

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Дамдин Сурмаажав

**ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ
ХАНГАЙСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ**

Специальность 1.6.6. Гидрогеология

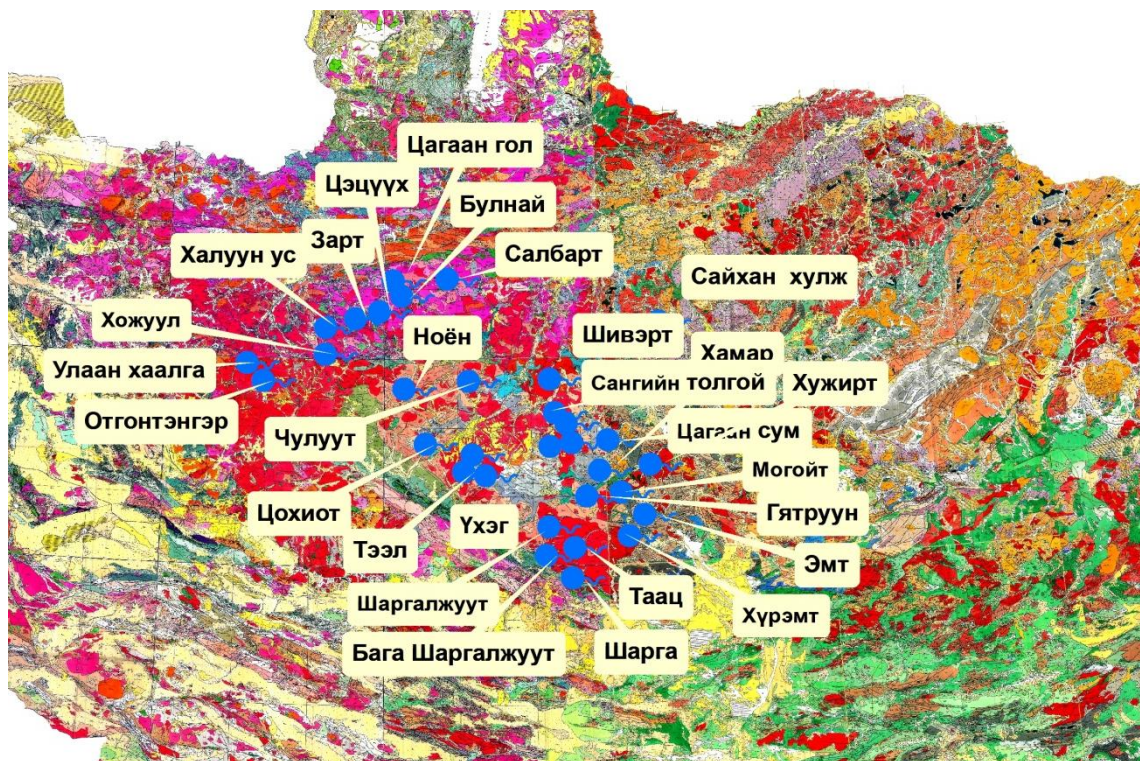
Диссертация

на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук

*Научный руководитель -
доктор геол.-мин. наук, доцент
А.Г. Вахромеев*

Иркутск, 2021 г.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ХАНГАЙСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ



Иркутск, 2021 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД	9
ГЛАВА 2. КРАТКИЙ ОБЗОР ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ	15
2.1. Физико-географические условия.....	15
2.2. Геологическое строение.....	22
2.2.1. Стратиграфия.....	22
2.2.2. Магматизм.....	27
2.2.3. Структурно-тектоническое районирование и разрывные нарушения как основа структурно-гидрогеологического анализа.....	35
ГЛАВА 3. СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ	49
3.1. Гидрогеологическое районирование.....	49
3.2. Гидрогеологические структуры Хангая.....	55
3.2.1. Гидрогеологические массивы.....	56
3.2.2. Гидрогеологические бассейны.....	59
3.2.3. Обводнённые разломы.....	61
3.3. Химический и газовый состав гидротерм.....	69
3.4. Поисковые критерии проявлений термальных вод и локализации месторождений.....	84
ГЛАВА 4. ГЕОЛОГО-ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ УЧАСТКОВ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД	90
4.1. Общие представления о гидротермальной системе.....	90
4.2. Глубинное строение.....	95
4.3. Условия формирования термальных вод.....	98
4.4. Оценка глубинных температур термальных источников.....	103
4.4.1. Методика оценки с помощью кремниевых геотермометров.....	105
4.4.2. Оценка глубинных температур с помощью катионных геотермометров.....	109
ГЛАВА 5. РЕСУРСНАЯ БАЗА ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ОСНОВНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	113
5.1. Группа гидрокарбонатных натриевых термальных вод.....	113
5.1.1. Термальные источники и месторождение Хужирт.....	113
5.1.2. Месторождение термальных вод Шаргалжуут.....	115

5.2. Группа сульфатных натриевых гидротерм.....	118
5.2.1. Месторождение термальных вод Сайхан Хульж.....	118
5.2.2. Месторождение термальных вод Отгонтэнгэр.....	121
5.3. Основные гидроминеральные комплексы.....	122
5.4. Теплоэнергетические ресурсы, возможность их расширения.....	125
5.4.1. Использование термальных вод в народном хозяйстве.....	125
5.4.2. Возможность увеличения теплоэнергетических ресурсов.....	135
5.4.2.1. Поиски гидротерм с применением геофизических методов.....	135
5.4.2.2. Технологические особенности бурения и обустройства гидрогеологических скважин на термальные воды.....	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	148
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	152

ВВЕДЕНИЕ

Трещинно-жильные подземные воды издавна привлекали к себе внимание необычными свойствами, особенностями распространения, химическим и газовым составом, иногда высокой температурой, нередко значительными дебитами источников. Проявления этого типа термальных, минеральных и пресных вод на Земном шаре установлены во многих странах: Франции, Италии, Турции, США (Калифорния), Японии, России (Забайкалье, Байкальская рифтовая зона и т.д.), Монголии и др. Самые известные области распространения месторождений термальных вод в России и странах СНГ – Курилы, Кавказ, Байкальский и Баргузинский районы, Забайкалье, Восточные Саяны.

