 10^8 \cdot 465$	75^2	7,965	5.50
10	470	1470	-----"-----	125^2	7,544	4.45
11	470	1120	-----"-----	260^2	7,01	3.15
15	470	1170	-----"-----	150^2	7,385	3.47
2-16	470	1560	$2,25 \cdot 5 \cdot 10^8 \cdot 395$	350^2	6,56	4.05
11-20	470	3630	-----"-----	500^2	6,25	9.05
Итого					29.67	

Почти полная стабилизация дебитов скважин и источников в период опытной эксплуатации обусловлена, предположительно, тем, что депрессия пьезометрической поверхности распространялась до контура постоянного напора (кипящие источники), а также частичным обеспечением работы водозабора за счёт перетекания гидротерм из нижнего водоносного комплекса в верхний эксплуатируемый.

Используя полученные параметры пласта и расчёт понижения уровня в наиболее эксплуатируемой скважине, В.М. Сугробов (1976) установил обеспеченность водозабора Паужетского геотермального месторождения с дебитом 124 кг/с на общепринятый срок оценки его работы 10000 суток (27 лет). Полученные данные показали, что понижение уровня за это время составит 40 м. Аналогичный расчёт, выполненный для водозабора, производительность которого равна сумме дебитов всех скважин, пробуренных на месторождении (210 кг/с пароводяной смеси), показывает, что понижение уровня в самой производительной скважине 4 составит 65% возможного понижения уровня до кровли водоносного комплекса. Водозабор расположен на небольшом удалении от границ пласта (5 км до предполагаемой зоны восходящего потока в осевой части Камбального хребта) и в 0.5 – 1 км от восходящих кипящих источников, поэтому влияние границ практически мгновенно сказывается на режиме отбора гидротерм (при $a=5 \cdot 10^8$ м²/сут) и соответственно отражается на графиках восстановления уровня.

Зная параметры пласта, легко определяется расход потока, т.е. естественные ресурсы, по формуле

$$Q = Bkml,$$

где В – ширина потока высокотемпературных вод (1700 м), взятая по карте на участке месторождения (470 м²/сут); I-градиент напора (0,05);

$$Q=1700 \cdot 470 \cdot 0,05 = 59950 \text{ м}^3/\text{сут}, \text{ или } 460\text{л/}$$

Теплосодержание высокотемпературных терм этого потока на том же этапе разведки принималось В.М. Сугробовым (1976) равным среднему теплосодержанию гидротерм на участке разведанного в 1958-61 г.г. водозабора (170 ккал/кг). Отсюда естественная возобновляемая расчётная тепловая мощность Паужетского геотермального месторождения равнялась 78000 ккал/с. Однако последующая доразведка описываемого потока путём бурения 20 десятков более глубоких скважин (до 1200 м) показала средние теплосодержания 200 и более ккал/кг. Таким образом, приведенные В.М. Сугробовым расчёты естественно возобновляемых запасов парогидротерм северо-западного растёка Паужетской гидротермальной системы представляют минимальную оценку геотермальных ресурсов. Реальная величина тепловой разгрузки этого потока, по-видимому, может быть увеличена процентов на 50, что соответствует > 100000 ккал/с.

Вместе с тем следует учитывать возможность использования тепла, аккумулируемого нагретыми водовмещающими породами. Теоретические расчёты по оценке количества запасённого тепла породами, насыщенными водой и паром, проведённые

Банвеллом (Banwellom, 1966), показали, что, если породы нагреты до 250°C , энергия, содержащаяся в одном кубическом километре, примерно равна $3 \cdot 10^3$ МВт/год.

Объём северо-западного потока гидротерм Паужетской геотермальной системы оценивался В.М. Сугробовым (1976) в 15 км^3 и при средней температуре 250°C можно получить энергию $4.5 \cdot 10^4$ МВт/год. А это значит, что при мощности электростанции 100 МВт её работа была бы обеспечена в течение 450 лет.

В связи с вышеизложенным, появляется возможность значительно увеличить извлечение гидротерм скважинами по сравнению с естественным выносом горячеводных масс и тепла, которые ранее оценивались по Паужетским поверхностным термопроявлениям и по скрытой разгрузке в р. Паужетку (таб. 18).

Таблица 18

**Ресурсы парогидротерм Паужетского геотермального месторождения
(Сугробов, 1976)**

Виды ресурсов	Вынос воды, пара, кг/с	Энтальпия, ккал/кг	Тепловая мощность, ккал/с
Естественные ресурсы			
<i>Расход потока парогидротерм всей системы (по расчёту)</i>	460	170	78000
в т. ч. дебит кипящих источников и гейзеров на Паужетском термальном поле,	35	100	3500
скрытая разгрузка гидротерм на Паужетском термальном поле (с учётом дебита источников),	100	150	15000
паровые струи и теплоотдача с поверхности термальных полей Камбального хребта.			10000
<i>Суммарный вынос тепла, непосредственно измеренный в естественных условиях</i>			25000
Эксплуатационные запасы			
По категории В на основании опытной эксплуатации	124	170	21000
По категории С ₁ на основании одиночных выпусков из скважин	45	170	7600
Подсчитанные гидродинамическим методом на разведанном участке месторождения на срок эксплуатации 27 лет	210	170	35000

Таким образом, естественные термопроявления и их тепловая разгрузка рассматриваются лишь в качестве поискового признака и указывают приблизительный масштаб геотермальных ресурсов геотермальной системы.

4.2 Геотермальные ресурсы Банно-Карымчинской геотермальной системы и эксплуатационные запасы Большебанного, Паратунского и Северо-Мутновского геотермальных месторождений

Большебанные горячие источники (кипящие), Паратунские тёплые источники и Северо-Мутновские термопроявления (конденсатные термальные источники, парогазовые струи и прогретые площадки, сложенные гидротермально-изменёнными породами) располагаются к западу, юго-западу и югу от Петропавловска-Камчатского.

Детальное изучение Большебанного и Паратунского геотермальных месторождений проводилось в 60-х годах XX столетия, а Северо-Мутновского в конце 70-90 годов и продолжается в настоящее время

4.2.1 Геотермальные ресурсы Банно-Карымчинской геотермальной системы.

По результатам поисково-разведочных и специальных работ на Большебанном месторождении “перегретых” гидротерм и геолого-гидрогеотермических исследований Малобанных и Карымчинских термопроявлений, расположенных по периферии вулканического массива сопки Горячей, Ю.А. Краевым была построена концептуальная модель гидротермальной системы которая, тесно связана с генезисом этой вулканической структуры (рис.32,33; Краевой и др., 1976; Трухин, Петрова, 1976; Белоусов, 1978; Серёжников, Зимин, 1976).

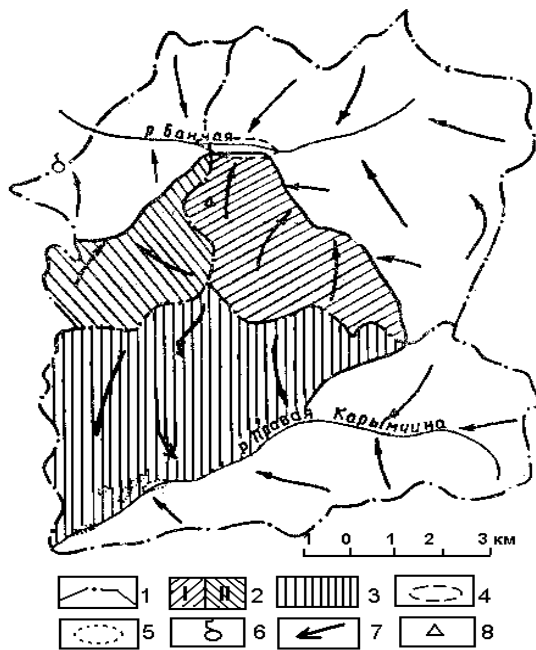


Рис.32 Схема расположения Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем (Ю.А. Краевой и др., 1976): 1 – контуры участков формирования Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем; 2- водосборная площадь бассейна р. Банной в пределах вулканического массива сопки Горячей (I-ограниченная по западному контуру Большебанного месторождения, II- для участка системы к западу от месторождения); 3 - водосборная площадь бассейна р. Правой Карымчины в пределах вулканического массива сопки Горячей; 4- контуры Большебанного месторождения перегретых вод; 5 - контуры участков разгрузки Карымчинской гидротермальной системы; 6 - Малые банные гидротермы; 7- направление движения подземных вод; 8- термальные источники.

Положение гидротерм, пьезоизогипс, изоконцентраций основных химических компонентов в очаге разгрузки Большебанной геотермальной системы довольно определённо указывает на наклонно-восходящее движение парогидротерм к участку разгрузки, главным образом, из глубоких зон вулканического массива сопки Горячей. Наличие корового очага риолитовой магмы устанавливается по присутствию в структуре вулканического массива сопки Горячей (сложный андезитобазальтовый стратовулкан) экструзий риолитов (фото 1). Их образованию в некоторых случаях предшествовали извержения пирокластических потоков спекшихся туфов, залегающих на пойме реки Банной (2000-3000 лет; фото 2).

Глубина размещения гипотетического источника тепла, питающего как Большебанские, так и Карымчинские источники, определялась по углу наклона восходящего потока в Большебанном месторождении и составила около 6 км. Эта концептуальная модель Банно-Карымчинской геотермальной системы может в перспективе быть положена в основу её разведочной модели.

Водное питание описываемой системы осуществляется за счёт метеорных вод, что доказывается сезонностью уровня режима разведанных парогидротерм Большебанного месторождения. Как показали ориентировочные балансовые расчёты, глубинный подземный сток в верхней части бассейна р. Банной составляет 370 л/с. В

сумме с расходом гидротерм 110 л/с, определённым по величине естественных теплопотерь, общий подземный сток составляет 480 л/с.

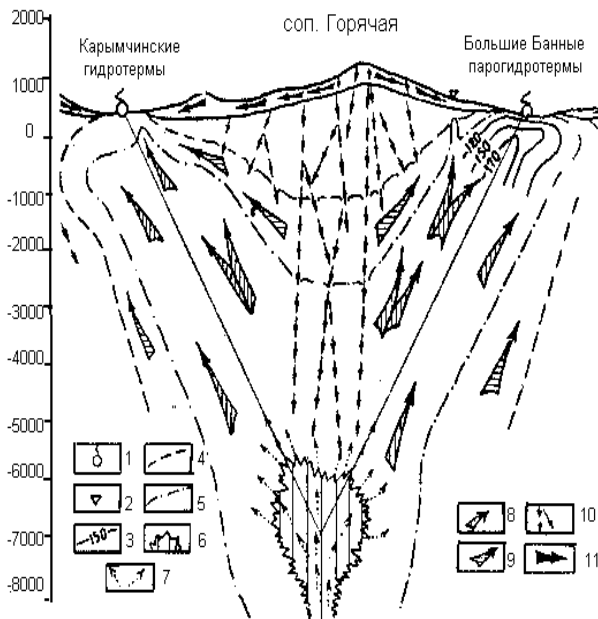


Рис.33 Гипотетическая схема формирования Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем (Ю.А.Краевой и др. 1976): 1-естественные выходы гидротерм; 2-слаботермальные проявления за пределами основного очага разгрузки Большебанной гидротермальной системы; 3-геоизотермы; 4-контуры зоны распространения термальных вод, связанных с воздействием эндогенного флюида; 5 - контуры зон распространения перегретых вод; 6 - очаг локализации флюида; 7 - направление движения флюида; 8-направление движения перегретых вод; 9-направление движения термальных вод; 10-направление движения вод глубокой и относительно глубокой инфильтрации; 11-направление движения холодных вод в зоне коры выветривания.



Фото 1



Фото2

Поскольку разгрузка Большебанных парогидротерм происходит по обоим берегам реки, а ширина долины 300-700 м, то предполагается, что весь глубинный сток части бассейна принимает участие в формировании парогидротерм. При этом с площади вулканического массива сопки Горячей обеспечивается 130 л/с (пропорционально площади, входящей в расчётный участок водосбора р. Банной –12,7 км²).

Расположение Карымчинских термопроявлений в правом борту долины р. Правой Карымчины предполагает инфильтрацию поверхностных вод южных склонов вулканического массива сопки Горячей (28,6 км²; рис.29). В этом случае глубинный подземный сток составит около 240 л/с. С учётом разгрузки терм, определённой по естественным теплопотерям и равным 190 л/с, общий расход тепла будет равен 430 л/с.

Приведенные расчёты являются приближёнными и могут рассматриваться в качестве верхнего предела при оценке геотермальных ресурсов Банно-Карымчинской геотермальной системы.

Эксплуатационные запасы Большебального геотермального месторождения.

Для оценки минимальных возобновляемых запасов Большебального геотермального месторождения использовалась величина расхода потока парогидротерм, рассчитанная при минимальном значении водопроницаемости 275 м/с и ширине потока 450 м, определяемой по геоизотерме 160⁰С (Рис.34).

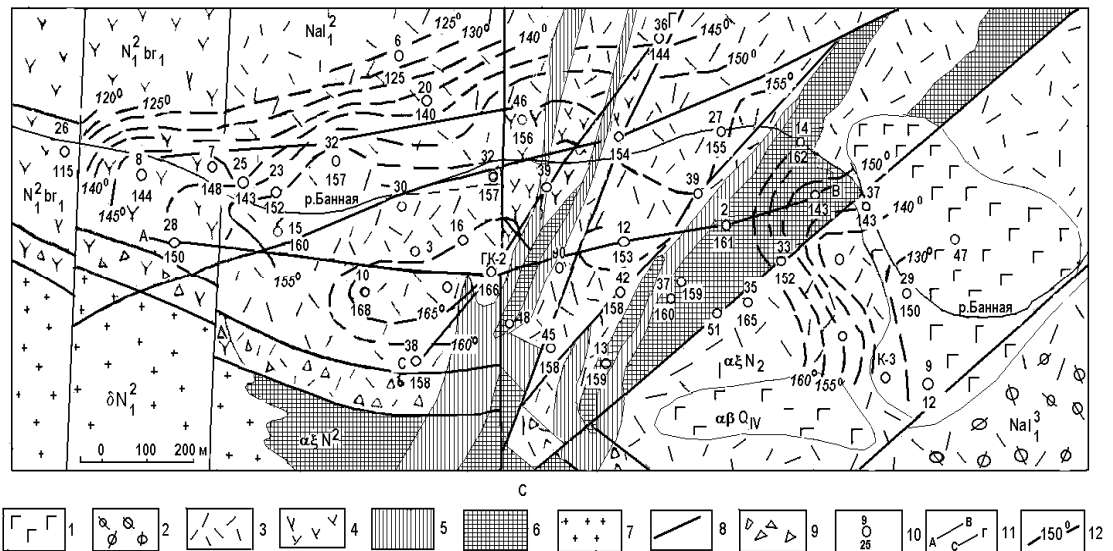


Рис.34 Схематизированная геолого-геотермическая карта Большебального месторождения перегретых вод (Краевой и др. 1976): 1-четвертичные базальты и андезитобазальты ($\alpha\beta Q_{IV}$); 2 - алнейская серия, нижняя пачка, третий горизонт (NaI^3); 3-алнейская серия, нижняя пачка, второй горизонт (NaI^2); 4 - берёзовская свита, нижняя пачка, второй горизонт (N^2br_1); 5-плиоценовые субвулканические андезитодациты ($\alpha\xi N_2$); 7-позднемиоценовые диориты Малобанного интрузивного массива (δN^2); 8 -разрывные нарушения; 9-брекчии южного сброса; 10-скважина: вверху-номер, внизу-температура в $^{\circ}C$ на абс. отм. 200м; 11-линии гидрогеотермических разрезов,12-геоизотермы.

Полученный расход потока гидротерм 240 л/с (из них 156 кг/с подтверждено при опытно-эксплуатационном выпуске из скважин в процессе разведки Большебального геотермального месторождения) при среднем теплосодержании 158 ккал/кг обеспечивает эксплуатационные запасы тепла $3.8 \cdot 10^4$ ккал/с. Это в 1,9 раза превосходит фиксируемые естественные теплопотери. При подобном соотношении между этими показателями в условиях Карымчинского геотермального месторождения, по существу, являющегося южным участком Банно-Карымчинской геотермальной системы, его тепловые запасы составляют $3.45 \cdot 10^4$ ккал/с.

Таким образом, минимально возможные эксплуатационные запасы Банно-Карымчинской геотермальной системы на сегодняшний день оцениваются в пределах $7.3-7.5 \cdot 10^4$ ккал/с.

4.2.2 Геотермальные ресурсы Паратунской низкотемпературной геотермальной системы и геотермальные запасы Верхне-, Средне-и Нижнепаратунского месторождений .

Геотермальные ресурсы Паратунской низкотемпературной геотермальной системы изучались в 60-х годах XX столетия большим коллективом исследователей (Серёжников, Зимин, 1976; Манухин, Ворожейкина, 1976; Трухин, Петрова, 1976; Белоусов, 1978; Белоусова, 1985).