Термальные воды относятся к категории ценных и широко распространенных минеральных вод, на базе которых создаются различные курорты, санатории, пансионаты, а также являются источником подземного тепла с определенными возможностями экономически выгодного их использования в последние годы. Хотя удельный вес геотермальной энергии в общей энергетике промышленно развитых стран еще очень мал, перспективы ее применения значительны. Многолетний зарубежный и отечественный опыт использования гидротерм показал также экономическую выгоду эксплуатации этого внутреннего источника энергии земных недр.

Глубокое изучение всех вопросов, связанных с распространением термальных вод на территории Центральной Монголии и условиями их формирования, представляет не только практический интерес, но и имеет важное теоретическое значение, поскольку выявление общих гидрогеотермических закономерностей существенно необходимо при различных геологических исследованиях, особенно таких, как изучение глубинных процессов, происходящих в земной коре. Формирование месторождения термальных вод – весьма сложный процесс, определяющийся многими факторами, которые часто накладываются друг на друга. Изучением проблемы формирования и генезиса термальных вод, их распространения в различных геолого-гидрогеологических и геотермических обстановках занимались в разное время такие выдающиеся ученые как Ф.А. Макаренко, А.М. Овчинников, Е.В. Посохов, Г.С. Вартанян, Б.Ф. Маврицкий, Е.В. Пиннекер, И.С. Ломоносов и др.

По наличию и разнообразию минеральных и термальных источников территория Монголии не уступает другим регионам Мира. Здесь особо широко распространены термальные воды, исследованию которых посвящены работы С.В. Обручева, В.А. Смирнова, Н.А. Маринова, В.Н. Попова, Н.И. Толстихина, Е.В. Пиннекера, В.М. Степанова, Б.И. Писарского, Г.М. Шпейзера, З. Нарангэрэла, Н. Лхагва, Д. Ганчимэга, А.И. Оргильянова, П.С. Бадминова и др.

Результаты предыдущих исследований термальных вод Хангая касались в основном геолого-гидрогеологических и газогидрогеохимических аспектов их изучения. На данной территории были выявлены более 20 источников и месторождений термальных вод (рис. 1), такие как Хужирт, Шивэрт, Отгонтэнгэр, Шаргалжуут, Хульж и др. До настоящего времени остается ряд нерешенных вопросов, в частности, особенности происхождения, формирования и распределения термальных вод в гидрогеологических структурах Центральной Монголии.



Рис. 1. Национальный знак (Овоо) на участке выходов минеральных и термальных вод в Монголии (фото автора)

Монголия обладая обширными геотермальными ресурсами, практически их не использует, т.к. эти природные богатства земных недр недостаточно изучены. Наиболее перспективным геологическим объектом с термальными водами считается территория Хангайского сводового поднятия в Центральной Монголии. Геолого-гидрогеологические, гидрогеохимические и геотермические условия данной геологической структуры отражены в трудах целого ряда исследователей: В.А. Смирнова, Н.А. Маринова, В.Н. Попова, Е.В. Пиннекера, Б.И. Писарского, М.Д. Хуторского, Б.Г. Поляка, О. Намнандорж, Ш. Цэрэн, О. Нямдорж, З. Нарангэрэл, Н. Лхагва, П. Доржсурэна, С. Пурэвсурэна, Д. Ганчимэг и др.

Вместе с тем, вопросы условий формирования, распространения и использования подземных вод Хангайской гидротермальной системы изучены пока недостаточно, поэтому на

основе структурно-гидрогеологического анализа автором выделены основные гидрогеологические структуры, в частности, обводненные разломы с гидротермами.

Цель и задачи исследований. Основной целью выполненных исследований являлось установление закономерностей распространения и особенностей формирования термальных вод в пределах Хангайского сводового поднятия Центральной Монголии. Для достижения этих целей решался следующий ряд задач:

- исследовать основные гидрогеологические структуры Центральной Монголии;
- изучить условия локализации выходов термальных вод в пределах Хангая и особенности формирования месторождений гидротерм;
- на основе регионального обобщения выполнить систематизацию комплекса данных по разным геотермальным районам, источникам и месторождениям термальных вод региона;
- оценить гидроминеральные и теплоэнергетические ресурсы в центральной части Монголии, а также перспективы расширения по использованию гидротерм в народном хозяйстве страны.

Методы исследований. Работа выполнена с использованием современного комплекса различных исследований: традиционных полевых методов (полевые маршруты, бурение, опытно-фильтрационные опробования, режимные наблюдения), лабораторных и экспериментальных работ, а также теоретических обобщений. Следует отметить, что почти все изложенные окончательные научно-практические результаты исследований получены и подтверждены в ходе натурных полевых экспериментов на конкретных объектах. При выполнении полевых опытно-фильтрационных работ применялись как традиционные, так и специальные методики исследований. Оценка фильтрационных свойств толщ пород осуществлялась графоаналитическим, гидравлическим и другими методами. Теоретические исследования сводились к аналитическому решению задач построения физико-геологической, структурно-тектонической моделей на перспективных участках. При прогнозных оценках и поиске перспективных участков проявлений гидротерм использовался факторный анализ.

Научная новизна. В диссертации на основе новых позиций и обширном фактическом материале выполнено обобщение и систематизация данных по термальным источникам и месторождениям Хангая в Центральной Монголии и представлены следующие результаты, имеющие научное и практическое значение:

- на основе структурно-гидрогеологического анализа в исследуемом регионе выделены три типа гидрогеологических структур: гидрогеологические массивы, гидрогеологические бассейны и обводненные разломы;
- проведена систематизация месторождений и проявлений гидротерм в обводненных разломах Хангайской гидротермальной системы;

- впервые установлены поисковые критерии (признаки) локализации проявлений гидротерм и месторождений трещинно-жильных термальных вод;
- проведено обобщение и дана сравнительная характеристика всех известных в Центральной Монголии источников и месторождений термальных вод;
- впервые оценены теплоэнергетические ресурсы по проявлениям и месторождениям термальных вод Хангая, предложены практические мероприятия по расширению и повышению эффективности использования гидротерм в народном хозяйстве страны.