Камчатским территориальным геологическим управлением была выполнена геологическая съёмка, проведены электро- и сейсморазведки, магнитные и гравиметрические исследования. Было пробурено более 55 тыс. погонных метров поисковых и разведочных скважин. На завершающей стадии изучения Паратунской геотермальной системы были осуществлены опытные и опытно-эксплуатационные выпуски на Северном, Нижнем и Среднепаратунских участках. По этим результатам подсчитаны и утверждены эксплуатационные запасы низкотемпературных ($\sim 80^{\circ}\text{C}$) гидротерм.

Гидрогеотермические условия.

В региональном плане структурная депрессия долины р. Паратунки, которая вмещает Паратунскую геотермальную систему, относится к Паратунско-Приокеанскому гидрогеологическому массиву (Манухин, Ворожейкина, 1976). Площадь бассейна р. Паратунки равна 690 км^2 . В бассейне выделена балансовая площадь 244 км^2 , в том числе 109 км^2 составляет горная часть, 135 км^2 – равнинная с абсолютными отметками поверхности 15-80 м (рис.35).

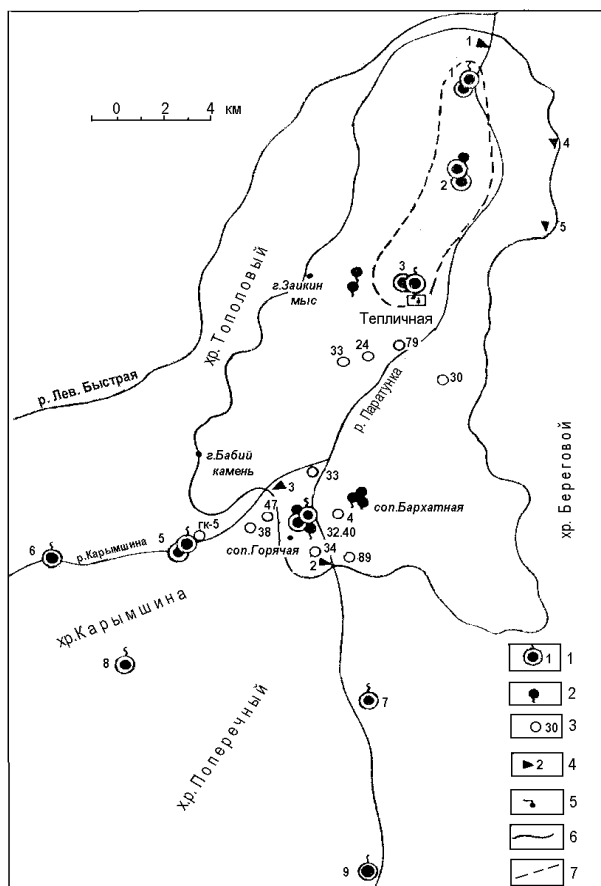


Рис.35 Схема изучаемых объектов Паратунской гидротермальной системы (Ю.Ф.Манухин, Л.А. Ворожейкина, 1976): 1–группа термальных источников (1-Северная, 2-Нижнепаратунская, 3-Среднепаратунская, 4-Верхнепаратунская, 5-Карымшинская, 6-Верхнекарымшинская, 7-Сивкина, 8-Овражья, 9-Южная); 2-группы холодных наблюдательных источников; 3-поисковые скважины; 4-гидрометрические посты; 5-метеостанция; 6-граница балансового района; 7-площадь детальной разведки.

Паратунская депрессия занимает одно из наиболее низких положений по отношению к региональной дрене - Тихому океану. С удалением от него в западном направлении происходит ступенчатое воздымание субпараллельных водовмещающих блоков с напорными водными системами. Предполагается, что глубинный региональный подземный сток при допущении перетоков из системы в систему направлен на восток.

Среднегодовой модуль подземного стока, отнесённый к балансовой площади составляет – 33,4 л/км²·с. Минимальный модуль подземного стока ~ 15 л/км²·с. Такой высокий модуль подземного стока обусловлен разгрузкой трещинных, реже пластово-трещинных, преимущественно безнапорных холодных вод, а также разгрузкой напорных трещинно-жильных и трещинно-пластовых холодных и термальных вод.

Средний температурный градиент, рассчитанный для одной их скважин, расположенных вне участка месторождения, равен 6.62×10^{-4} °С/см; соответственно величина кондуктивного теплового потока в среднем составляет 1.5×10^{-6} кал/см²·с, что несколько выше фонового значения (1,1 кал/см²·с).

В недрах Паратунской геотермальной системы до глубины 600-1500 м встречены горячие воды с температурой до 100⁰С. Только в двух случаях вскрыты термы 106 и 105⁰С. Все термальные воды напорные и по результатам опытно-эксплуатационных выпусков установлена гидравлическая связь Нижнепаратунского и Северного участков. Соотношение Верхнепаратунского и Паратунского (Средне-, Нижнепаратунского и Северного) месторождений не изучалось.

Для всех термальных вод Паратунской геотермальной системы характерен трещинно-жильный тип циркуляции. Падение максимальных напоров от Верхнепаратунского месторождения к Среднему и далее к Северному при гидравлических уклонах-соответственно 0.014 и 0.002 (средний 0.008) – свидетельствует о возможности латерального движения потока гидротерм на больших глубинах. В очагах разгрузки, которые приурочиваются к местам подъёма подошвы относительно водоупора (рыхлые отложения долины р. Паратунки), происходит восходящая циркуляция гидротерм.

Последние, смешиваясь с холодными водами подруслового потока, отлагают минеральную нагрузку, тем самым в этих местах, улучшая тепло- и гидроизоляционные свойства нижних частей относительного водоупора. В апикальных частях таких поднятий, по-видимому, за счёт лучших водоупорных свойств сцементированных образований относительного водоупора и увеличенной их мощности, наблюдаются более высокотемпературные гидротермы. Этот факт позволяет предполагать, что на геотермический режим гидротерм, в особенности в верхней части водоносного комплекса, оказывает влияние вторичный водоупор. Одновременно он способствует образованию термоартизианского эффекта, который интенсифицирует латеральную температурную дифференциацию гидротерм в этой части водоносного комплекса.

Общая картина пьезометрической поверхности в этих зонах значительно усложняется (рис. 36).

Несмотря на превалирующий трещинно-жильный тип циркуляции, породы на наиболее высокотемпературных и водообильных участках (в дальнейшем они названы “продуктивными”), характеризуются довольно однородной степенью трещинной проницаемости, подтверждаемой сопоставимыми коэффициентами водопроницаемости – 210,6-344,1 м²/сут (среднее значение 250 м²/сут). Средний расчётный коэффициент фильтрации равен 9 м/сут.

В Паратунском бассейне мощность грунтового потока, расположенного в верхнем относительном водоупоре, колеблется в пределах 40-80 м. Он характеризуется высокой скоростью движения (скорость водообмена) – 0,87 м/сут и малым временем водообмена – 3,14 год/км.

Грунтовые воды не оказывают охлаждающего влияния на гидротермы, несмотря на интенсивный водообмен и низкую (3-5⁰С) температуру, что подтверждает вышеприведенное предположение об их хороших водоупорных и теплоизоляционных

свойствах верхнего относительного водоупора. Теплоотдача через него в моделируемой зоне шириной 1300 м составляет 700-1000 ккал/с (рис.37).

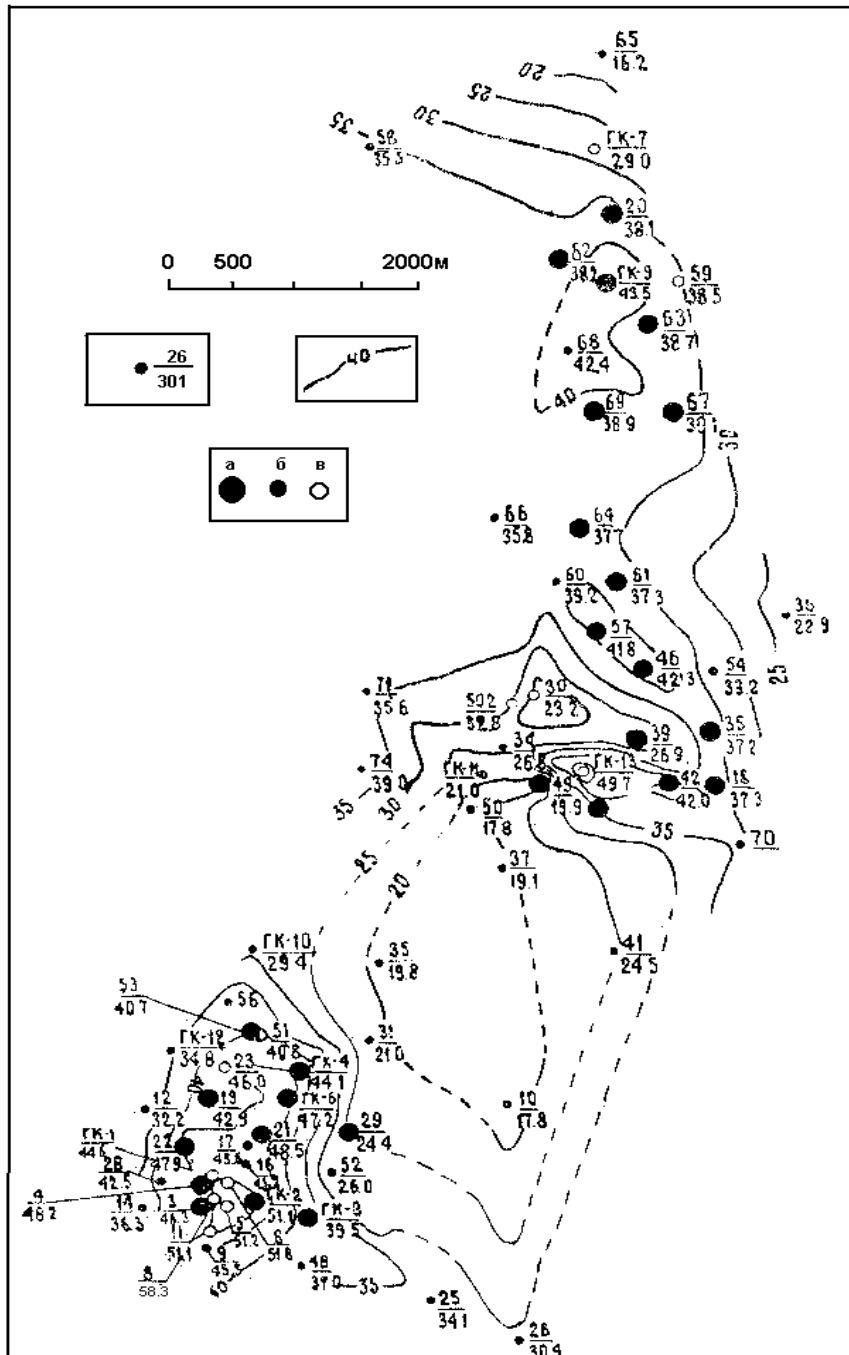


Рис.36 Схематическая карта гидроизопьез Паратунского месторождения на периоды восстановления фактических уровней (октябрь 1969-июль 1970гг.) (Ю.Ф. Манухин, Л.А. Ворожейкина, 1976): 1-скважина: в числителе-её номер, в знаменателе-наивысшая абсолютная отметка пьезометрического уровня; 2-гидроизопьеза, цифра - абсолютная отметка наивысшего уровня; 3 - тип скважины: а) опытная, б) наблюдательная, в) эксплуатационная с 20V по 20VIII 1970г.

Благодаря высокому расходу грунтового потока и огромным статистическим запасам холодных вод в верхнем относительном водоупоре Паратунской геотермальной системы сказывается его задавливающее влияние на разгрузку гидротерм.

теплопотерь системы к предлагаемой площади водосбора колебались в пределах 300-800 ккал/км²с. Здесь же располагается площадь, на которой реализуется тепловое питание. Эти величины в среднем превосходили среднеземной тепловой поток, измеренный для данного региона, более чем в 300 раз. Аномально высокий тепловой поток, питающий Паратунскую геотермальную систему, несомненно, связан с геологической историей развития этой системы. Эволюция геологической структуры Паратунской геотермальной системы обусловлена, в основном, тектономагматическими процессами (Серёжников, Зимин, 1976; Трухин, Петрова, 1976; Белоусов, 1978; Белоусова, 1985; Шеймович, Карпенко, 1996). В этом регионе в миоцене-плиоцене существовали скопления андезитовых стратовулканов. Их деятельность происходила в островодужном режиме и сопровождалась как изменением лав различного состава, так и частыми взрывами. Магматическая активность способствовала образованию кальдер, как взрывных, так и проседания, и выбросу больших объёмов кислой пирокластики (игнимбритообразование). Под вулканами сформировались магматические очаги различного размера, которые по мере остывания преобразовывались в интрузии, обнажающиеся в настоящее время в хребте Тополовым между Верхне- и Среднепаратунскими геотермальными месторождениями. Как распределение интрузий, так и распределение вблизи них высокотемпературных фаций пропицитов (Трухин, Петрова, 1976), свидетельствуют о локализации на этом участке миоценового аномального теплового потока, участвующего в формировании и деятельности древней высокотемпературной Паратунской геотермальной системы.

Таким образом, будет справедливо предполагать, что площадь сечения восходящего аномального теплового потока была существенно меньше площади водосбора. Она предположительно могла совпадать с площадью обнажённости миоценовых интрузий (рис.38), которая почти в несколько раз была меньше площади распространения сопряжённых с ними пропицитизированных пород (Трухин, Перова, 1976). Несложный расчёт показывает, что модуль теплового питания (МТП) Паратунской миоцен-плиоценовой геотермальной системы был сопоставим с МТП современных высокотемпературных геотермальных систем, сопряжённых с долгоживущим вулканическими центрами (Аверьев, 1966; Белоусов, 1978).

Площадь распространения пропицитов водовмещающих пород Паратунской геотермальной системы совпадает с площадью распространения современного наведённого теплового поля этой системы (Ю.П. Трухин, В.В.Петрова, 1976). Наиболее высокотемпературные участки располагаются вблизи молодых экстрезий (Верхнепаратунское геотермальное месторождение около экстрезии сопки Горячей, а Среднепаратунские около экстрезии сопки Зайкин Мыс).

Геоморфологические, структурные, петрологические и геохимические исследования В.И. Белоусова (1978) и С.П. Белоусовой (1985) показали, что эти экстрезии образовались около 2000-3000 лет назад и являются продуктом взаимодействия остывших до пластичного состояния остатков риолитовых расплавов и мантийных базальтовых инъекций.

Лавобрекчии экстрезии сопки Горячей образовались в результате высокотемпературных базальтовых расплавов, сопровождаемых потоком трансмагматических флюидов, которые разогрели пластичную остаточную массу риолитового корового очага, в результате чего растворённые вода и газы в этой пластической массе перешли в газовую фазу и динамизировали её.

Глубинные трансмагматические флюиды поддерживали эту динамику и привнесли в риолитовый расплав некоторые металлы, в том числе и изотопы стронция. Об этом свидетельствуют аномально высокие содержания хрома и мантийное отношение изотопов Sr в риолитовых (коровых) породах, слагающих экстрезию сопки Горячей.