Исходные материалы и личный вклад автора в решение проблемы. Все основные результаты выполненной работы, обладающие научной новизной и практической значимостью, получены автором лично или при его участии.

Автор непосредственно участвовал в составе производственных и научных организаций в проведении полевых и камеральных работ, выполнял сбор, анализ, интерпретацию и обобщение, использованных при работе над диссертацией, материалов исследований разных подразделений по Центральной Монголии за период 1944–2019 гг. Автором изучены особенности геолого-геотермических, структурно-тектонических и гидрогеологических условий Хангайского сводового поднятия, оценены теплоэнергетические ресурсы гидротерм в данной геологической структуре и даны предложения по их расширению.

Положения, выносимые на защиту.

1. В пределах Хангайского неотектонического поднятия Центральной Монголии на основе структурно-гидрогеологического анализа по условиям формирования и распределения подземных вод выделено 3 типа гидрогеологических структур: горные сооружения – гидрогеологические массивы с распространением трещинно-грунтовых вод; межгорные впадины – гидрогеологические бассейны с порово- и трещинно-пластовым типом подземных вод и разрывные тектонические нарушения – обводненные разломы с подземными водами трещинно-жильного типа. Наиболее крупные скопления подземных вод формируются в пределах бассейнов и обводненных разломов, причем: в зонах дробления приповерхностных разломов локализуются, как правило, холодные пресные подземные воды, а глубокие разломы выводят термы – трещинно-жильные минеральные воды с повышенной температурой, специфическим составом, и также низкой величиной минерализации.

2. Ведущая роль в формировании современных гидротерм, выводимых на дневную поверхность по зонам дробления глубоких обводненных разломов, принадлежит рифтогенному геодинамическому режиму развития Хангайского неотектонического поднятия. Это отражено в авторском варианте систематики структурно-гидрогеологических типов глубоких обводненных

разломов, применительно к месторождениям и проявлениям термальных вод Хангайской гидротермальной системы.

3. Оценка теплового потока Хангайской гидротермальной системы предопределяет значительное расширение использования гидроминеральной базы Монголии. Рекомендованы направления дальнейших исследований их бальнеологических свойств и генетического облика. Обоснована методология ГРП на перспективных участках, которая базируется на комплексе геофизических исследований (в частности, электроразведке), а также на технологии проходки и крепления гидрогеологических скважин, позволяющей сохранить температуру и тепловой баланс восходящих флюидов.

Практическое значение работы. Практическая значимость работы заключается в изучении, оценке ресурсной базы месторождений термальных вод для использования теплоэнергетических ресурсов недр в народном хозяйстве Монголии. Установленные закономерности формирования азотных, кремнистых термальных водопроявлений позволили переоценить, и существенно повысить перспективы развития ресурсной базы курортов Хужирт, Шаргалжуут, Отгонтэнгэр, Шивэрт, Хульж, т.е. в целом Хангайской гидротермальной системы. Тем самым обоснован тренд развития санаторно-курортного строительства в этом обширном регионе.

Апробация работы. Основные результаты исследований и защищаемые положения диссертации докладывались, и обсуждались на Международных, Всероссийских и Монгольских конференциях: Международной конференции Керуленской геологической экспедиции (Иркутск, 2015 г., Улаанбаатар, 2017 г.), Всероссийских научных конференциях «Подземные воды востока России» (Якутия, 2015 г., Новосибирск, 2018 г.), конференциях Монгольского Госуниверситета Науки и Технологии в секторе «Гидрогеология, инженерная геология и геоэкологии» (Улаанбаатар, 2014–2019 гг.).

Публикации. По теме диссертации опубликовано **28** работ в трудах российских, международных конференций, совещаний и в рецензируемых журналах, в том числе **4** статьи в журналах из Перечня ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения. Общий объем работы составляет 164 страниц текста, 61 рисунок, 10 таблиц. В списке литературы содержится 189 наименований.

Благодарности. Автор выражает, прежде всего, особую признательность своему научному руководителю доктору геолого-минералогических наук Андрею Гелиевичу Вахромееву за помощь, поддержку и внимание на всех этапах подготовки диссертационной работы. В ходе

работы над диссертацией автор пользовался консультациями и всесторонней поддержкой д.г.-м.н Батсук Н., к.г.-м.н Алей М, сотрудников ИРННТУ кандидатов геол.-мин. наук: Диденкова Ю.Н., Тугариной М.А., Верховина И.И., а также Оргильянова А.Ю и Бадминова П.С. (Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск) и других коллег, которым приносит большую и особую благодарность. Автор чтит память Лаурета государственной премии, профессора В.М. Степанова, заслуженного работника науки РАН, профессора Б.И. Писарского и к.г.-м.н. Нарангэрэл З., оказывавших настоящим исследованиям необходимое внимание и всемерную поддержку.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Использовать минеральные и термальные воды для лечения тех или иных болезней начали еще с древних времен существования человечества. Об этом, к примеру, свидетельствуют найденные остатки орудий каменного века на одном из термальных источников Монголии. Первые сведения о минеральных и термальных водах данной территории встречаются в трудах и отчётах русских и американских исследователей, посетивших ее в разные годы, главным образом, с целью географического и геологического изучения. Так в трудах известных русских путешественников и учёных Н.М. Пржевальского, Г.Н. Потанина, М.В. Певцова, В.А. Обручева, П.К. Козлова, Н.М. Ядринцева имеются отдельные сведения о колодцах и родниках, о качестве подземных вод, приводятся описание рек и озер, некоторые данные о минеральных и термальных источниках. Американские геологи С. Беркей и Ф. Моррис, побывавшие на термальном источнике Хангая (15–17 июня 1922 г.) отмечали, что он приурочен к большой тектонической трещине, по которой слои породы были перемещены на несколько сотен метров и достигают еще неостывшей вулканической лавы. Нагретые лавой воды поднимаются под действием своей собственной энергии вверх, и изливаются в виде горячих источников.