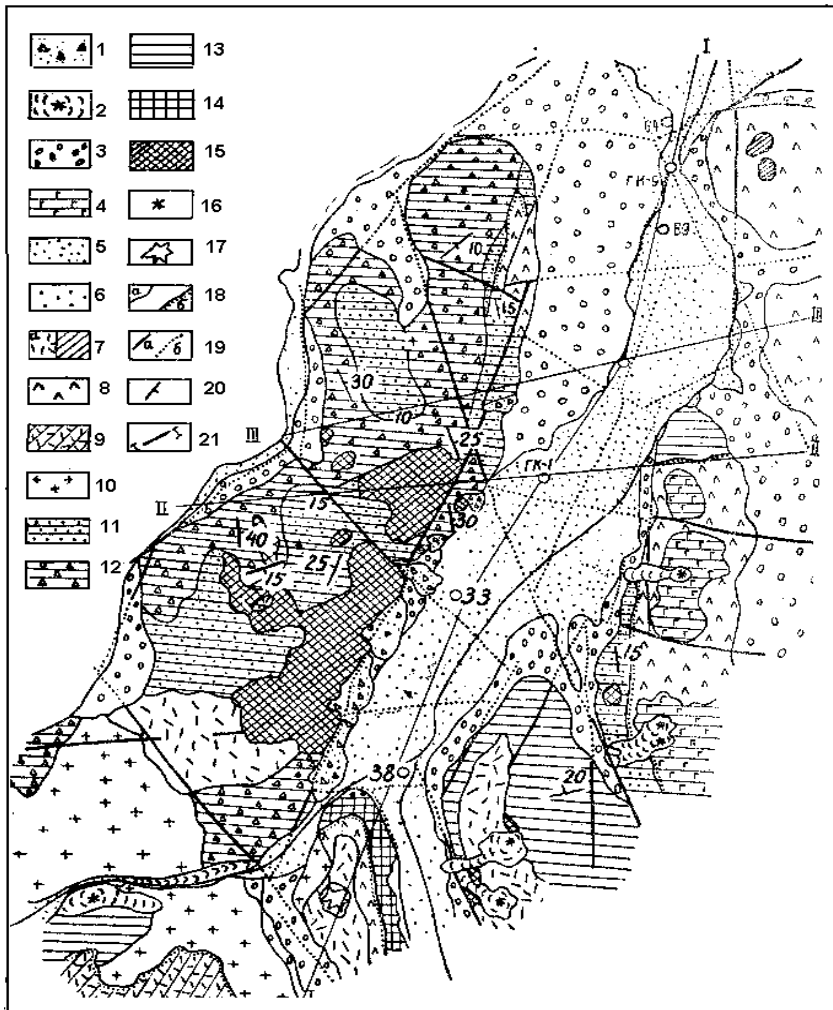
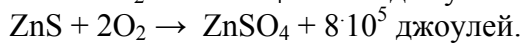
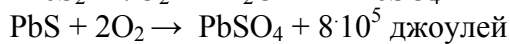
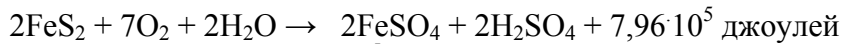


Рис. 38 Схематическая геологическая карта бассейна р. Паратунки (А.И. Серёжников, В.М. Зимин, 1976): 1-отложения современных конусов выноса; 2 - шлаки и лавы современных оливиновых базальтов; 3 - верхнеплейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые отложения; 4 - нижнеплейстоценовые оливиновые базальты плато и щитовых вулканов; 5-верхнеплейстоценовые-голоценовые аллювиально-пролювиальные отложения; 6-нижнеплейстоценовые (?) терригенные образования Паратунской депрессии; 7 - 10-миоцен-плиоцен, алнейский комплекс; 7 - экструзии риолитов, дацитов и андезитодацитов; 8-лавы андезито-базальтов и базальтов; 9 - туфы и игнимбриды дацитов и риолито-дацитов; 10-субвулканический массив риолитового и риолито - дацитового состава); 11-14-верхний олигоцен-миоцен, паратунская толща (11-верхняя пачка-туфы, туффиты, туфо-брекчии андезитов, андезито-базальтов с подчинёнными потоками лав дацитов и мелкими субвулканическими телами дацитового и риолито-дацитового состава; 12 - нижняя пачка: лавы оливиновых и пироксеновых базальтов, андезито-базальтов, их туфы и туфобрекчии; 13 - паратунская толща, нерасчленённая; 14 - туфогенные алевролиты, песчаники, аргиллиты, слагающие низы разреза паратунской толщи); 15 – раннемиоценовые интрузии диоритов-диоритовых порфиритов; 16 - кратерные воронки современных базальтовых построек; 17-экструзия сопки Горячей; 18 - границы: а) -нормального литолого-стратиграфического и интрузивного контактов, б) - несогласованного стратиграфического контакта; 19 - главные тектонические нарушения: а) - в коренных породах, б) -под рыхлыми отложениями; 20 - элементы залегания пород; 21 - линии разрывов

В случае с экструзией Зайкин Мыс процесс смешения был более активный. Она сложена андезитами, которые, по сравнению с коровой пирокластической массой экструзии сопки Горячей, являются продуктом более полного перемешивания базальтовой магмы с коровым кислым более высокотемпературным расплавом. Поскольку объёмы этих экструзий сопоставимы, а температурное поле Верхнепаратунского месторождения меньше, чем Средне-, Нижнепаратунское и Северное, то предполагается, что модуль теплового питания, сопряжённый с экструзией Зайкин Мыс, значительно больше, чем

экструзии сопки Горячей. Это наблюдение согласуется с петрологическими и геохимическими данными, полученными по этим экструзиям. Однако следует отметить, что вблизи экструзии сопки Горячей располагаются экструзии Бабий Камень и Перлитовая. Последние работы В.С. Шеймовича (Шеймович, Карпенко, 1996) по датировке этих образований показали, что они имеют среднеплейстоценовый возраст. В связи с этим можно допустить, что в недрах Паратунской системы ещё сохранились остывающие магматические тела, которые продолжают формировать глубинные гидротермы. Химический состав терм Паратунской геотермальной системы, в котором значительную долю составляет сульфат-анион, является свидетелем процесса окисления сульфидных минералов, содержащихся в больших количествах в водовмещающем комплексе. Кислород, растворённый в инфильтрационных метеорных водах, может окислять сульфидные минералы. Эти реакции, как правило, экзотермические (Боев и др., 1977).



При этом следует учитывать, что инъекции высокотемпературных мантийных расплавов и флюидов интенсифицируют эти реакции, которые переходят в режим самоподдерживающегося горения.

В связи с выше описанным, предложенная концептуальная модель Паратунской геотермальной системы отражена в принципиальной схеме, разработанной Ю.Ф. Манухиным Л.А. Ворожейкиной (1976, рис. 39).

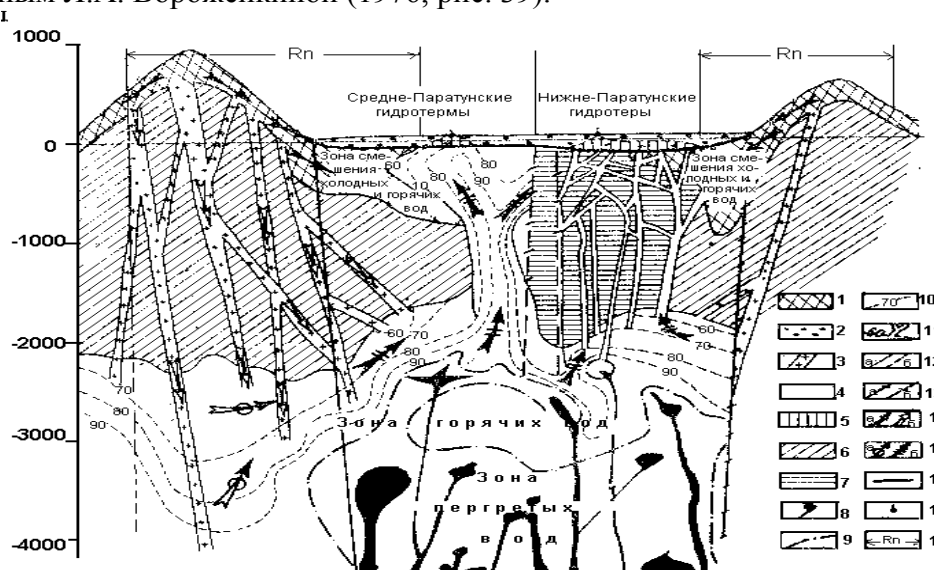


Рис.39 Принципиальная схема формирования Паратунской гидротермальной системы: 1-область фильтрации и зон холодных вод свободного и относительно затруднённого водообмена; 2-грунтовый поток в рыхлых четвертичных отложениях; 3-глубокие зоны проницаемости и активной фильтрации холодных вод; 4-область фильтрации термальных вод, участвующих в интенсивном обмене в пределах гидротермальной системы; 5-зона разгрузки термальных вод; 6-область, непроницаемая для холодных вод и относительно проницаемая для термальных; 7-участки, непроницаемые для холодных и термальных вод; 8-флюидоподводящие каналы (система глубинных разломов) и места внедрения их в водонапорную систему; 9-границы зоны перегретых вод; 10-геоизотермы, °C; 11-системы трещин, выводящих дифференцированный гидротермальный раствор; 12-разломы: а) не являющиеся экраном на пути движения холодных и термальных вод, б)-экранирующие; 13-разломы: а) непроницаемые, б) частично проницаемые; 14-направление движения холодных вод: а) трещинных и пластово-трещинных, б) трещинно-жилевых; 15-направление движения термальных вод: а) слаботермальных к области разогрева, б) термальных к области разгрузки; 16-относительный водоупор артезианского бассейна; 17-термальные источники; 18-радиус питания гидротермальной системы (Ю.Ф. Манухин, Л.А. Ворожейкина, 1976)

4.2.3. Мутновский геотермальный район и его геотермальные ресурсы.

Вблизи г.Петропавловска, в 70 км на юг, располагается несколько гидротермально-магматических систем (Мутновская, Гореловская, Жировская). Многочисленные термопроявления этих систем достаточно хорошо изучены и результаты их исследований опубликованы в многочисленных статьях, отчётах и монографиях (Вакин и др., 1976; Кирюхин и др., 1991).

В настоящее время этот район интенсивно изучается с целью оценки его геотермальных ресурсов и получения эксплуатационных запасов парогидротерм, необходимых для строительства геотермальной электростанции, мощность которой была бы достаточной, чтобы избавить южную часть Камчатки от энергоснабжения за счёт привозных энергоносителей.

Оценка естественных теплопотерь, проведённая ещё до начала геолого-разведочных работ в конце 1970х годов, показала, что эксплуатационные геотермальные ресурсы Мутновского района значительны и составляют 225×10^3 ккал/с (Сугробов, 1976).

Тепловые показатели термальных полей Мутновской геотермальной системы в основном сосредоточены в Северо-Мутновской вулканотектонической зоне (рис.40) и приведены в таблице 19.

Общая тепловая разгрузка Мутновской и Жировской гидротермальных систем составляет более 500×10^3 ккал/с. Подавляющая часть тепловой разгрузки приходится на термопроявления, представленные парогазовыми струями на абсолютных отметках 1000 м и более. Исходя из этого, можно предположить, что ещё большие геотермальные ресурсы проявляются в виде скрытой разгрузки гидротерм. Она, по-видимому, реализуется как в сторону океана, так и в сторону структурных депрессий, окружающих Мутновскую геотермальную систему.

Таблица 19

Тепловые показатели термальных полей Северо-Мутновской вулканотектонической зоны*

Термопроявления	Площадь, м ² ·10 ³	Максимальная температура °С	Сумма теплопотерь ккал/с·10 ³
Вулкан Мутновский			
Активная воронка	75	800	400
Вулкан Мутновский			
Северный кратер	45,2	300	94,0
Северо-Мутновские термы	17,2	110	6,7
Дачные термы	86,0	98	17,5
Верхнежировские термы	21,5	96	4,4
Нижнежировские термы	23,0	115	3,8
Перевальные термы	15,7	96	2,2
Вилючинские источники	-	90	3,0
Войновские источники	10,0	93	2,0

Итого

538,6

*Использованы данные Вакина и др., 1976.

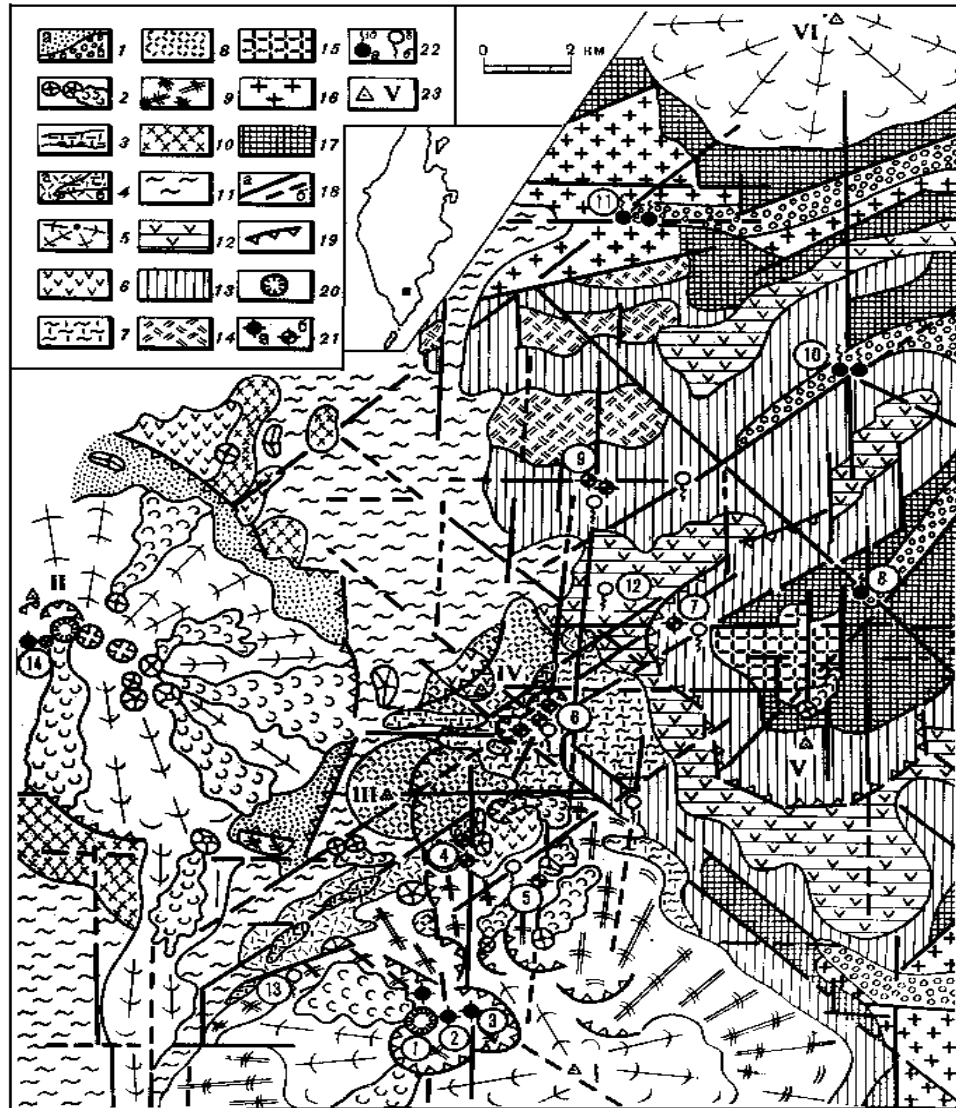


Рис.40 . Схема геологического строения и термопроявлений Мутновского геотермального района (В.И. Белоусов, 1978). 1-пирокластические (а) и аллювиальные (б) отложения- Q_4 ; 2-шлаковые и лавовые конусы и потоки базальтовых лав - Q_4, Q_3-Q_4 ; 3-экструзии риолитов - Q_{3-4} ; 4-пемзы (а) и пемзовые туфы (б) риолит-дацитового состава- Q_{3-4} ; 5-современные стратовулканы, лавы, шлаки, агглютинаты, туфы, преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава - Q_{3-4} ; 6-лавы, агглютинаты, туфы, преимущественно базальтового состава - Q_3 ; 7-игнимбриты (спекшиеся туфы), обсидианы дацитового состава - Q_3 ; 8-экструзивно-пирокластический комплекс вулканов Двугорбого, Скалистого (андезиты, дациты, риолиты, их туфы) - Q_{2-3} ; 9-лавы, туфы, туфобрекчии андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового состава древней постройки вулкана Мутновского - Q_{2-3} ; 10-экструзивно-пирокластический комплекс (андезиты, дациты, риолиты, их туфы)- Q_{2-3} ; 11-игнимбриты вулкана Горелого андезито-дацитового состава- Q_2 ; 12-лавы, туфы, агглютинаты базальтов и андезито-базальтов вулкана Жировского- Q_{1-2} ; 13-лавы, туфы, туфобрекчии, туффиты, туфоконгломераты контрастного (от базальтового до риолитового) состава- N_2-Q_1 ; 14-экструзии дацитов, риолито-дацитов, риолитов- N_2 ; 15-интрузии диоритов- N_1 ; 16-интрузии гранодиоритов, кварцевых диоритов - N_1 ; 17-андезиты, дациты, риолиты (потоки, дайки, штоки, их туфы, туфобрекчии - N_2 ; 18-оси основных тектонических зон (а-установленные, б-предполагаемые); 19-вулканотектонические уступы, кромки кратеров кальдер; 20-действующие кратеры вулканов; 21-газопаровые струи: а-вулканические (фумаролы), б-парогидротермы; 22-термальные источники: а-горячие, восходящие, б-тёплые, нисходящие; 23-вулканические постройки. Вулканы I-VI: I-Мутновский, II-Горелый, II-гора Двугорбая, IV-гора Скалистая, Жировской, VI- Вилочийк. Термальные поля и источники 1-14 (цифры в кружках): 1-Активная воронка, 2-Донное поле, 3-Верхнее поле, 4,5-Северо-Мутновские (Западное и Восточное), 6-Дачные источники, 7-Перевальные (Верхнемутновские), 8-Воиновские, 9-Верхнежировские, 10-Нижнежировские, 11-Вилочинские, 12-Пиратковские, 13-Западно-Мутновские, 14-активный кратер и фумаролы вулкана Горелого.

Геологоразведочными работами в этой системе охвачены лишь её северная часть, которая именуется Мутновским геотермальным месторождением.

Прогнозные оценки ресурсов Мутновского геотермального месторождения приводятся в работе Е.А. Вакина и др.(1986). Авторы использовали два способа:

- 1-на основе определения теплотерь на площадках термопроявлений; и
- 2-по данным количества тепла, содержащегося в горных породах, насыщенных гидротермами и распространённых в пределах Мутновского геотермального месторождения.

Как известно из общепринятой практики оценки геотермальных ресурсов, первая оценка отождествляется с минимальными геотермальными ресурсами, увеличение которых возможно при вскрытии глубоких горизонтов скважинами в процессе разведки и эксплуатации месторождения. Эта прогнозная оценка геотермальных ресурсов даётся с учётом коэффициента тепловой мощности (K_y). Его значения определены по аналогии с полученными эксплуатационными запасами геотермальных месторождений. Реально извлекаемые запасы обычно превышают теплотери в 3 и более раз. Очевидно, что эмпирические от 3 до 7 коэффициенты увеличения естественной тепловой разгрузки через поверхностные термопроявления отражают реальное соотношение между оценками теплотерь и ресурсами, заключёнными в недрах геотермальной системы.

Разведываемая в настоящее время часть Мутновской геотермальной системы (Мутновское геотермальное месторождение) представлена поверхностными термопроявлениями, естественные тепловые потери которых составляют $30,8 \cdot 10^3$ ккал/с. Принимая $K_y=7$, геотермальные ресурсы месторождения (резервуара) оцениваются в $2,16 \cdot 10^5$ ккал/с.

Оценка скрытой разгрузки депарированных гидротерм в $1,25 \cdot 10^4$ ккал/с не отражает всей скрытой разгрузки гидротермальной системы, которая должна быть увеличена на некоторый коэффициент. Кроме того, необходимо учитывать энергозатраты на подъём гидротерм и ввести в расчёт коэффициент расчёта K_p , который примерно составляет 0,3. При этом извлекаемая тепловая энергия ($Q_{из}$) составляет $\sim 6,5 \cdot 10^5$ ккал/с, а энергетическая, с учётом коэффициента перехода из тепловой энергии в электрическую и потерь при транспортировке теплоносителя, который в среднем составляет 0,5, составит $3,25 \cdot 10^5$ ккал/с (135 МВт).

При разведке и эксплуатации Мутновского месторождения ожидался приток гидротерм от Северного кратера и Активной воронки в количестве, который позволит увеличить электрическую мощность ГеоТЭС более чем в 2 раза.

Таким образом, ожидаемая суммарная мощность Мутновского комплекса ГеоТЭС, оценённая по естественной тепловой разгрузке, должна была составить 321 МВт (Вакин и др., 1986).

Другой (объёмный) способ оценки геотермальных ресурсов состоит в оценке тепловой энергии, содержащейся в нагретых горных породах резервуара. Методика подсчёта заключается в оценке объёма блока, слоя или резервуара нагретых пород, их температуры и удельной теплоёмкости.

Расчётная площадь Мутновского месторождения определялась площадью распространения всех термопроявлений развитых в Северо-Мутновской вулканотектонической зоне, исключая Нижнежировские и Воиновские источники (рис. 40). Общая площадь, взятая в расчёт, составила 48 км^2 . По аналогии с изученными геотермальными системами (Cataldi et al., 1978) мощность резервуара бралась 2,5 км. Температура в недрах месторождения контролируется температурой парогазовых струй на земной поверхности $96-110^\circ\text{C}$ и 300°C . Она подтверждена геотермометрами ($240-270^\circ\text{C}$) и расчётом по тепловому потоку (250°C). Средняя температура, принятая в расчётах, равна 220°C . Запас геотермальных ресурсов, аккумулированных горными породами резервуара Мутновского месторождения, примерно составляет $2,0 \times 10^{19}$ ккал. Площадь, где проводится разведанное и эксплуатационное бурение, исключая Северный

кратер вулкана Мутновского и Жировские источники, составляет 18 км^2 . Для этой части геотермальной системы объём нагретых пород равен 45 км^3 . Предполагаемая мощность ГеоТЭС, которая может эксплуатироваться на базе этих ресурсов в течение 100 лет, составляет 175 МВт. Эта величина сопоставима с оценками, сделанными первым способом (по естественным тепловым потерям на этой площади). Близость прогнозных оценок к ожидаемой мощности ГеоТЭС, подсчитанной двумя способами, позволяет допускать реальность прогноза. Из приведенных выше оценок геотермальных ресурсов предполагаемая удельная энергоотдача составляет при работе электростанции 100 лет 450 МВт , $\sim 9,4 \text{ МВт/км}^2$.

На разведанном Дачном участке Мутновского геотермального месторождения Кирюхиным и др. (1991) проведена диагностика высокотемпературного резервуара, сопряжённых с ним восходящих потоков парогидротерм (Основной и Восточный, приуроченные к субмеридиональной трещинной зонам) и систем нисходящих потоков (поток Конденсатный), приуроченных к северо-западной зоне (рис.41).

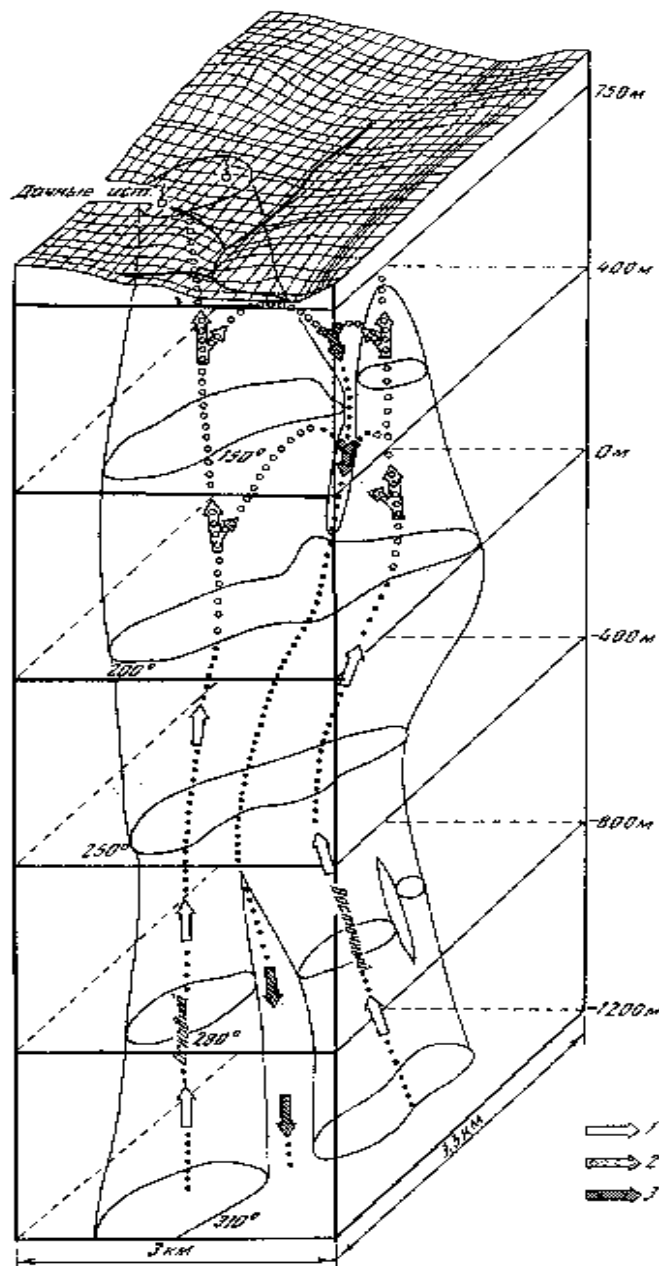


Рис. 41. Объёмная модель потоков теплоносителя в пределах участка Дачный Мутновского геотермального месторождения 1-горячая вода; 2-пар; 3-конденсат (Кирюхин и др., 1991)

Характеристики описываемого геотермального резервуара и, связанных с ним потоков теплоносителя, оцениваются различными методами следующим образом:

1-поток Основной и, сопряжённый с ним гидротермальный резервуар, фиксируется положительными аномалиями относительно изотермичного температурного поля; в головной части потока Основной сформировался субрезервуар с преобладанием пара $0,1\text{ км}^3$; поток Восточный сопоставим по своим размерам с Основным; система нисходящих потоков фиксируется отрицательной термоаномалией;

2-поток Основной и, сопряжённый с ним гидротермальный резервуар, имеют сложное строение и приурочены к зонам экзоконтактов диоритового массива;

3-восходящие потоки фиксируются повышенными отношениями сульфат – иона и максимальными ($300\text{-}310^0\text{C}$) температурами по Na-K геотермометру; нисходящие потоки фиксируются пониженным отношением $\text{Cl}/\text{SO}_4^{-2}$ (<1);

4-для субрезервуара, с преобладанием пара, характерна пренит-вайракитовая ассоциация гидротермальных минералов; корни восходящих хлоридно-натриевых потоков гидротерм характеризуются кварц-эпидот-хлоритовой ассоциацией гидротермальных минералов.

В целом по своим термогидродинамическим параметрам и геолого-структурным условиям гидротермальный резервуар, вмещающий Основной поток, аналогичен ряду хорошо изученных и уже эксплуатируемых резервуаров Тонгонан и Палинпинон на Филиппинах, Бродлэндс-Охааки в Новой Зеландии и Хайчобару в Японии, средняя тепловая мощность которых колеблется вблизи 100 МВт. Таким образом, Кирюхин и др. (1991) полагают, что потенциальные ресурсы обоих восходящих потоков участка Дачного обеспечат работу 200 МВт ГеоТЭС. Однако следует отметить, что при достаточности геотермальных ресурсов Мутновского месторождения, как и во многих аналогичных случаях, эксплуатация происходит в режиме теплового и водного истощения с расходом водоотбора, превышающим (иногда в несколько раз) эксплуатационные ресурсы теплоносителя. В этом смысле геотермальные ресурсы не возобновляемы полностью, как это принято было считать в недавнем прошлом.

В качестве примечания следует отметить: на потоке Основном на 1988 год было получено 40 МВт, а на потоке Восточном лишь 10 МВт. С тех пор эксплуатационное бурение не производилось и оценённые геотермальные ресурсы Мутновского месторождения ждут своего подтверждения.

4.3 Прогнозные геотермальные ресурсы Камчатки.

Из вышеприведенных описаний разведанные и, в какой-то степени, изученные геотермальные системы составляют лишь незначительную долю естественных геотермальных ресурсов Камчатки. Об этом свидетельствуют данные о термопроявлениях, вулканах и региональном тепловом поле Камчатки. Эти геотермальные объекты служат базой для прогнозных оценок геотермальных ресурсов этого региона. Наиболее полно они представлены в работах Б.И. Пийпа (1937), В.М. Сугрובה (1976, 1982; В.М. Сугрובה, Ф. Яновского, 1991). В вулканических районах проявляются все возможные формы тепловой энергии: извержение вулканов, формирование магматических очагов, циркуляция и разгрузка термальных вод и пара, кондуктивный тепловой поток. Соответственно на Камчатке обнаруживаются все виды геотермальных ресурсов. Они представляют собой тепло, заключённое в недрах и содержащееся в горных породах и термальных водах, нагретых кондуктивным и конвективным тепловым потоком.

Описание количественных характеристик геотермальных ресурсов приводится в разделе 2.

Для подсчёта прогнозных геотермальных ресурсов Камчатки, вслед за В.М. Сугробовым (1982), принята следующая схема их классификации.

I-Геотермальные ресурсы, связанные с извлечением тепла, аккумулированного горными породами, или петрогеотермальные ресурсы (Дядькин и др., 1979)

1-естественные ресурсы тепла, аккумулированные горными породами под воздействием регионального теплового потока;

2-естественные ресурсы тепла, аккумулированные обводнёнными породами геотермальных систем;

3-естественные ресурсы тепла пород промежуточных магматических очагов;

II-Геотермальные ресурсы термальных вод и пара отдельных гидрогеологических структур

1-естественные и эксплуатационные запасы термальных вод и пара геотермальных систем;

2-естественные и эксплуатационные запасы термальных вод гидрогеологических структур, формирующиеся за счёт регионального кондуктивного потока.

4.3.1 Геотермальные ресурсы, аккумулированные горными породами под воздействием регионального и аномального тепловых потоков Камчатки.

В настоящее время выявлена существенная роль конвективного тепла в геоэнергетическом балансе Камчатки, представленного выносом продуктами вулканизма и гидротермальной деятельностью. В общем виде вынос тепловой энергии недр земли представлен конвективным и кондуктивным тепловыми потоками.

Распределение регионального кондуктивного теплового потока сопоставляется с основными тектоническими зонами Камчатки, указанными в работе М.М. Лебедева и др. (1979). Эти авторы выделяют в пределах Каряжско-Камчатского региона три тектонические зоны – Пенжинскую, Корьяжско-Западнокамчатскую и Олюторско-Восточнокамчатскую, сложенных геосинклинальными формациями. Такое структурное деление описываемого региона подчёркивает омоложение однотипных островодужных, континентальных, магматических и метаморфических формаций по направлению к Тихому океану. Миграция геосинклинального процесса подтверждается перемещением близких по составу и структуре вулканических поясов: Охотско-Чукотского (раннемеловой-палеогеновый) в I зоне; Западно-Камчатского (среднеэоценовый) и Центрально-Камчатского (олигоцен-плейстоценовый) во II зоне; Восточно-Камчатского (плиоцен-голоценовый) в III зоне. Раннегеосинклинальная (океаническая) стадия развития Олюторско-Восточно-Камчатской геосинклинальной зоны датируется верхним мелом-палеогеном. Отдельные фрагменты карты нанесены на схему теплового потока региона (Сугробов, Яновский, 1991; рис.42).

Значения регионального теплового потока Камчатки изменяются в широких пределах. Низкие значения (около 40 МВт/м^2) характерны для синклиория Восточной Камчатки и Центрального Камчатского прогиба. Наибольшие тепловые потоки (до 95 МВт/м^2) получены в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, что отражает локальные термоаномалии.

В регионе отмечается следующее распределение кондуктивного фонового теплового потока из консолидированного фундамента:

1-высокие и повышенные значения потока в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса (95 МВт/м^2) и Срединного выступа (83 МВт/м^2);

2-близкие значения ($55\text{-}70 \text{ МВт/м}^2$) в пределах структурно-тектонических элементов Западной и Восточной Камчатки.

Такое распределение теплового потока согласуется с возрастом тектоно-магматической активности северо-западной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Тепловой поток выше там, где больше возраст складчатости.

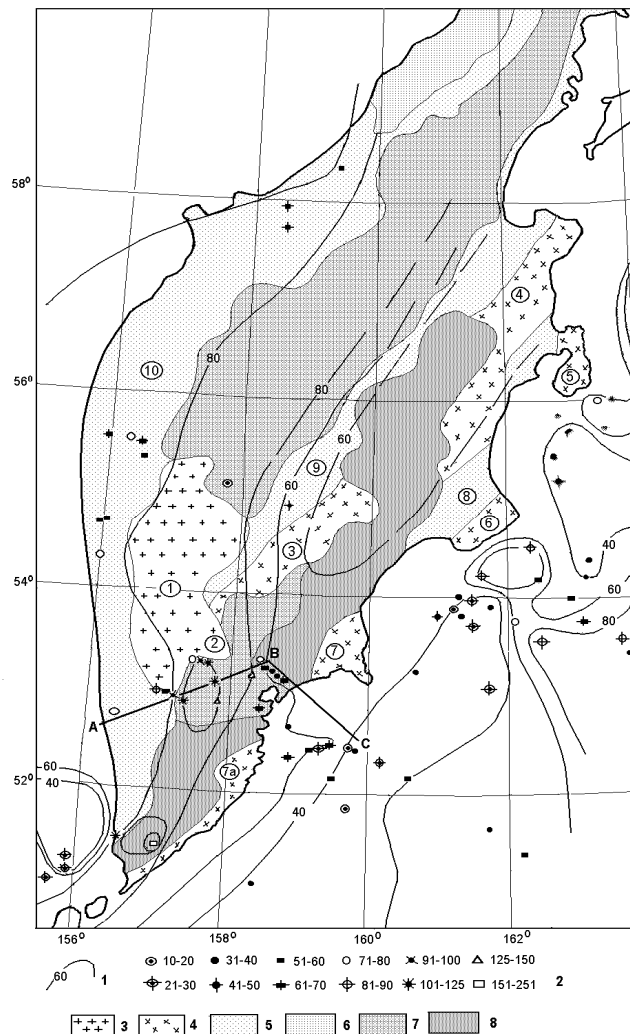


Рис.42 Карта теплового потока Камчатки

1-изолинии теплового потока, $\text{МВт}/\text{м}^2$; 2-пункты измерений теплового потока и их значения, $\text{МВт}/\text{м}^2$; 3-выступы древних платформ; 4-горсты; 5-прогибы и синклинии. Вулканические пояса: 6-Западно-Камчатский; 7-Центрально-Камчатский; 8-Восточно-Камчатский

Цифры в кружке на рисунке. Выступы: 1-Срединный; 2-Ганальский. Горсты: 3-Валагинский, 4-Кумрочский, 5-Усть-Камчатский, 6-Кроноцкий, 7-Шипунский, 7а-Южно-Камчатский береговой хребет. Прогибы: 8-Восточно-Камчатский, 9 - Центрально-Камчатский, 10-Западно-Камчатский (Сугробов, Яновский, 1991)

Распространение теплового потока Камчатки согласуется, в основном, с закономерностями его распределения для Алеутского, Охотского и Японского регионов. Однако отмечается одна особенность, связанная с наличием разновозрастных вулканических поясов. Для Центрально-Камчатского пояса (более древнего) характерны более высокие значения теплового потока. В пределах же Восточно-Камчатского пояса (начало вулканизма датируется плейстоценом) отмечаются значения теплового потока, характерные в целом для структур региона, образовавшихся на верхнемеловом фундаменте, но в их пределах не было кайнозойского вулканизма.