Некоторые из этих сведений до сих пор представляют большой интерес. Более полные и всесторонние материалы о минеральных водах появились в трудах ученых, посетивших Монголию с определенными целями в начале прошлого столетия. Об интересных наблюдениях за минеральными источниками сообщается в работе М.А. Усова, который в то же время провел геологические исследования в Хэнтэйском золотоносном районе, севернее и северо-восточнее города Улаанбаатара. В частности, он впервые дал описание горячих минеральных источников в верховьях реки Онона [Маринов, Попов, 1963].

После установления власти Народно-революционного правительства в Монголии создаются научно-исследовательские учреждения и производственные организации, которые систематически изучают подземные воды как один из важнейших факторов, способствующих развитию основной отрасли экономики страны – животноводства. Учрежденный в начале этого периода Комитет наук МНР проводит исследования при активной помощи ряда экспедиций АН СССР, направленных в различные районы страны, главным образом, с целью геологического изучения и частично для исследования ее многочисленных озер, подземных вод и минеральных источников.

В 1926–1927 гг. минеральные источники Монголии изучал В.А. Смирнов. Он опубликовал результаты своих исследований лишь в 1932 г. В его работах приводятся

химические составы источников минеральных вод, краткие сведения об общих условиях их выходов и температуре. Автор дал описание двух групп источников – горячих сероводородных, в пространственном отношении приуроченных к Хангайско-Хэнтэйскому горному району и холодных углекислых, распространенных в Восточной Монголии. Считается, что на формирование их химического и газового состава повлияли широко развитые в указанном регионе породы осадочного происхождения и молодые вулканические образования, а также подземная криогидросфера.

Начало 50-х годов характеризуется широким развитием гидрогеологических работ, результаты которых целесообразно рассмотреть по направлениям общерегиональных исследований, связанных с изучением минеральных вод, решением вопросов водоснабжения, шахтной и нефтяной гидрогеологии. С 1940 по 1945 гг. на больших площадях Южно-Гобийского, Восточно-Гобийского, Чойбалсанского регионов и в Центральной Монголии в связи с необходимостью оценки обводнения разреза этих территорий подземными водами проводились комплексные геологические и гидрогеологические съемки в масштабах 1:200000, 1:500000 и 1:1000000. В результате этих исследований получены интересные в научном и практическом отношении материалы, позволившие составить общее представление о гидрогеологических условиях обширной территории, расположенной в центральной части Азии.

В 1944–1945 гг. в районе курорта Хужирт, под руководством В.Н. Попова проводились гидрогеологические исследования в связи с необходимостью изучения минеральных и термальных источников. Работы дали большой и разнообразный материал не только для генеральной реконструкции курорта, но и для познания закономерностей формирования типичных термальных вод страны. В 1946 г. В.Н. Попов изучал минеральные источники, находящиеся в других районах Монголии. Всего он обследовал 26 минеральных источников, расположенных в северной и центральной части страны на площади около 200 тыс. км². В его сводной работе по температуре и газовому составу выделены холодные минеральные источники, газифицируемые углекислотой, относящиеся к первой провинции, и термальные источники, газифицируемые азотом, составляющие вторую провинцию минеральных вод МНР [Маринов, Попов, 1963]. Следует отметить, что при проведении гидрогеологических съемок и поисковых работ на полезные ископаемые в различных районах Монголии были впервые описаны ранее неизвестные в литературе минеральные источники, что позволило расширить представление о гидроминеральных ресурсах страны.

В 1946 г. В.Н. Попов, Н.А. Маринов и Н.И. Толстихин составили сводку данных о минеральных водах Монголии, которая была переведена на монгольский язык и в 1949 г.

опубликована в трудах Комитета наук МНР. В ней содержится описание 51 минерального источника, среди которых установлены холодные углекислые и термальные азотные воды, составляющие две провинции минеральных вод страны. В работе выделены наиболее интересные в бальнеологическом отношении минеральные источники и рассмотрены взгляды советских исследователей на происхождение углекислых и термальных вод.

Все эти данные о природных минеральных водах МНР в 1951–1952 гг. были обобщены в докторской диссертации В.Н. Попова, основные положения которой касались проблем формирования и закономерностей пространственного распространения различных типов минеральных вод на обширной территории МНР. В дальнейшем большой вклад в изучении состава, закономерностей распространения и формирования подземных вод Монголии внесли Н.А. Маринов, В.Н. Попов, Н.И. Толстихин, О. Намнандорж, Ш. Цэрэн, О. Нямдорж, И.Л. Берри, Э. Нарангэрэл, Н. Лхагва и др.

В 1963 и 1966 годах появились монографии по минеральным водам страны – «Гидрогеология Монгольской Народной Республики», «Минеральные воды Монгольской Народной Республики», изданные на русском и монгольском языках. Вместе с тем совершенствование химических и появление новых методов анализа природных вод способствовали значительному расширению возможностей и диапазона познания их физико-химических свойств. Следовательно, на основании этого выявлены, уточнены показания и противопоказания к лечению различных заболеваний за счет подземных флюидов. Кроме того, в последние годы были обнаружены новые минеральные источники, а также проведены детальные разведочные работы на известных месторождениях.

С целью комплексного физико-химического и микробиологического исследований основных действующих или перспективных для освоения гидроминеральных объектов Монголии по инициативе Центрального Совета профсоюзов гидрохимическим отрядом Комплексной Советско-Монгольской Хубсугульской экспедиции в 1971–1974 гг. были проведены исследования, результаты которых излагаются в монографии «Геохимия подземных минеральных вод Монгольской Народной Республики». В полевых исследованиях принимали участие Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский, Г.М. Шпейзер, А. Авирмэд, П. Доржсурэн, З. Энэбиш, Л.А. Минеева, Б. Намбар и др.