Это уменьшение теплового потока в пределах поясов с проявлениями современного вулканизма подтверждает гипотезу о возникновении дополнительного источника тепла в верхней мантии на начальном этапе вулканизма. Из-за медленной передачи тепла кондуктивной теплопроводностью максимальные величины теплового потока на земной поверхности могут появиться через 30-50 млн. лет после возникновения дополнительного источника тепла на глубинах 40-60 км.

Особенно важен результат изучения кондуктивного теплового потока для оценки температур в земной коре и верхней мантии (рис.43). Тепловой эффект вулканизма оценивается по суммарному выносу изверженных пород, фумаролами за выбранный промежуток времени. С практической точки зрения при оценке геотермальных ресурсов Камчатки наиболее важен четвертичный период. По данным И.В. Мелекесцева (1980) в целом на Камчатке энергопотери вулканами за 850 тыс. лет составляют 3390 МВт ; для

Восточной Камчатки, включая Центральную депрессию -1925 МВт; для Южной Камчатки-502 МВт; для Срединного хребта (часть Центрально-Камчатского вулканического пояса) – 962 МВт. Наибольшей мощностью вулканизма характеризуется район Центрально-Камчатской депрессии, как за четвертичный период (1130 МВт), так и в отдельные эпохи. Интенсивная тепловая разгрузка Ключевского вулкана за 1980-84 г.г. составила 13,5 МВт тепла.

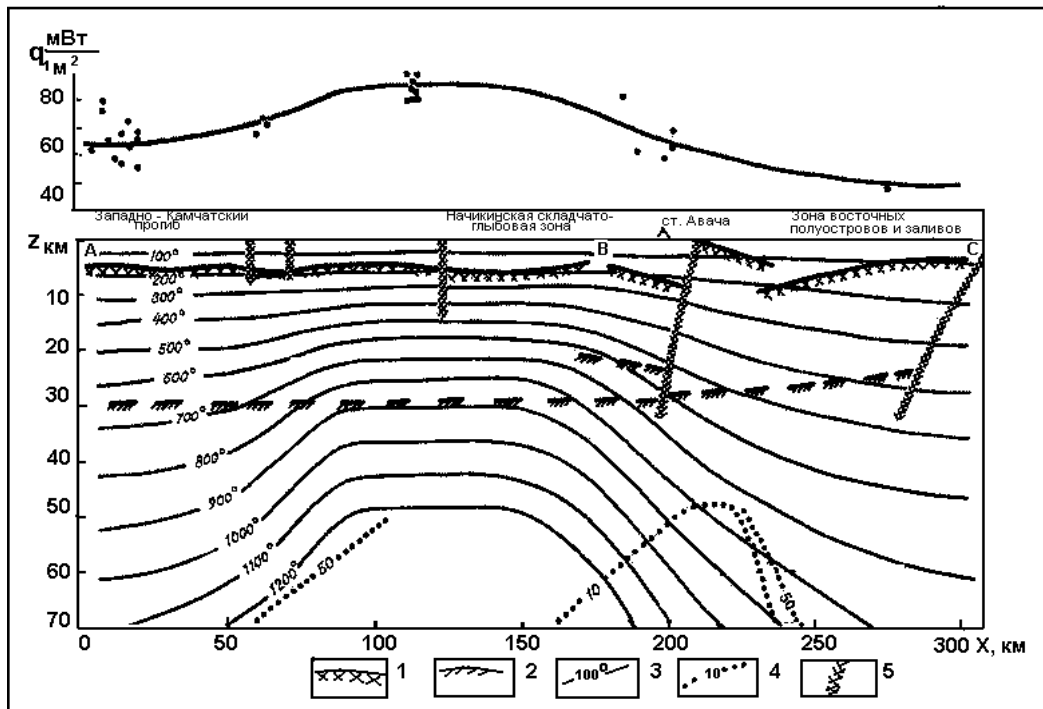


Рис.43. Распределение теплового потока (а) и глубинных температур (б) по профилю Усть-Большерецк-Петропавловск-Камчатский-Авачинский залив: 1 – поверхность консолидированной части земной коры; 2 – граница Мохоровича; 3 – изотермы через 100°C ; 4 – изолинии электрического сопротивления в верхней мантии (О.м.м.); 5 – глубинные разломы (Сугробов, Яновский, 1991)

Согласно вышеприведенным данным о теплотермах при вулканизме, удельный вынос тепла, с учётом площадей его развития, составит для Восточной Камчатки $32,6 \text{ МВт}/\text{м}^2$, Центрально-Камчатской депрессии $-72,8 \text{ МВт}/\text{м}^2$, для Срединного хребта $-18,4 \text{ МВт}/\text{м}^2$, для Южной Камчатки $-34,7 \text{ МВт}/\text{м}^2$.

Как известно из предыдущих разделов настоящей работы, количественно конвективный поток, реализуемый гидротермами, выражается естественной тепловой разгрузкой геотермальных систем, в виде источников, гейзеров, паровых струй, прогретых почв и т.д. Почти все известные гидротермальные системы и термопроявления расположены в Восточно-Камчатском и Центрально-Камчатском вулканических поясах (рис. 44). Всего насчитывается более 150 групп термальных источников, которые являются поверхностными очагами разгрузки геотермальных систем, расположенных в четырёх геотермальных провинциях (рис.44), которые выделены по геолого-структурным и гидрогеологическим условиям Камчатки.

В Северо-Камчатской геотермальной провинции отмечено 16 групп термальных источников с различной температурой. Максимальная температура воды $75-95^{\circ}\text{C}$ зафиксирована в Паланских и Русановских термопроявлениях. Воды источников относятся к азотным термам, преимущественно сульфатно-кальциевого-натриевого состава и общей минерализацией до $1,2 \text{ г}/\text{л}$. Общий вынос составляет $81,3 \text{ МВт}$.

В Срединно-Камчатской провинции расположено 26 групп термальных источников, в том числе две группы высокотемпературных (кипящих) источников

(Киреунские и Апапельские). По химическому составу они относятся к гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-сульфатным водам, а кипящие - к хлоридно-натриевым водам при общей минерализации 1-2,5г/л. По составу газа воды источников азотные и углекисло-азотные. Общая естественная тепловая разгрузка 61,7 МВт.

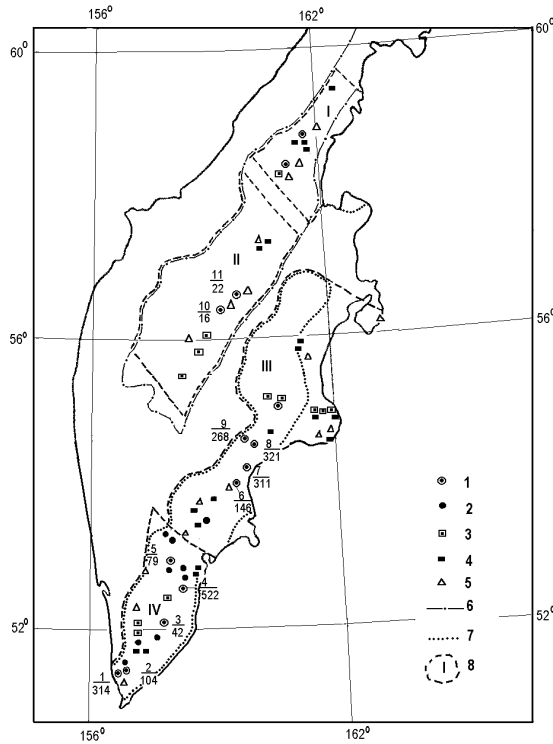


Рис.44 Карта расположения основных групп термальных источников и гидротермальных систем: 1-гидротермальные системы: цифры внизу-вынос тепла в естественных условиях, МВт; источники с температурой: 2-75-100⁰С; 3-50-76⁰С; 4-30-50⁰С; 5 - менее 30⁰С; 6 - Центрально-Камчатский вулканический пояс; 7 - Восточно Камчатский вулканический пояс; 8-геотермальные провинции: I-Северо-Камчатская; II-Срединно-Камчатская; III-Восточно-Камчатская; IV-Южно-Камчатская (Сугробов, Яновский, 1991)

В Восточно-Камчатской геотермальной провинции находится 52 группы термальных источников, большая часть которых расположена в Восточно-Камчатском вулканическом поясе. Среди них выделяются кипящие источники и паровые струи термопроявлений крупных геотермальных систем: Узонской, Гейзерной, Семячикской и Карымско-Академической, каждая из которых выносит 268, 320, 314, ~330 МВт соответственно. Вода кипящих источников хлоридно-натриевая с общей минерализацией 2-2,5 г/л. Наряду с источниками и паровыми струями широко развиты другие формы поверхностных термопроявлений; площадки прогретых и парящих почв и грунтов (термальные поля), грязевые и горячие водные котлы, термальные озёра. Общая естественная тепловая разгрузка гидротермами достигает ~1700МВт.

В Южно-Камчатской геотермальной провинции насчитывается 55 разнообразных по форме термопроявлений, в том числе и характерных для высокотемпературных и среднетемпературных геотермальных систем: Мутновской, Большебанной, Паужетской, Кошелевской. Для большей части термопроявлений низкотемпературных (до 100⁰С) геотермальных систем характерен сульфатно и хлоридно-сульфатно- натриевый состав, с общей минерализацией 0,8-1,2г/л. Паужетские и Ходуткинские гидротермы отличаются хлоридно-натриевым составом. Поверхностные термопроявления Мутновской и Кошелевской систем, связанные с выходом пара и газа, имеют разнообразный химический состав – от гидрокарбонатно - натриевых до сульфатно-натриевых вод.

Газовый состав - азотно-углекислый и углекисло-азотный. Общий вынос тепла поверхностными термопроявлениями Южно-Камчатской геотермальной провинции оценивается В.М. Сугробовым и Ф.А. Яновским (1991) 923 МВт.

Естественная тепловая разгрузка, согласно вышеприведенным данным, составляет ~277 МВт тепла, причём более 2000 МВт составляет тепловая разгрузка высокотемпературных геотермальных систем.

Сопоставление трёх составляющих (региональный кондуктивный тепловой поток, вулканизм и гидротермальная деятельность) и их долевое участие в общих тепловых потерях Камчатки отражена в таблице 20.

Таблица 20

Вынос тепла вулканами и гидротермами, мощность теплового потока в вулканических районах Камчатки (Сугробов, Яновский, 1991)

Составляющая теплового потока	Вынос тепла, МВт / тепловой поток, МВт · м ⁻²				
	Южная Камчатка (Южно-Камчатская геотермальная провинция)	Восточная Камчатка (Восточно-Камчатская геотермальная провинция)	Центрально-Камчатская депрессия	Срединный хребет (Северо и Средне-Камчатская геотермальная провинция)	Камчатка в целом
Вынос тепла					
вулканическими продуктами за четвертичный период	$\frac{502}{34,7}$	$\frac{795}{32,5}$	$\frac{1130}{72,8}$	$\frac{962}{18,4}$	3390
Вынос тепла					
гидротермами	$\frac{923}{63,8}$	$\frac{1700^*}{60,0}$	--	$\frac{143}{2,7}$	~2700*
Региональный кондуктивный тепловой поток	80,0	63,0	40,0	95,0	
Общая мощность теплового потока	178,5	155,5	112,8	116,1	

* плюс Карымская геотермальная система ~ 400 МВт.

Сопоставление проведено применительно к вулканическим районам. Из этого сравнения видно, что тепловая отдача недр Земли гидротермами и продуктами вулканизма почти равны. Обращает на себя внимание значительный вынос тепла вулканами Центрально-Камчатской депрессии и отсутствие здесь гидротермальной деятельности, а также превышение почти в 2 раза выноса тепла гидротермами над тепловыми потерями, связанными с четвертичным вулканизмом Южной Камчатки. Эти факты, скорее всего, обусловлены слабой изученностью соотношений магматизма и гидротермальной деятельностью вообще и, в частности, соотношением магматических расплавов и летучих в магматической конвективной ячейке гидротермально-магматических конвективных систем в областях современного вулканизма (Белоусов и др., 2001).

4.3.2 Геотермальные ресурсы термальных вод и пара отдельных гидрогеологических структур Камчатки.

Подсчёт эксплуатационных запасов разведанного участка Паужетского геотермального месторождения, являющегося частью Паужетской геотермальной системы, показал, что они более чем в два раза превышают величину естественной разгрузки, причём режимные наблюдения свидетельствуют о стабильной работе водозабора и небольших изменениях температуры и давления в скважинах (Сугробов, Краевой, 1966). Ещё более значительное увеличение запасов было отмечено на Большебанном месторождении. По данным зарубежных исследователей (Вайракей в

Новой Зеландии, Лардерелло в Италии, Гейзеры в США) производительность скважин превосходит естественную тепловую разгрузку в несколько раз, Так, например, в Вайракее отбирается около 550тыс. ккал/с (естественная тепловая разгрузка 100тыс ккал/с).

Для месторождений Камчатки, приуроченных к гидротермальным системам и относительно маломощных, при оценке прогнозных запасов, вслед за Сугрובовым (1976) принимается коэффициент увеличения геотермальных ресурсов, равный 3. Большой коэффициент увеличения прогнозных запасов взят для Мутновской геотермальной системы, так как при построении его разведочной модели предполагается его связь с вулканами Мутновским, Горелым и Жировским. Гидротермальная активность в кратере с Активной воронкой Мутновского вулкана достигает ~500МВт тепла. Данные по прогнозным геотермальным ресурсам геотермальных систем Камчатки приведены в таблице 21.

Таблица 21

Прогнозные геотермальные ресурсы высокотемпературных геотермальных систем Камчатки и предполагаемая их вырабатываемая электрическая энергия (Сугрובов, Яновский, 1991; Вакин, Пилипенко, 1998)

Гидротермальная система	Теплоноситель	Естественная тепловая разгрузка МВт тепла	Площадь распротр. км ²	Средняя макс. измерен. T ⁰ C в скв.	Прогнозные ресурсы		
					Тепло в породе 10 ¹³	Электр. энергия МВт на 100 лет	Электр. энергия МВт (по увелич теплов. мощности)
Кошелевская	Перегретый и насыщенный пар	314	22	<u>220</u> 240	32,67	207	189
Паужетская	Насыщенный пар, вода (кипение)	104	26	<u>220</u> 218	37,26	117	63
Ходуткинская	Источники 88 ⁰ C	42	-	-	-	-	-
Мутновская	Насыщенный пар	<u>129 *</u> + 393	48	<u>220</u> 300	71,28	450	<u>135 *</u> + 235
Банно-Карымчинская	Вода (кипение)	79	-	171	-	-	-
Карымско-Академическая	Вода (кипение)	330	-	280	-	-	-
Семячинская	Перегретый и насыщенный пар	314	16	220	23,76	150	189
Гейзерная	Насыщенный пар, вода (кипение)	321	16	220	23,76	150	193
Узонская	То же	268	25	220	37,1	235	160
Апательская	Вода (кипение)	16	-	-	-	-	-
Киреунская	Вода (кипение)	21,8	7	7	20,0	60	16

*С привлечением теплоёмкости Северного кратера вулкана Мутновского

Минимальные ресурсы высокотемпературных геотермальных систем Камчатки, подсчитанные на основе выноса тепла поверхностными термопроявлениями, составляют примерно 7000 МВт. С учётом коэффициента извлечения и использования электрической

энергии они могли бы обеспечить работу геотермальных станций, мощностью порядка 1000 МВт.

Геотермальные ресурсы тепла высокотемпературных геотермальных месторождений, подсчитанные по данным определения тепловой энергии, содержащейся в горных породах, насыщенных гидротермами и распространённых в пределах геотермальных систем, эквивалентны электрической энергии порядка 2000 МВт на 100 лет.

4.4. Новый взгляд на оценку ресурсов Мутновского геотермального района в связи со строительством геотермальных электростанций.

4.4.1. Концептуальная модель Мутновского геотермального района.

Представленные описания геологических позиций Мутновского геотермального района и аналогов районов локализации гидротермальной деятельности в областях современного вулканизма глобальной системы геодинамических поясов показывает, что описываемый Мутновский геотермальный район располагается в структуре растяжения. Он по процессам, происходящим в нем, характеризуется, как зона спрединга. Эти зоны обычно разбиты системой тектонической трещиноватости. Господствующими направлениями региональной трещиноватости являются разломы, субпараллельные простиранию зон растяжения, которые имеют в большинстве случаев субмеридианальное направление, и секущие – субширотные разломы.

Блоки толщ, слагающих Мутновский геотермальный район, ступенчато опущены с обеих сторон зоны растяжения в сторону её оси и образуют рифтовую структуру, которая по простиранию ограничена структурными поднятиями, как на севере, так и на юге. Таким образом, Мутновский геотермальный район представляет собой структурную депрессию, нижняя часть разреза которой сложена меловыми породами фундамента и палеоген-неогеновыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными, верхняя часть её заполнена пирокластикой и лавами плиоцен-четвертичного времени.