Наиболее интенсивно кайнозойский вулканизм в Монголии изучался во второй половине XX века, особенно в ходе работ Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, организованной Академиями наук двух стран. Результаты

исследований опубликованы в многочисленных статьях и монографиях [Девяткин, 1981; Салтыковский, Геншафт, 1985; Геншафт, Салтыковский, 1990; Кононова и др., 1993; и др.].

Однако, по сей день нет единого мнения о природе этого явления, высказываются и обосновываются положения о пассивном [Киселев, Попов, 1990; Меляховецкий, 1997; Molnar and Tarponier, 1975] и активном [Кононова и др., 1993] рифтинге, влиянии мантийного диапира [Салтыковский, Геншафт, 1985; Геншафт, Салтыковский, 1990] или плюма [Windley and Allen, 1993] на процессы магматизма и вулканизма. Между тем, многие черты кайнозойского вулканизма Монголии и особенности его продуктов – вулканических пород и выносимых ими глубинных включений (рис. 1.1), могут иметь ключевое значение для понимания физико-химических условий и процессов в недрах Земли при мантийном магмогенезе и взаимодействии разноглубинных оболочек планеты.

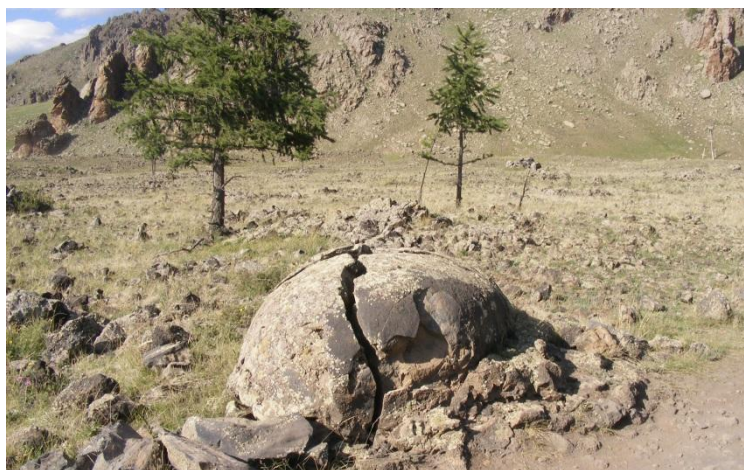


Рис. 1.1. Разрушенные «вулканические бомбы» (фото автора, 2017)

Следует отметить, что при проведении поиско-разведочных работ на минеральные и термальные воды Рашаанской партии Улаанбаатарской Центральной геологической экспедиции национальными специалистами были открыты более 20 месторождений термальных и холодных минеральных вод, такие как Шаргалжуут, Хужирт, Шивэрт, Хульж, Зарт, Отгонтэнгэр, Оргил, Аварга и др., в различных районах Монголии (рис. 1.2). Это позволило расширить представление о гидроминеральных ресурсах страны, перспективы строительства и создания курортов, а также тепло- и электроснабжения местных теплиц (рис. 1.3), домов, лечебных и оздоровительно-рекреационных комплексов. В 1983 г. по инициативе Союза исследователей минеральных вод, Института земной коры СО РАН и Института химической технологий АН Монголии впервые составлены «Карта минеральных вод Монголии» масштаба 1:2500000 под редакцией Е.В.

Пиннекера, а в 2000 году составлена и издана «Карта минеральных вод МНР» масштаба 1:1000000 под редакцией Б.И. Писарского.