На севере и востоке депрессия Мутновского геотермального района обрамлена поднятыми до абсолютных отметок около 1000 м палеоген-неогеновыми образованиями. На западе её граница проводится по осевой линии структурного поднятия, являющегося южным продолжением Срединного массива Камчатки. На юге граница в значительной степени условная, так как проводится по поперечному разлому, который установлен лишь по геофизическим данным. Этот разлом предположительно является северной границей поперечного поднятия, пересекающего зону спрединга Южной Камчатки.

Гидрогеология Мутновского геотермального района определяется геологическим строением описанной выше структурной депрессией. Палеоген-неогеновые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, обладающие хорошей вторичной (трещинной) проницаемостью, представляют собой достаточно водообильный водоносный комплекс, структура которого отличается значительной сложностью, как в разрезе, так и по латерали.

Плиоцен-четвертичные образования менее трещиноватые, за исключением лавовых горизонтов, обладающих контракционной трещиноватостью, но часто залегающие на уплотненных слоях рыхлой или слабо спекшейся пирокластики, или на вулканогенно-осадочных и осадочных отложениях. Эти отложения играют роль верхнего относительного водоупора. Строение этого водоупорного комплекса чрезвычайно сложное и его проницаемость неравномерна на площади депрессии Мутновского геотермального района. Часто сплошность его нарушена многочисленными дайками, экстрюзиями, маарами, диатремами и т. д.

Эти структуры неоднозначно влияют на водопроницающие свойства водоупорного комплекса. Так, например, дайки, сложенные свежими (неизмененными гидротермальными процессами) сильно трещиноватыми базальтами и андезитами несомненно являются хорошими дренами для нисходящих вод поверхностного формирования. Они могут обладать и свойствами водоупора. Так, например, если на них действуют кислые гидротермы, превращающие базальты в глины, которые способны разбухать при водонасыщении и образовывать водонепроницаемые контакты, примазки, прожилки, то эта структура становится полностью водонепроницаемой.

В некоторых случаях породы андезитового и более кислого состава, под воздействием кислых гидротерм, преобразуются в кремнистые породы, в которых также могут присутствовать минералы группы глин или слюд. Эти минералы могут существенно повлиять на понижение проницаемости магматических тел, которые входят в структуру водоупорного комплекса Мутновского геотермального района.

Интрузии, которые в силу своих прочностных свойств, в меньшей степени подвержены тектоническим разрушениям, также имеют низкие эффективные коэффициенты проницаемости. Предполагается, что роль плотины для инфильтрационных вод играет интрузивный массив Ахотенских гранитов, который ограничивает подземный сток в Мутновском геотермальном районе в сторону Тихого океана.

Процессам гидротермального метаморфизма подвергались породы, слагающие экструзии, вблизи которых происходило образование гидротермально измененных пород. Под действием, как паром нагретых гидротерм (кислых гидротермальных растворов поверхностного формирования), так и кислых глубинных гидротерм, в которых значительную долю составляли высокотемпературные магматогенные летучие, породы, слагающие экструзии андезитов, дацитов и риолитов, превращались в каолиновые и монтмориллонитовые глины или в опалитовые кремнистые образования. Те и другие также уменьшали проницаемость верхних частей экструзий и они в этом случае уже не выполняют роль дрена, по которым происходила инфильтрация поверхностных вод в глубокие водоносный комплекс Мутновского геотермального района.

Гидротермальная деятельность, связанная с поверхностными термопроявлениями в Мутновском геотермальном районе привела к образованию обширных полей измененных пород, которые в настоящее время залегают не только на поверхности, и входят в структуру водоупорного комплекса.

В практике итальянских геотермальных геологов используется геолого-структурный подход к оценке геотермальных ресурсов. В его основу положены исследования геологических позиций геотермальных районов. Мы считаем, что такой подход к изучению Мутновского геотермального района рационален, и на данном этапе исследований, возможно, определить региональную гидрогеологическую структуры, которая достоверно определяет локализацию Мутновского геотермального района.

Анализ геологических позиций Мутновского геотермального района привел нас к выводу, что он локализуется в структурной депрессии и представляет собой артезианский супербассейн изометричной формы, ограниченный сторонами 70 x 70 км и, имеющий площадь около 5000 км².

Водное питание этого артезианского бассейна происходит за счет инфильтрации вод метеорного происхождения на обнаженных участках, сложенных палеоген-неогеновыми толщами, а также в местах локализации вертикально расположенных структур вулканогенного происхождения, не подвергшихся интенсивному гидротермальному метаморфизму.

Как уже показано ранее, структурно и генетически Мутновский геотермальный район тесно связан с зоной растяжения земной коры Южной Камчатки и его тепловое питание обеспечивается источниками генерации тепловой энергии, расположенными в интервале глубин от верхней мантии до верхней коры.

Развитие этого региона земной коры происходило в два этапа - подводного вулканического хребта и островодужный двойной вулканической дуги, в которые происходили, наряду с магматическими процессами, подводная и островодужная гидротермальная деятельность. В связи, с чем мы считаем, что в недрах Мутновского геотермального района могут находиться вулканогенно-кремнистые метаморфические формации, в которых должны содержаться как рассеянные, так и массивные скопления сульфидов.

Вулканогенно-кремнистые метаморфиты содержат рассеянные и массивные сульфиды пирита и пирротина и в течение длительной истории развития глубинного (базальтового) магматизма, проявляющегося по всей площади Мутновского геотермального района, попадают в зону его воздействия. В результате высокотемпературного разогрева эти породы подвергаются химическим превращениям с выделением больших количеств тепловой энергии. В процесс экзотермических химических реакций на островодужной стадии развития Мутновского геотермального района, когда возможен приток атмосферного кислорода в гидротермально-магматические системы, расположенные на его территории, вовлекаются большие массивы вулканогенно-кремнистых метаморфитов и сульфидных накоплений, образовавшихся в предыдущие этапы его развития.

Как отмечалось выше при обсуждении источников генерации тепловой энергии в земной коре в областях современного вулканизма, показателем апогея в эволюции этого источника аномального потока этих регионов являются крупно - объемные извержения кислых расплавов, таких, например, как игнимбриков. В применении к описываемому Мутновскому геотермальному району следует отметить, что такие крупнообъемные извержения для него не характерны. В строении как палеоген-неогеновых, так и плиоцен-четвертичных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ присутствуют игнимбрики и спекшиеся туфы, что может свидетельствовать о возможности наличия таких процессов в недрах Мутновского геотермального района в настоящее время. Однако процесс генерации расслоенных магматических резервуаров, аналогичных расслоенным магматическим резервуарам Семьячкского геотермального района или геотермальных районов Вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии, в описываемом геотермальном районе ещё находится в начальной стадии. Как нам представляется, логически непротиворечивым, может быть предположение, что в настоящее время в недрах Мутновского геотермального района на глубинах 5-10 км, где возможно расположены вулканогенно-кремнистые формации, насыщенные сульфидами, экзотермические реакции находятся в самом разгаре. В настоящее время на этих уровнях в земной коре происходит накопление тепловой энергии и формируется огромный по площади коровый магматический резервуар, температура которого приближается 700° - 800° С. Коровые магматические очаги уже уверенно прогнозируются под вулканами Опалой, Асачей, Мутновским, Горелым. Присутствие обломков риолитов и кислых пемз во фреатомагматических выбросах многочисленных эруптивных центров Толмачева дола, так же свидетельствует о наличие кислых расплавов в недрах этой структуры. Отсутствие резургентных куполов в кальдерных вулканах Мутновского геотермального района показывает, что формирование большого магматического резервуара, заполненного дифференцированным расплавом, находится в стадии становления.

Мы считаем, что поскольку связанные с таким магматическим резервуаром крупнообъемные извержения игнимбриков, спекшихся туфов и пемз ещё не произошли, то и теплопотери в Мутновском геотермальном районе минимальные. В связи с этим, авторы полагают, что недра этого геотермального района разогреваются и запасы тепла наращиваются.

Поверхностная тепловая разгрузка, которая происходит в основном в районе Мутновского вулканотектонической структуры, обусловлена условиями инфильтрации метеорных вод в сторону центральной части Мутновской структурной депрессии, где

наблюдается наибольшая мощность водоупорного комплекса. Подземные воды, содержащиеся в этом комплексе, обладают большой поглощающей теплоемкостью. Они рассеивают значительную часть тепловой энергии, поступающей от ниже лежащего палеоген-неогенового водоносного комплекса. На границе раздела водоупорного и водоносного комплексов происходит минералообразование, приводящее к самоизоляции, характерной для гидротермальных систем. Аккумуляция тепловой энергии под водоупорным комплексом по горизонтали должна происходить неравномерно. Наиболее прогретыми участками будут структуры, в которых кровля толщ водоносного комплекса находится на более высоких гипсометрических уровнях. Как правило, структуры локальных поднятий характерны для районов проявления андезитового и кислого вулканизма или для районов размещения малоглубинных небольших интрузивных тел, поскольку магматические расплавы этих составов обладают высокой вязкостью и при внедрении производят нарушения в залегании вмещающих толщ.

Мы полагаем, что в центральной части Мутновского геотермального района происходит накопление тепловой энергии, в основном, за счет скрытой кондуктивной теплоотдачи и в результате перетока гидротермальных потоков в южном и западном направлениях, где водоносный комплекс не выходит на дневную поверхность. Избыточное тепло рассеивается во время периодических извержений вулкана Горелого и в результате постоянной тепловой разгрузки на Мутновском вулканотектоническом комплексе.

Закачка отработанных гидротерм в недра геотермального района, в которых присутствует воздух, будет ускорять экзотермические реакции в недрах водоносного комплекса. Это может привести к повышению запасов тепловой энергии и параметров теплоносителя в недрах эксплуатируемых геотермальных систем Мутновского геотермального района. Мы предполагаем, что такая ситуация сложилась в Лардерелло в Италии после того, как там организовали закачку конденсатов отработанного геотермального пара в недра этой системы.

В заключении целесообразно привести оценочные данные о предполагаемых ресурсах Мутновского геотермального района, Здесь можно применить возможный в данных обстоятельствах лишь метод аналогий. Так, например, в хорошо изученном и эксплуатируемом длительное время геотермальном районе Лардерелло-Травале (Италия), площадь которого составляет 250 км², в настоящее время устойчиво работают геотермальные электростанции общей электрической мощностью 547 мегаватт. Как мы показали, прослеживаются аналогия геологического строения и геотермических режимов в геотермальных районах Лардерелло-Травале-Радикондоли (Barelli et al., 1995) и Мутновском.

Площадь Мутновского геотермального района по самым скромным оценкам составляет около 5000 км². При использовании палеоген-неогенового водоносного комплекса на всю мощность до глубины 4-5 км с применением современных методов извлечения геотермального теплоносителя и его глубокого использования, мы полагаем, здесь можно получить примерно 10 000 мегаватт электрической энергии.

На первый взгляд наши оценки производят ошеломляющее впечатление по сравнению с теми, что мы видим на дневной поверхности и анализируя результаты многолетних геологоразведочных работ на Мутновской геотермальной системе. Однако опыт геотермальных исследований за рубежом и, в особенности, в таких странах с развитой геотермальной энергетикой, как Италия, Новая Зеландия, Исландия, Филиппины, Мексика и США, показывает, что приведенные оценочные данные по геотермальным ресурсам Мутновского геотермального района не являются слишком завышенными.

Так, например, М. Хохштейн (Hochstein, 1988), который обладает большим объемом информации о геотермальной энергетике многих геотермальных районов мира, расположенных в различных областях современного вулканизма и иного типа

геологических структур, приводит данные, что средние мощности современных геотермальных систем находятся в пределах 100-300 мегаватт. Поскольку Мутновский геотермальный район включает около десятка гидротермально-магматических конвективных систем, то их общая мощность, с учетом глубины освоения до 1,5-2,0 км (средняя глубина эксплуатационного бурения), должна колебаться в пределах 1,0 – 3,0 мегаватт. Увеличение глубины освоения геотермальных ресурсов в несколько раз, как это делается в Италии, даст примерно тот же порядок энергетических возможностей, который мы приводим при оценке геотермальных ресурсов Мутновского района на Камчатке.

4.4.2 Оценка возможности строительства электростанции мощностью 300 МВт на основе Мутновского месторождения ПВС.

Оценка ресурсов Мутновского геотермального месторождения была уточнена исследованиями сотрудников института вуканологии (Вакин и др., 1986). Было использовано два способа оценки:

- на основе определения теплотерь на площадках термопроявлений и
- по данным определения тепла, содержащегося в горных породах, насыщенных гидротермами.

Реально извлекаемые запасы тепла обычно, как показывает практика разведки и разработки месторождений парогидротерм, превышают естественные теплотери в 3 – 7 раз. Отсюда, оценка по первому способу отождествляется с минимальными геотермальными ресурсами, увеличение которых возможно при вскрытии глубоких горизонтов разведочными и эксплуатационными скважинами. Общая тепловая разгрузка Мутновской гидротермальной системы составляет более $100 \cdot 10^3$ ккал/с.

Используемая в настоящее время часть Мутновской геотермальной системы представлена поверхностными термопроявлениями, естественные тепловые потери которых составляют $30,8 \cdot 10^3$ ккал/с. Принимая во внимание практику разработки месторождений парогидротерм, прогнозные тепловые ресурсы Мутновской системы можно оценить в $216 \cdot 10^3$ ккал/с.

Авторы ожидают обязательное увеличение притока гидротерм в процессе будущей разработки Мутновского месторождения за счет его подтока из Северного кратера и Активной воронки в количестве, обеспечивающим работу станции мощностью порядка 300 МВт (Вакин и др., 1986).

Другой (объемный) способ оценки геотермальных ресурсов состоит в оценке тепловой энергии, содержащейся в нагретых горных породах резервуара, Методика подсчета заключается в оценке объема блока, слоя или резервуара нагретых пород, их температуры и удельной теплоемкости. Расчетная площадь Мутновского месторождения определялась площадью распространения всех термопроявлений, развитых в Северо – Мутновской вулканотектонической зоне, исключая Нижнежировские и Воиновские источники. Общая расчетная площадь равна 48 км^2 . По аналогии с изученными геотермальными системами, мощность резервуара бралась 2,5 км. Температура резервуара контролируется температурой парагазовых струй на земной поверхности, в нашем случае $96 - 110^\circ \text{C}$. Она подтверждена геотермометрами ($240 - 270^\circ \text{C}$) и расчетом по тепловому потоку (250°C). Средняя температура недр, принятая в расчетах, равна 220°C . Объем геотермального тепла, аккумулированного горными породами резервуара Мутновского месторождения, составляет примерно $2,0 \cdot 10^{19}$ ккал. Отсюда, возможная мощность электростанции, которая может эксплуатироваться на базе ресурсов этой системы в течение 100 лет, порядка 400 МВт. Близость прогнозных оценок посчитанных двумя способами позволяет допускать реальность прогноза.

Геологоразведочные работы на Мутновском месторождении парогидротерм (ПВС) были начаты в 1978 г силами ПГО «Камчатгеология» с задачей оценки и

выведения на поверхность природного теплоносителя в объеме, достаточном для работы электростанции мощностью 200 МВт.

Месторождение расположено в труднодоступной горной местности, с перепадами высот от +700 до +1100 м и с крутизной склонов в пределах 10 – 65° на расстоянии 70 км по прямой к юго-западу от г. Петропавловск-Камчатский (областной центр) на водоразделе рек Фальшивая и Жировая. Ближайший населенный пункт - пос. Термальный (по сути, поселок разведчиков месторождения) находится в 66 км от областного центра, с которым связан автомобильной дорогой с твердым покрытием.

Климат района месторождения обусловлен характером атмосферной циркуляции как вследствие близости Тихого океана и резкой расчлененности рельефа местности. Наиболее холодные месяцы – январь и февраль с среднемесячными температурами - 8° С, - 13° С соответственно, наиболее теплые - июль и август со среднемесячной температурой + 11° С. Количество атмосферных осадков в пределах 2000 – 3500 мм (в зависимости от абсолютных высот местности). Снежный покров лежит с сентября до конца мая (начала июня), толщина его от 10 см (на крутых склонах) до 7 – 10 м (в пониженных формах рельефа). Район характеризуется частыми и сильными ветрами, в зимние месяцы отмечается наибольшая скорость ветра, достигающая почти 50 м/с.

По схеме сейсмического районирования п-ова Камчатки территория месторождения расположена в девятибальной зоне, однако разрушительные землетрясения силой 7 – 8 баллов здесь крайне редки, один раз в 40 лет и реже.

На первом этапе разведочных работ (1978 – 1981 гг.), наряду с разнообразными видами геофизических и гидрогеологических съемок, проводились и буровые работы станками ЗИФ – 1200 и УРБ - 3АМ, т. е. станками структурно – картировочного бурения, качество вскрытия которыми продуктивных горизонтов ниже всякой критики. В результате работ по степени перспективности были выделены участки: Вулканный, Верхне – Мутновский, Дачный, Освистанный, Верхне – Жировской, Вилучинский и Пенистый (впоследствии три последних были исключены из числа перспективных). Со второй половины 1981 г. геологоразведочные работы были сосредоточены на наиболее перспективном участке месторождения Дачном и в 1983 г в ГКЗ СССР были представлены материалы разведки, обосновывавшие объем запасов теплоносителя для первой очереди Мутновской ГеоТЭС мощностью 50 МВт. Однако представленный отчет апробацию в ГКЗ не прошел.