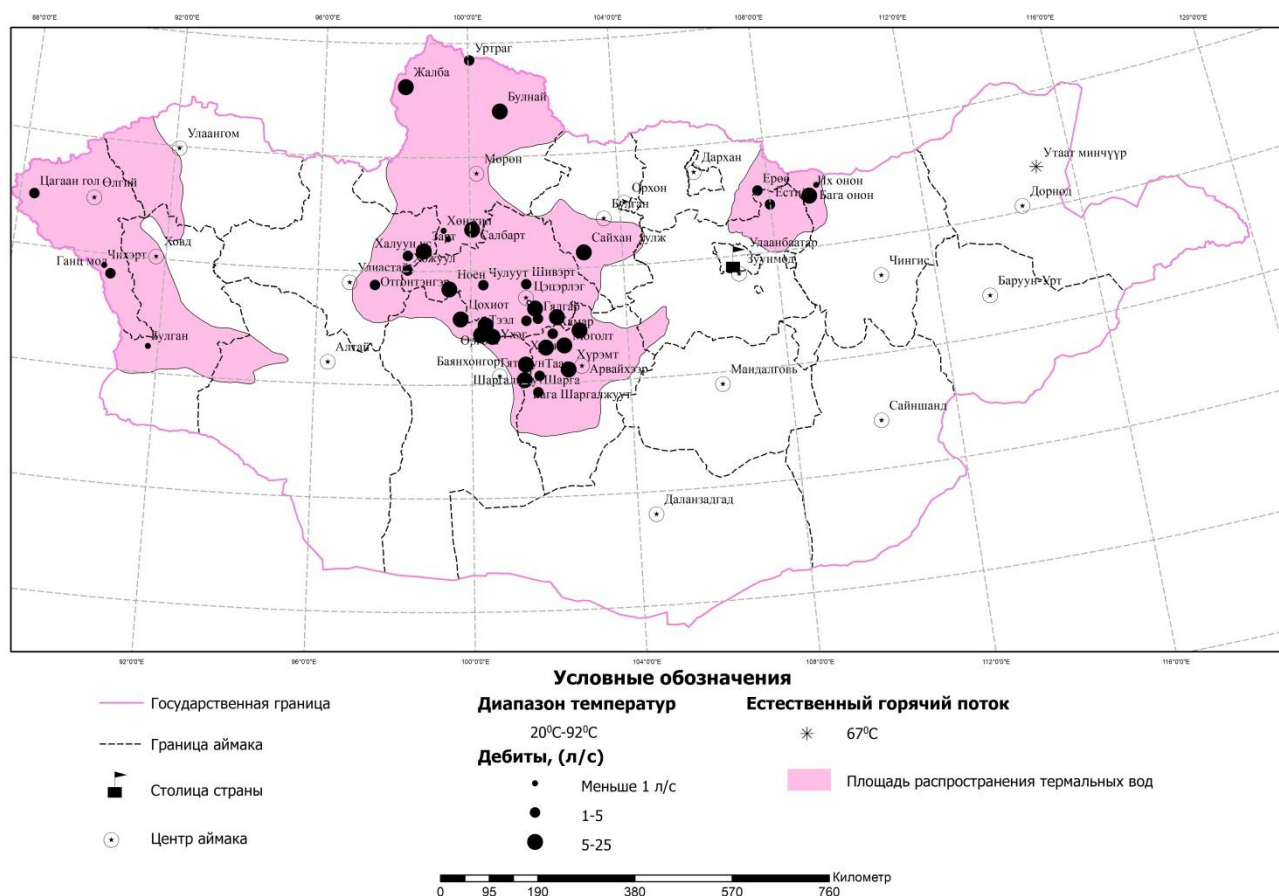


Рис. 1.2. Карта распространения выходов термальных вод на территории Монголии. В центре – Хангайское тектоническое поднятие, наиболее перспективный объект гидрогеологического изучения термальных минеральных вод [Доржсурен, 1983; Гидрогеологическая..., 1990; Карта..., 2003]

Изучение теплового поля Монголии находится в начальной стадии, а работа [Хуторской и др., 1991] явилась первым обзором информации, полученным при региональных геотермических исследованиях. Измерения температур в глубоких скважинах впервые начаты сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН С.И. Заболотником, Ю.Г. Шасткевичем [1969] и продолжены учеными Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) В.А. Голубевым, Геологического института РАН (г. Москва) М.Д. Хуторским на оз. Хубсугул, где в 1980–1982 гг. проводились гидрогеотермические исследования. Измерения геотермических градиентов выполнены в 9 пунктах акватории озера. На некоторых из них получены детальные вертикальные температурные разрезы воды и измерена теплопроводность донных илов *in situ* [Голубев, 1992]. В дальнейшем, помимо работ на оз. Хусугул, исследовалась суша восточнее

меридиана 109° в.д. В итоге геотермические исследования в Монголии пополнились 18 значениями внутриземного теплового потока. При этом использовались результаты гелиевой съемки по термальным источникам с использованием корреляционной зависимости между тепловым потоком и соотношением He^3/He^4 .



Рис. 1.3. Теплица на месторождении термальных вод Цэнхэр (фото автора, 2017)

В Национальной программе развития санаторно-курортного дела, утвержденной постановлением № 251 Правительства Монголии в 2002 г. и Законе о минеральных водах Монголии, принятом в 2003 г., указывалось на необходимость расширения и улучшения санаторно-курортного обслуживания населения на базе месторождений подземных минеральных вод государственного, регионального и местного значения. На основе обширного фактического материала разработана новая типизация подземных минеральных вод Монголии по газовому составу, позволяющая уточнить схему районирования гидроминеральных ресурсов страны (Д. Ганчимэг, Б. Аръяадагва, Б.И. Писарский). В 2006 г. Д. Ганчимэг защитила кандидатскую диссертацию по газовому составу гидротерм в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск).

После многолетнего продолжительного периода в 2016 г. по инициативе Правительства провинции Архангая, недалеко от аймачного центра проведены геофизические исследования на термальные воды и пробурены скважины с глубиной 450 м. Температура воды в скважине составляла 16 °С. Геофизические исследования проводили сотрудники ИРНТУ (Давыденко Ю.А. и др.). В 2018 г. при финансовой поддержке частных предпринимателей курорта «Хужирт» проведены детальные гидрогеологические исследования и в результате этого подсчитаны эксплуатационные запасы термальных вод.

ГЛАВА 2. КРАТКИЙ ОБЗОР ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

2.1. Физико-географические условия

Хангайская гидротермальная система (рис. 2.1) находится в западной и центральной частях Монголии, примерно в 400 км западнее столицы страны – Улаанбаатара [Маринов, Попов, 1963]. Хангайский хребет вытянут на северо-запад и расположен на Монгольском плоскогорье при его протяжённости около 700 км. На юге Хангай ограничен полупустынной Долиной Озёр, на западе – полупустынной Котловиной Больших Озёр, на севере он граничит с отрогами Восточного Саяна. К востоку горный массив постепенно переходит в низкогорье, смыкающееся с таковыми у западных окраин гор Хэнтэя.



Рис. 2.1. Положение Хангайского неотектонического поднятия на территории Монголии
(контур структуры обозначен черным цветом [Национальный..., 1990])

В Хангайских горах берут своё начало реки Орхон, Идэр, Хануй гол (все три – притоки р. Селенга), Завхана, Онги. Северные склоны Хангая покрыты лиственничной тайгой, в самой высокой части хребта – горная тундра. В таёжной и тундровой зонах развиты многолетнемерзлые породы (ММП). Здесь встречаются также горячие целебные источники. Наивысшей точкой Хангайского хребта является гора Отгон-Тэнгэр-Ул с высотой 4031 абс. м, находящаяся на территории аймака Завхан. По гребню Хангая и Хэнтэя проходит материковый

водораздел между бассейнами рек, текущих в Северный Ледовитый и Тихий океаны с одной стороны, и реками (рис. 2.2), направляющимися в бессточные бассейны Центральной Азии с другой (Байдрагийн, Туин и др.).