Последующими работами наиболее детально изучены участки, наряду с Дачным (1981 – 1987 гг.), Верхне – Мутновский (1988 – 1994 гг.), Вулканный (1987 – 1992 гг.), Северный (1989 – 1993 гг.) и Южный (1988 – 1993 гг.) полигоны реинжекции.

С 1983 года бурение разведочных скважин велось в основном станками нефтяного ряда БУ – 75Бр, БУ – 1600/100 ДГУ, БУ – 2500/160 ДГУ, с 1987 г станки структурно – картировочного бурения в работе вообще не применялись. Всего за время разведки месторождения пробурено 98 скважин различного назначения, из них на ПВС 67 скважин, в том числе 61 поисково-разведочных, 6 разведочно-эксплуатационных скважин, пробуренных на Дачном участке по проекту разработки, составленному в 1989 г институтом ВНИПИГеотерм ПО «Союзбургаз». В число 98 скважин входит 10 скважин для разведки полигонов реинжекции, 18 скважин для технического водоснабжения и 3 – поисковые на пресную воду.

Техническим заданием Минэнерго СССР от 26.02.82. для I очереди ГеоЭС мощностью 50 МВт потребность в запасах пара с теплосодержанием 650 ккал/кг устанавливалась равной 120 кг/с при давлении на устье скважины 7 атм. Затем потребность пара была уточнена в 108 кг/с.

Геолого – структурными границами Мутновского геотермального района являются: на севере – Начикинское складчато – глыбовое поднятие, на востоке он ограничивается осевой линией Берегового хребта; на юге – на широте вулкана Ходутка – долина реки Опалы граница определяется зоной нарушений в меловом фундаменте СЗ

простирается; на западе граница проводится по сводовому поднятию СВ простирания, наблюдаемому в фундаменте вулкана Большая Ипелька.

Мутновский геотермальный район с точки зрения глобальной системы геодинамических поясов располагается в структуре растяжения, которая по тектоническим процессам, происходящих в ней, характеризуется как зона спрединга, где направление региональных разломов диктуется простиранием зоны растяжения, т.е. имеют субмеридиональное направление, а секущие разломы – субширотное направление.

Геологический разрез Мутновского геотермального района (вскрытый скважинами на глубину порядка 2000 м) палеоген – четвертичного времени есть отражение взаимодействия появляющихся в это время вулканов и морской трансгрессии (с востока) и имеет четкое двухчленное строение. Горные породы верхней части разреза (плиоцен – четвертичного времени) – эффузивно – пирокластические отложения переменного состава (туфы, лавы, туфоконгломераты андезитового, базальтового, дацитового состава), нижняя – представлена туфогенно – осадочными образованиями палеогена (туфы и туффиты дацитового состава, туфопесчаники, алевролиты и углистые аргиллиты). В геологическом разрезе Мутновского месторождения выделены два гидрогеологических яруса.

Верхний гидрогеологический ярус (холодных подземных вод), соответствующий зоне активного водообмена, приурочен к четвертичным отложениям. Этот ярус объединяет как современные рыхлые отложения различного генезиса, так и современных четвертичных вулканитов и субвулканических образований. Питание подземных вод верхнего яруса – за счет инфильтрации атмосферных осадков. Возможна его частичная подпитка за счет термальных вод в месте их выхода на дневную поверхность. При этом выделяются два типа коллектора: в прикровельной части яруса – поровый или порово-трещинный тип с максимально выявленной в разрезе проницаемостью пород, в основании его – трещинно – жильный тип циркуляции.

Верхний ярус подстилается водоупорным горизонтом, образующим покрывку геотермального резервуара и имеет локальное распространение, представлен гидротермально измененными горными породами (зонами аргиллизации и каолинизации) переменной толщины от нескольких десятков до сотен метров. В местах fumarольной деятельности покрывка геотермального резервуара выходит на дневную поверхность. Покрывка перекрывает весь резервуар, и считается, что ее контуры по данным площадных геофизических работ соответствуют контуру низкого сопротивления (<10 Ом) на глубинах 300 – 400 м.

По данным опытно – фильтрационных работ коэффициент проводимости в пределах $(5 - 1200) \times 10^{-12} \text{ м}^3$, средняя величина проницаемости порядка 1460 Мд. Распределение гидростатических давлений по площади отражает в сглаженном виде линию рельефа. Температура подземных вод в пределах до $+10^{\circ} \text{ C}$, только в месте выхода термальных вод (фумаролы, парящие площадки) температура может достигать 150° C . Разгрузка – в местную эрозионную сеть, редко – нисходящая фильтрация в коллектора нижнего гидрогеологического яруса.

Нижний гидрогеологический ярус приурочен неоген – палеогеновым образованиям. Водовмещающие породы значительно уплотнены в силу интенсивной гидротермальной переработки (зона пропилитизации), в связи с чем, их фильтрационные свойства существенно хуже, нежели пород верхнего яруса. Определяющий здесь тип циркуляции – трещинно-жильный. Для вод яруса характерно низкое залегание статических уровней (до глубин 500 – 800 м), что, в основном, обусловлено резкой расчлененностью рельефа. Главный источник питания яруса – восходящий поток парогидротерм, поступающих по глубинным разломам ССВ направления. Основная область разгрузки вод нижнего яруса – Тихий океан, частичная разгрузка происходит по разломам на дневную поверхность в виде фумарол или иных источников термальных вод.

По термогидродинамическим параметрам и фазовому состоянию теплоносителя по площади месторождения выделяются две зоны – центральная (наиболее тектонически ослабленный блок) и периферийная. Центральная зона месторождения - пароконденсатная (двухфазная) зона характеризуется максимальным тепловым потоком и минимальными пластовыми давлениями.

Высока роль водоупорного горизонта (покрышки) в образовании этой зоны. Под крышкой создаются условия наибольшей концентрации тепла, так как наиболее нагретые порции воды стремятся занять наиболее верхнее положение в водоносном горизонте. В этих случаях горное давление (литостатическое) пород над водовмещающим горизонтом в какой – то момент будет недостаточным, т. е. будет меньше давления насыщения воды при данной температуре. В этом случае происходит вскипание гидротерм. Часть гидротерм переходит в пар, стремящийся подняться вверх по трещинам в крышке, что и видно в проявлении на дневной поверхности паровых струй или парящих площадок.

Таким образом, можно сделать вывод, что водоупорный слой, залегающий в кровле нижнего гидрогеологического яруса, играет роль теплоизолятора, который и создает здесь условия для аккумуляции тепла. Аккумуляции тепла способствуют низкие коллекторские свойства водовмещающих горных пород нижнего яруса.

Теплоноситель этой зоны обладает высоким паросодержанием (как правило, 70 – 85 и до 96 %% объемных) и высокими значениями температур (250 - 320° С). Пластовые давления здесь порядка 1,5 – 4,3 Мпа. На дневную поверхность скважинами, пробуренными на эту зону, выводится высокоэнтальпийная ПВС (энтальпия 450 – 660 ккал/кг). В условиях эксплуатации скважин следует ожидать увеличение паросодержание, так как его энтальпия при проведении опытно – эксплуатационных выпусков характеризовалась постепенным увеличением.

Водовмещающим отложениям двухфазной зоны свойственна наиболее высокая степень трещиноватости по сравнению с остальной толщей горных пород нижнего гидрогеологического яруса, что видно по результатам опытно – фильтрационных работ. Проницаемость коллектора двухфазной зоны в среднем 300 – 350 мД. В соответствии с фильтрационными свойствами коллектора паровые скважины Дачного участка имеют производительность до 30 кг/с (средняя 13 кг/с) при рабочем давлении 0,7 Мпа и средней толщины продуктивной зоны до 80 м.

Зона перегретых вод имеет региональное распространение по площади месторождения, прослеживаясь в нижней части геотермальной системы на глубинах 1,0 – 2,1 км, концентрируясь на глубинах 1,5 – 2,1 км. Для этой зоны характерны аномально низкие значения гидростатических давлений. В наиболее прогретой нижней части геотермального резервуара термодинамическая обстановка близка к состоянию насыщения воды (теплоносителя). Энтальпия теплоносителя, выведенного скважинами на поверхность, составляет 250 – 350 ккал/кг, паросодержание до 30% при рабочем давлении 0,7 Мпа. Проницаемость коллектора зоны циркуляции перегретых вод до 34 мД, средняя толщина продуктивного коллектора не менее 120 м. Дебиты пароводяных скважин достигают значений 80 кг/с, что объясняется высокими значениями как работающих интервалов коллектора (средняя толщина 120 м), так и высокими значениями коэффициентов проводимости (в отдельных случаях до 3000 мД·м). Средняя же производительность скважин этих различных по своим термогидродинамическим характеристикам зон практически одинакова (10 – 13 кг/с)

Температурное поле верхней части разреза отражает сложное взаимоотношение теплового потока с горизонтом холодных вод. С глубиной поле высоких температур закономерно расширяется. Максимальные геотемпературные градиенты наблюдаются в центральной части Дачного участка. Средние значения градиентов здесь составляют 20 – 30 °С на 100 м.

Химический состав теплоносителя месторождения изучен достаточно хорошо, особенно детально в пределах участка Дачный. В его центральной части вскрывается высокоэнтропийный теплоноситель – пар со степенью сухости 0,8 – 1,0 (в долях единицы массы). Химический тип конденсатов – гидрокарбонатный (реже гидрокарбонатно – сульфатный) аммонийный с минерализацией 0,005 – 0,07 г/л. Общая гидрохимическая закономерность вод по месторождению – вертикальная, с увеличением минерализации с 0,1 до 1,6 г/л, с глубиной постепенная смена от гидрокарбонатного на сульфатный и хлоридный с преобладанием ионов натрия и кальция. Специальные исследования Азербайджанского института энергетики (по материалам к протоколу ГКЗ СССР № 2250 – К от 11.12.87.) показали, что основное оборудование станции (металлы и сплавы) коррозионноустойчивы от воздействия геотермального пара, кроме стали марок СТ - 40 и МЖО - 70. Микрокомпонентов, имеющих промышленное значение для попутного извлечения, теплоноситель не содержит. Вредных компонентов в паровой среде нет, в водной фазе содержатся бор и мышьяк (концентрации выше ПДК – до 10 и 1,0 мг/л соответственно).

Газовый состав теплоносителя преимущественно углекислый, отмечено незначительное содержание сероводорода, в отдельных пробах отмечается повышенное содержание водорода, что отражает активную гидротермальную деятельность. Газосодержание в основном 2 – 3 л/кг воды, есть пробы с содержанием до 10 л/кг.

Месторождение относится к инфильтрационному типу с фильтрацией воды под влиянием преимущественно гравитационных сил. В материалах подсчета запасов, представленных в ГКЗ СССР в 1987 г. (это самый полный на сегодня отчет о проведенных разведочных работах), показаны два варианта модели месторождения.

Первый – основывается на представлениях о региональном потоке подземных вод в сторону Тихого океана, областью питания этого потока являются восточные склоны вулкана Мутновский и кальдера вулкана Горелого. Над поверхностью потока (над очагами прогрева) формируется двухфазный флюид, создающий в верхней части разреза пароконденсатную зону. Частичная разгрузка вод потока происходит по разломам, выявляясь на дневной поверхности в виде Дачных, Нижне – Жировских и Воиновских термоисточников (суммарный дебит порядка 80 кг/с). Нижняя граница зоны – уровень кипения подземных вод, совпадающий примерно с нулевой абсолютной отметкой, верхняя граница – подошва водоупорного горизонта (покрышка) верхнего типа коллектора, залегающего на уровне + 400 м. Нижняя часть разреза представлена зоной перегретых вод, аккумулированных преимущественно в олигоценых отложениях.

Второй – основывается на анализе процессов в условиях встречных потоков - нисходящего холодного (водного) и восходящего теплового («горячего»), при этом предполагается значительная глубинность развития паровой фазы над очагом прогрева (магматическим очагом). Пароконденсатная зона есть проявление глубинного процесса восходящего конвективного потока тепла, преодолевающего встречное охлаждение нисходящей фильтрацией. Зона же перегретых вод – периферия зоны теплового прорыва.

В пределах участка Дачный паровая зона образуется на нулевой абсолютной отметке, где отмечается температура флюида в 200 °С. Сам геотермальный резервуар фиксируется температурами +150 °С (верхняя граница на отметке +500 м) и +310 °С (наибольшая зафиксированная при разведочных работах на отметке – 1200 м).

В материалах геологоразведочных работ, представленных на апробацию в ГКЗ СССР в конце 1987 г., были показаны запасы теплоносителя (в пересчете на пар) на мощность ГеоТЭС в 200 МВт по категории $C_1 = 107,5$ кг/с и по категории $C_2 = 92,5$ кг/с, прогнозные же ресурсы $P_1 = 293,0$ кг/с. Протоколом № 10331 от 24.12.87. ГКЗ СССР было признано возможным строительство (вопреки утвержденной и до сих пор действующей инструкции «Классификация эксплуатационных запасов и прогнозных ресурсов подземных вод, 1983 г», хотя эта инструкция не соответствует духу Закона РФ «О недрах», в редакции 2000 г - №20 – ФЗ от 2 января 2000 г.) на запасах только

категории C_1 опытно – промышленной ГеоТЭС мощностью 50 МВт (на участке Дачный). Здесь уже строится электростанция на утвержденных запасах теплоносителя с использованием в качестве эксплуатационных существующих скважин М 4Э, М 016, М 24, М 26. М 029W и 2-х проектных.

Эксплуатационные запасы месторождения подсчитаны на базе результатов опытных одиночных, групповых опытно – эксплуатационных выпусков, опытных наливов, режимных наблюдений, геолого – геофизических данных и пр.

К категории C_1 относятся запасы, подсчитанные гидравлическим методом, т. е. учтены фактические дебиты скважин при длительном (суммарно до 4-х лет, продолжительность последней ступени 13 мес.) опытно – эксплуатационном выпуске и одиночных выпусках с учетом обоснованных понижающих коэффициентов на сработку и взаимодействие.

К категории C_2 отнесены запасы, подсчитанные гидродинамическим методом с учетом вертикальной проницаемости разреза и площади восходящего потока. При этом площадь потока бралась по изотерме 200 °С (по нулевой отметке). Площадь восходящего потока по участкам

- Дачный – 7,5 км²,
- Верхне – Мутновский – 2,04 км²,
- Вулканный – 2,1 км², по которому запасы подсчитаны по аналогии.

В последующем на основе проведенных в 1987 – 90 гг. разведочных работах запасы ПВС (в пересчете на пар) были утверждены на ЦКЗ Мингео СССР (протокол № 2 от 20.12.90. табл.22).

Табл. 22.

В результате разведочных и поисковых работ в 1988-1990 гг. участки	Запасы пара, кг/с, (при давлении 0,7 МПа), соответствующая им электрическая мощность, МВт				
	Категория запасов				
	C_1	C_2	C_1+C_2	P_1	$C_1+C_2+P_1$
Дачный	121	71	192	183	375
Верхне - Мутновский	35	16	51	64	115
Вулканный	---	--	---	170	170
Всего: пар	156	87	243	417	660
Всего: МВт	78	43	121	209	330

Из вышеизложенного напрашивается вывод, что существуют геологические предпосылки для строительства электростанции мощностью 300 МВт (участки Дачный, Верхне – Мутновский, Вулканный), но с обязательной необходимостью проведения доразведки месторождения.

Основываясь на материалах поисково-разведочных работ, проведенных на месторождении в 1987 – 90 гг., можно предложить следующее расположение площадок строительства ГеоТЭС последующих очередей с использованием всего потенциала Мутновского месторождения (ГеоТЭС на Мутновском геотермальном месторождении общей мощностью 300 МВт).

Площадки № 1 и № 2 используют запасы уч. Дачный, площадка № 3 – запасы Верхне – Мутновского участка, площадки № 4 и № 5 – на запасах участка Вулканный + Южный полигон.

На базе запасов потока Основной в настоящее время построена станция мощностью в 50 МВт. В работе Кирюхина и др.(1991) отмечается, что «гидротермальный резервуар Основной не «выбран» до конца», привлекая же к разбуриванию южную часть потока Основной и поток Восточный справедливо полагать о возможности обеспечения теплом ГеоТЭС общей мощностью до 200 МВт только за счет запасов участка Дачный.

В таблице 22 нет данных по участку Южный полигон, но в материалах разведки есть ссылка, что скважины Южного полигона в процессе бурения вскрывали высокотемпературный флюид. При проведении опытного выпуска из скважины М 022 было получен пар в объеме 7 кг/с при давлении 10 атм. По аналогии с хорошо изученным участком Дачный запасы участка Южный полигон по категории Р можно оценить в 120 кг/с. Техническое состояние пробуренных здесь скважин М019, М020, М021, М023 позволяет проведение исследовательских работ с целью определения запасов категории C_{1+2} .

На Вулканном же участке следует провести бурение и испытание разведочных скважин с целью выявления запасов так же категории C_{1+2} .

Дальнейшую детализацию геологического строения месторождения и перевод запасов в более высокие категории следует возложить на эксплуатационные скважины.

Хотя опыт обратной закачки отработанного теплоносителя на Паужетском месторождении пока не дал однозначно положительного результата в части поддержания запасов, однако не следует игнорировать проведение закачки на Мутновском месторождении с этой целью, но только в зоне нисходящего потока Конденсатный, так как в этом случае закачка энергетически более выгодна.

5.0 Заключение

(Предположения о перспективах использования геотермальных ресурсов Камчатки).

Как показано выше, геотермальные ресурсы Камчатки достаточны, чтобы удовлетворить на сегодняшний день и на далёкую перспективу все энергетические потребности как коммунально-бытовых, так промышленных и сельскохозяйственных производств. Проблема освоения этого энергетического источника в основном заключается в разобщённости мест их локализации и потребителя и, как следствие, неразвитости инфраструктуры Камчатки. Отсутствие достаточно развитой сети дорог является главным препятствием в эффективном использовании геотермальных теплоносителей. Надежды на быстрое развитие дорожной сети за счёт развития рыбной и горнодобывающей промышленности, а так же сельского хозяйства, как показала практика последних 50 лет социально-промышленного развития Камчатки, не оправдались. Первые же шаги в освоении энергетических ресурсов (гидротерм на Мутновском вулкане, гидроресурсов реки Толмачёвой и газовых месторождений на западной Камчатке) привели к развитию дорожной сети и других элементов инфраструктуры в неосвоенных районах. Как нам представляется, интенсификация освоения геотермальных ресурсов приведёт к одновременному развитию дорожной сети Камчатки и вовлечению неосвоенных горнорудных, рыбопромышленных и сельскохозяйственных объектов.

Показательным примером прогресса в этом направлении является строительство Мутновской ГеоТЭС. Благодаря этому облегчается доступ к горнорудным базам Южной Камчатки и дальнейшее расширение геотермального комплекса вблизи вулкана Мутновского, за счёт освоения теплоэнергоресурсов вулканов Горелого, Асачи, Опалы, Ходутки, Ксудаца и зоны ареального вулканизма, начинающегося Толмачёвым долом и протягивающимся на юг вплоть до вулканов Желтовского и Ильинского. Вот реальная перспектива развития социально-экономической базы Камчатки.

Интенсивное развитие геотермальной энергетики на базе Паужетской ГеоТЭС, базирующейся на значительных ресурсах Паужетской и Кошелевской систем и Явинско-

Озерновской береговой геотермальной системы, в перспективе должно привести к его смыканию с Мутновско-Гореловским геотермальным энергетическим районом. Учитывая значительные рыбопродуктивные резервы рек южной части Западного побережья Камчатки и избытки геотермальных ресурсов, можно рассматривать перспективы развития интенсивного рыбного и теплично-парникового производств этого района.

Ныне угасающий регион долины реки Камчатки, по нашему мнению, может быть возрождён. Он может интенсивно развиваться в будущем, если приступить к немедленному решению энергетического дефицита и убогой транспортной инфраструктуры за счёт освоения гидротерм, сопряженных с вулканами Ключевской группы и вулкана Шивелуч и Киреунской геотермальной системы, которые изучены только рекогносцировочно. Особенно перспективна в плане энергетического использования Киреунская система, где в недрах по гидрохимическому кремневому геотермометру определяются температуры до 215-235⁰С. Она тесно связана со спящим вулканом Алней-Чашаконджа, на котором имеются обширные поля гидротермально изменённых пород. По аналогии с другими разведанными объектами такого рода можно предположить, что её тепловая мощность способна обеспечить геотермальным теплоносителем ГеоТЭС в 100 МВт.

Вулкан Заречный предположительно извергался несколько тысяч лет назад (~2000-3000) и его извержение сопровождалось сильными эксплозиями. В результате могло произойти обрушение эруптивного канала и образование значительного по размерам периферического магматического очага. Он, предположительно, может располагаться на небольшой глубине в толще осадочных пород, обладающих достаточно хорошими теплоизоляционными и водоупорными свойствами. Эти породы ограничивают обильный водоприток в зону очага, о чём свидетельствуют многочисленные холодные источники (ключи) расположенные по периферии конуса вулкана Заречного. Возможно, что грунтовый поток, расположенный в этом конусе и питающий эти незамерзающие в сильные морозы источники, подогревается достаточно сильно, чтобы не замерзать, но недостаточно, чтобы быть использованным для извлечения гидротерм. Специальные работы, сопровождаемые гидрохимическими, геофизическими и геотермическими исследованиями, в том числе и с помощью неглубокого бурения, позволят проверить высказанные выше предположения о геотермических ресурсах вулкана Заречного и о возможности их использования для энергетических нужд города Ключи.

Посёлки Козыревск и Мильково могли бы быть обеспечены геотермальными ресурсами, размещёнными в районе Толбачинского дола. Так, например, по данным В.М. Сугрובה (1982) в этом районе на глубине 1 км имеются нагретые горные породы объёмом 24 км³ с температурой 220⁰С. Аккумулированная тепловая энергия составляет 1,4 x 10²⁰ Дж. Этого тепла достаточно для обеспечения работы ГеоТЭС мощностью 680 МВт в течение 100 лет. В аналогичных геолого-структурных и гидрогеотермических условиях построена ГеоТЭС Пуна (о. Гавайи, США) мощностью 25 МВт.

Особого внимания заслуживают отдалённые населённые пункты. Вблизи них необходимо целенаправленно и тщательно изучать гидротермальные системы, так и возможные геологические структуры с нагретыми породами. Таким примером служит программа геотермальных исследований в Исландии, когда отдалённый посёлок с населением в несколько сот человек был обеспечен гидротермами, казалось бы, никаким образом не проявляющимися на поверхности. Диагностика производилась по данным бурения и геофизических исследований.

Изучение геотермических условий всех выделенных 4-х провинций Камчатки, а также районов ещё не включённых в какие-то геотермальные подразделения, должно быть постоянной заботой властей. Пределов совершенствования разведочных моделей геотермальных структур нет. Об этом говорят исследования в Западном Предаппенини в Италии. Системный подход итальянских властей, которые геотермальную энергетику опекают на правительственном уровне и придают ей индустриальный характер, даёт

вполне удовлетворительные результаты. Это можно наблюдать по вводу мощностей ГеоТЭС. Первые успехи в Лардерелло базировались на легко оцениваемых геотермальных ресурсах. Когда использование этих ресурсов достигло предела, была разработана целенаправленная программа, в основе которой лежал системный подход. После длительного периода спада, итальянская геотермальная энергетика вновь показывает значительный рост вводимых мощностей, надёжно обеспеченных геотермальными ресурсами. Решение проблемы освоения геотермальных ресурсов на Камчатке должно следовать этим стандартам и начинаться эта работа должна с разработки и реализации программы геотермальных исследований

Литература

- Аверьев В.В. Особенности динамики пароводяных скважин //Тр. Лаб. Вулканол. АН СССР. 1960. В.18.С.112-123.
- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью //Современный вулканизм. М., Наука, 1966 С.118-128.
- Белоусов В.И. Геология геотермальных полей. М., Наука, 1978. 174 с.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы //Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С.23-57.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеологическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем. //Гидротермальные системы Камчатки Владивосток.1976. С.23-58
- Белоусов В.И. Рекомендации по организации научно-исследовательской деятельности студентов в условиях регионального учебно-научного центра (УНЦ). Петропавловск-Камчатский, Изд-во Петропавловска-Камчатского государственного педагогического университета, 2003.484 с.
- Белоусова С.П. Экструзия сопки Горячей в долине р. Паратунки и её роль в образовании Верхнепаратунских термальных источников //Тезисы VI Вулканол. Совещ. Геотермия, действующие гидротермальные системы и рудообразование. ПТР. 1985. Вып.III.С. 18-20.
- Биндеман Н.Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод //М., Госгеолтехиздат. 1963. 165 с.
- Боев Н.И., Гордиенко В.В., Кутас Р.И. Об аномалии потока на месторождениях сульфидов //Геофизический сб. 1977. Вып. 79. С. 73-77.
- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района //Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток 1976.С.85-114.
- Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Сугробов В.М. Общая характеристика Мутновского месторождения и прогнозная оценка ресурсов //Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М., Наука. 1986. С.6-40
- Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского озера после подводного извержения //Вулканол. и сейсмол. 1998. №2 С.3-27.
- Дядькин Ю.Д., Соловьёва Е.А., Парийский Ю.М. и др. Принципы прогнозной оценки петрогеотермальных ресурсов // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М., Наука. 1979. С.5-15.
- Кирюхин А.В., Гусев Д.Н., Делемень И.Ф. Высокотемпературные гидротермальные резервуары // М., Наука. 1991. 161 с.
- Краевой Ю.А., Охапкин В.Г. Серёжников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем //Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С.179-211.
- Лебедев М.М., Апрельков С.Е., Ежов Б.В. Ерешко З.М., Харченко Ю.И. Системы островных дуг Корьякско-Камчатской складчатости //Вулканол. и сейсмол. 1979. № 5 С.30-36.
- Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия её формирования //Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С.143-178.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М., Наука.1980. 212с.
- Отчет по результатам поисково-разведочных работ на Мутновском месторождении парогидротерм с подсчетом запасов по участкам Дачному и Верхне -

Мутновскому для I очереди ГеоТЭС мощностью 70 МВт (по работам 1987 – 1990 гг.). 1990 г. Фонды Камчатской гидрогеологической экспедиции. Пос. Термальный, Камчатской обл.

Отчет о результатах детальных поисковых работ на Мутновском месторождении парогидротерм с оценкой запасов теплоносителя по категории С₁ и С₂ на электрическую мощность 200 МВт (1978 – 1992 гг.). 1992 г. Фонды те же.

Отчет по результатам предварительной разведки полигонов для обратной закачки отработанного теплоносителя Мутновского геотермального комплекса (1988 – 1993 гг.). 1994 г. Фонды те же.

Отчет по результатам предварительной разведки на участке Дачном Мутновского месторождения парогидротерм с подсчетом запасов теплоносителя для обоснования проекта строительства первой очереди геотермальной электростанции мощностью 50 МВт. 1987 г. Фонды те же.

Отчет о результатах работ по контракту № 589/35806573/8 – 0002/02 на выполнение подготовительных работ по геотермальному полю по Мутновской геотермальной электростанции. 1999 г. Фонды те же.

Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки // Тр. СОПС АН СССР. Сер. Камчатская. 1937. Вып. 2.

Серёжников А.И., Зимин В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 115-142

Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки и перспективы их использования // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 267-282.

Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Курило-Камчатского региона // Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М., Наука. 1982. С. 93-107.

Сугробов В.М., Краевой Ю.А. Гидрогеологические особенности и эксплуатационные ресурсы высокотермальных вод Паужетского месторождения // Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., Наука. 1966. 76 с.

Сугробов В.М., Яновский Ф.А. Геотермическое поле на Камчатке, вынос тепла вулканами и гидротермами // Действующие вулканы Камчатки. Т. I. М., Москва. 1991. С. 58-71.

Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса // М. Наука. 1976. 178 с.

Шеймович В.С., Карпенко М.И. К-Аг возраст вулканизма на Южной Камчатке // Вулканол. и сейсмол. 1996. № 2. С. 86-90.

Alvarez J. A reservoir model of the Waiwera warm water system (NZ) // Geothermal Ins. Project Report. 86.02 Un-ty of Aucland, N.Z. 1986. 26-34.

Aunzo Z.P., Sarmiento Z.F., Sarit A.D. Simulation of the Tongonan Geothermal field; the initial state: preliminary result. Proc. 8th NZ Geoth. Workshop. Auckland. 1986. H. 135-140.

Banwell C.J. Thermal energy from the earth's crust, introduction and part natural hydrothermal systems-New Zealand // J. Geol. Geoph. 1963. № 6 (1). 34-45

Barelli A., Calamai A., Cataldi R. Stima del potenziale geotermico della fascia preappenninica centromeridionale // ENEL Centro di Ricerca Geotermica, Relazione. 1975 (a). T3/149. 33p.

Barelli A., Calamai A., Cataldi R. Estimation of the geothermal potential of the pre Apennine belt of central-southern Italy (abs) // 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco. 1975 (b) Abstract. P. 1-3.

Bhaddee S. Modeling of San Kamphaeng reservoir // Geth. Inst. Project Report. Thailand. 86.03 Un-ty of Aucklag.

- Bodvarsson G.S., Prunes K., Stefanson V., Eliasson E.T. Modelling studies of the nature state of the Krafla geothermal field Iceland // Proc. 8th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford. P.211-217.
- Capetti G., Wu Fangzhi. Present status and prospects of Yangbajan Geothermal Field // Symposium on geothermal Energy, Geoth. Resources Council, International. 1985. P.563-568.
- Cataldi R. Stima del potenziale geotermico risorse e riserve . 1 st-Italian-Ltin American // Symposium on geothermal Energy, Guatemala City.18-23 october. 1976. 1977. P. 77-109.
- Cataldi R., Lazzoroto A., Muffler P., Squaci P., Stefani G. Assessment of geothermal potential of central and southern Fuscany //Geothermics.1978. Vol. 2. № 2-4. P.91-132.
- Donaldson I. G., Grant M.A. An estimate of the resource potential of New Zealand geothermal fields for power generation // Geothermics. 1978. 7. P.243- 252.
- Grant M. A. Geothermal reservoir modelling // Geothermics. 1983. №12. P.71-82
- Grant M.A., Donaldson I. G., Bixley P.F. Geothermal reservoir Engineering // Academic Press, New York. 1982.
- Gudmundsson J.S., Freeson D.H., Lienau P.J. The Lindal diagram // Geoth. Res. Council Trans.1985. № 9. P.15-19.
- James C. R. Power potential of geothermal fields //Proc 6th NZ Geoth. Workshop, 1984. Aucklang.1984. P.97-100.
- Healy G., Hochtein M.P. Horizontal flow in hydrothermal systems //N.Z.J. Hydrol. 1973. 12.P.71-82.
- Hochstein M. Assesment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes) // Geothermics. 1988. Vol.17. №1. P.15-49.
- Leardini. Geothermal resources assesment and cost of geothermal power // Proc. 10 th Wald Energy Conf. Istanbul. 1977. P.14-24.
- Mc Kelvey V. E. Mineral resource estimates and public policy // Am. Scientist. 1972. 60. P.32-40.
- Molloy M.W., Sorey M.L. Code comparison project-a contribution to confidance in geothermal reservoir simulations //Geoth. Res. Council. Trans. 1981. 5. P.189-192.
- Muffler L.J.P. Geothermal resources. In United States Mineral Resources. (Brobst. D.A. and Pratt W.P. Eds) // US. Geol. Survey Prof. Paper 820. 1973. P.251-261.
- Muffler L.J.P. Geothermal reservoir assessment. Chapter 6 in Geothermics Systems: Prenciples and Case Histories (edited by Rybach, Muffler) // John. Wiley. New York.1981. P.181-198.
- Muffler P., Cataldi R. Methodes for regional assesment of geothermal resources // Geothermics. 1978.Vol. 2-4. P.53-90.
- Nathenson M., Muffler L.J.P. Geothermal resources in hydrothermal convection systems and conduction dominated areas // In Assessment of geoth. resources of the U.S. (White D.E., Williams D.L. Eds) USGS Circular. 1975. 726. P.104-121.
- O'Sullivan M.J. Geothermal reservoir simalation //Energy. 1985. 9.P.319-332.
- Pruess K. Development of the general purpose simulation MULKOM //Annual. Report. LBL-15500. Earth Sciences Division. Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley. C.A. 1983.
- Pruess K., Schroeder R.C. Geothermal reservoir simulation with SHAFT 79 // Proc. 5 th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford. 1979. P.183-188.
- Ramey Jr.H.J. Pressure transient analysis for geothermal wells //Proc. 2nd UN Symp. on the Development and use of Geth. Resources. San Francisco. U.S. Govt. Printing office.1975. Vol.3. P.1749-1757.
- Renner J.L., White D.E., Williams D.L. Hydrothermal convection systems // In Assesment of geothermal resources of the U.S. 1975. (White D.E., Williams D.L. Eds). U.S. Geol.Surv. Circular.1975.726.P.5-57.
- Rybach L., Muffler L.J.P. Geothermal systems: principles and case histories, john Wiley. New York. 1981.

Schanz J.J.Jr. Resource terminology: an examination of concepts and terms and recommendations for improvement //Palo Alto,calif. Electric Rover Research Institute,Research Project 336, August, 1975. 1975. 116 p.

Schurr S.H., Netschert B.C. Energy in the American Economy, 185-1975 //Baltimor. Johus Hopkins Press. 1960. 777 p.

Stanford Geothermal Program (SGP). Proc. of the special panel on geoth. model intercomparison study. Stanf. Un. Report SGP-TR-42, Stanford.

Watson A., Maunder B.R. Geothermal resource assessment for power station plannins // Proc. 4 th. Geotherm. Workshop. (Pacific Geoth. Conf. 1982). Auckland. P.74-79.

White D.E., Wiliams D.L. Assesment of geothermal resources of the United States 1975 U.S. Geol. S. Circular 726. 1975. 155 p.