Рис. 2.2. Река Орхон (Ууртийн тохой) (фото автора, 2017)

При максимальной абсолютной высоте гор Хангая, которая составляет 4031 м (гора Отгонтэнгэр), большая часть горных вершин имеет высоту 2000–3800 абс. м. Для рельефа Хангая характерен, в целом, среднегорный лес, степной ландшафт со сглаженными мягкими формами, плоскими широкими водораздельными гребнями и очень широкими долинами рек. Узкие скалистые ущелья здесь редки. Они встречаются только в центральных, наиболее высоких частях хребтов, в верховьях рек и в местах прорыва ими отрогов Хангая. Широко на данной территории распространены формы рельефа, связанные с деятельностью ледников.

Юго-западный склон магистрального хр. Хангая на сравнительно коротком расстоянии снижается до высоты 2100–2250 абс. м и переходит в наклонное к Долине Озер Южно-Хангайское плато, прорезаемое глубокими и широкими долинами рек Байдрагин, Туин и Таацын. Северное предгорье Хангая составляют хребты Тарбагатай и Булнай и прилегающее к ним плоскогорье, которое изобилует небольшими озерами и широкими плоскими долинами рек. Возвышающийся над озерным плоскогорьем хребет Булнай служит водоразделом между реками Тэс и Дэлгэр мерен, расположенными к северу от него с одной стороны и р. Идэр на юге с другой. Находящийся южнее широтно ориентированный отрог Хангая хр. Тарвагатай высотой 3238 абс. м имеет также симметричное строение. Но в данном случае северный склон хребта длинный и

пологий, а южный – крутой и короткий. Крайним северо-западным отрогом Хангая является хр. Ханхухэй, разделяющий впадины озер Убсу-Нур и Хиргис нур. Максимальная высота хребта 2919 абс. м и крутыми уступами он спускается к Котловине Больших Озер.

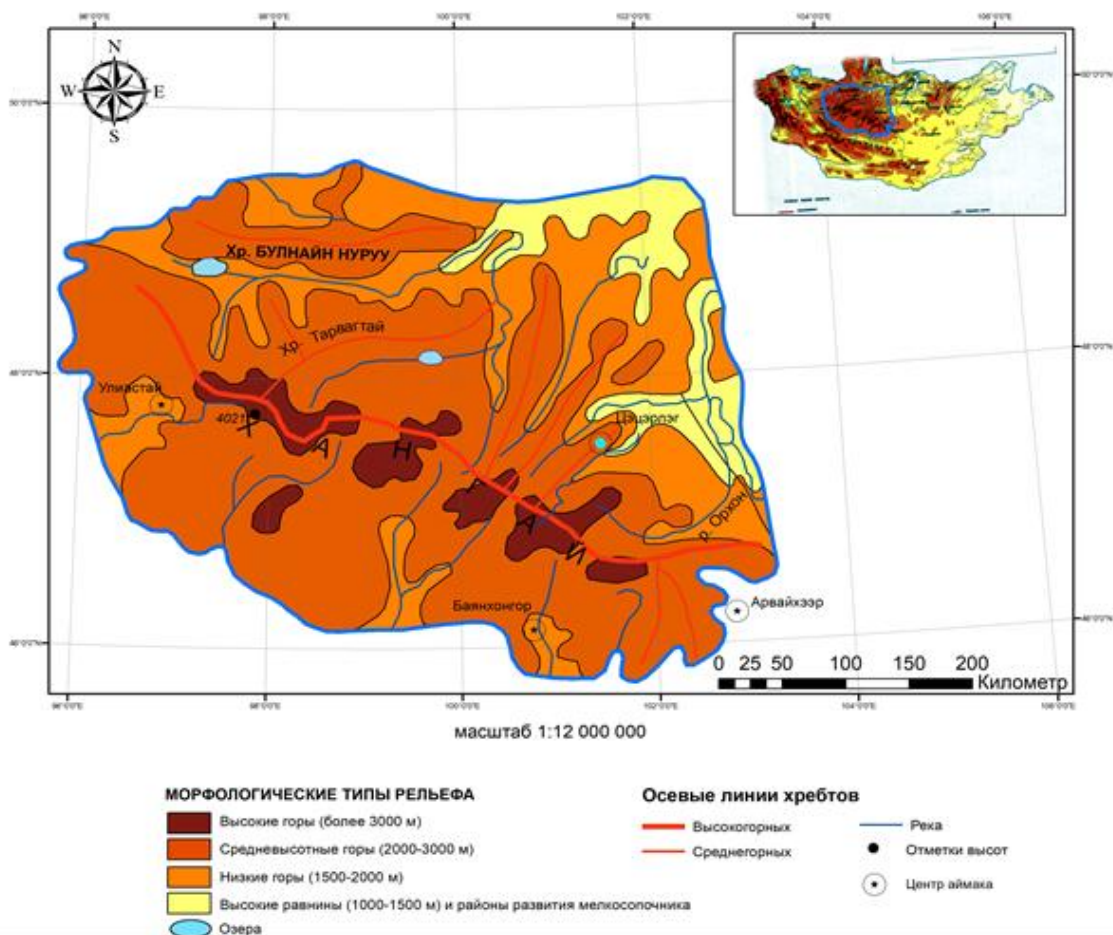


Рис. 2.3. Орографическая схема Хангайского неотектонического поднятия
[Национальный..., 1990]

Между Хангаем и Хэнтэем расположена обширная область средневысотных сглаженных гор и широких межгорных долин (рис. 2.4), лишь изредка приобретающих характер ущелий. К числу наиболее крупных хребтов, имеющих здесь преимущественно северо-восточное направление, относится Буган-Хан и Буурын нуруу (до 1700–2000 абс. м), Ханатай (2123 абс. м) и Бутээлийн нуруу. Вся эта горная область, расположенная в лесостепной зоне, расчленена разветвленной гидрографической сетью бассейна р. Селенги. К востоку от нее, в северо-восточной части страны находится горная система Хэнтэя, продолжающаяся на восток до хребтов Эрэн-Дабан и Ульзий Сайхан Ула, включительно. Протяженность ее в указанных границах достигает 1100 км, а максимальная ширина на меридиане г. Улаанбаатара составляет 340 км. Самая

высокая вершина Хэнтэя – гора Асралту – находится на высоте 2751 м над уровнем моря, а большинство остальных гольцов (Хэнтий, Хэнтий-Хан нуруу, Бага Хэнтий и др.) имеют высоты 2200–2600 абс. м.



Рис. 2.4. Средневысотный рельеф Центральной Монголии (фото автора, 2017)

Рельеф Хангая характеризуется сочетанием плоских, часто заболоченных или округлых вершин, а также крутых, обычно асимметричных, склонов гольцов, покрытых каменными закрепленными осыпями. Долины рек в верховьях, как правило, широки. Днища их часто заболочены, склоны относительно пологи и залесены. В среднем течении долины рек становятся более узкими и глубокими, а склоны крутыми (рис. 2.5). В центральной части Хэнтэя, в верховьях рек Мензи, Керулена, Толы и Онона хорошо выражены ледниковые формы рельефа: морены, кары, троговые долины, местами сохранились подпруженные озера. Наиболее высокую часть Хэнтэя составляет высокогорный гольцовый пояс, который последовательно окружен горнотаёжным поясом, зоной горных лесостепей и высоких степей. Южные и юго-восточные отроги Хэнтэя, постепенно снижаясь, приобретают округлые сглаженные формы гор и через обширные предгорья южнее г. Улаанбаатара и г. Ундурхаана сливаются с холмистым рельефом области, переходной к Гоби, а восточнее – с холмистой Восточно-Монгольской равниной.

Климат Монгольского Хангая вследствие большой удаленности его территории от морей и океанов является резко континентальным. Континентальность, являющаяся самой высокой в мире, характеризуется в основном холодной и длительной зимой, коротким летом, малым количеством атмосферных осадков, значительной сухостью и большими амплитудами температур воздуха, как

суточных, так и годовых. Среднегодовая температура воздуха на территории Монголии колеблется от +1,0 °С (г. Баянхонгор) до +2,9 °С (г. Даланзадгад) (табл. 2.1).



Рис. 2.5. Общая панорама рельефа в среднем течении р. Чулуут (фото автора, 2017)

Таблица 2.1

Метеорологические характеристики по Хангайскому региону
(по данным управления метеосреды Монголии)

№ п/п	Название метеостанции	Высота над уровнем моря, абс. м	Период наблюдения, годы	Средне- годовая темпера- тура воздуха, °С	Средняя температура воздуха самого холодного месяца, °С	Средняя температура воздуха самого теплого месяца, °С	Средне- годовая сумма осадков, мм
1	Баянхонгор	1900	2008-2018	+1,0	-13,0	21,3	214
2	Арвайхээр	1846	2008-2018	+2,2	-10,2	20,3	280
3	Хужирт	1650	2008-2018	-0,6	-15,1	20,3	318
4	Цэцэрлэг	1697	2008-2018	+1,4	-10,7	19,7	381
5	Улиастай	2200	2008-2018	-1,4	-17,1	20,6	229
6	Могод (Булганского аймака)	1450	2008-2018	+0,6	-12,9	20,2	261

Среднегодовая нулевая изотерма воздуха проходит по южному склону Монгольского Алтая через Есонбулаг вдоль южных отрогов Хангая, затем в 100–120 км южнее г. Улаанбаатара и несколько южнее г. Ундурхаана, восточнее которого приобретает северо-восточное

направление, уходя на территорию Северо-Восточного Китая. Она делит территорию Монголии как бы на две части – северную и южную. К северу от нулевой изотермы среднегодовая температура воздуха постепенно понижается и в Хангайско-Хэнтэйских горах достигает $-4...-6^{\circ}\text{C}$, к югу, наоборот, температура воздуха повышается и в пустыне Гоби составляет уже $+3^{\circ}\text{C}$. Наиболее холодным месяцем является январь, средняя температура которого колеблется от -17°C (г. Даланзадгаде) до -36°C (г. Цэцэрлэге). Самый теплый месяц в Монголии – июль. В южной части страны (г. Сайншанд) среднемесячная температура достигает $+29,3^{\circ}\text{C}$, а на севере – в городе Баянхонгор она опускается до $+21,3^{\circ}\text{C}$.

По количеству атмосферных осадков Монголия является страной с недостаточной увлажненностью, а осадки выпадают на ее территории весьма неравномерно. В северных и центральных районах страны – в горах Прихубсугуля, Хангая сумма осадков нередко превышает 400 мм в год. Основная масса осадков (более 85 %) выпадает в летний и частично осенний периоды, когда наблюдаются кратковременные, но сильные ливни. Последние выпадают обычно в течение нескольких часов на сравнительно небольших площадях и вызывают бурный подъем воды в реках, формируя мощные селевые потоки в горах. Около 15 % осадков приходится на зимне-весенний период, однако и зимние осадки также, как и летние, распределяются очень неравномерно по площади страны. Только высоко в горах снега выпадает немного больше. Однако иногда в Монголии наблюдаются все же значительные снегопады, наносящие большой ущерб народному хозяйству страны. Характерной особенностью климата Монголии являются почти постоянно дующие ветры преимущественно северо-западного, северного и западного направлений. Средняя скорость ветра в Хангае составляет 0,9–1,0 м/с. Максимальная скорость ветра, наблюдаемая в северных и центральных районах страны, достигает 17–20 м/с, Наибольшая скорость ветра, отмечаемая в весенние месяцы (Архангайский, Дзавханский, Баянхонгорский аймаки), возрастает до 20–25 м/с.

Геокриологические условия. Многолетнемерзлые породы (ММП) на территории Монголии распространены главным образом в северной части страны [Маринов, Попов, 1963]. На Хангайском поднятии их основные показатели (мощность, температура) показаны на рисунке 2.6. Криогенные грунты в Монголии не имеют сплошного распространения, они развиты лишь в виде отдельных островов и приурочены к узким речным долинам в пределах горных массивов, к небольшим озерным котловинам и их склонам, в основном, северной и северо-западной экспозиций, к вершинам гор и хребтов. Сохранению мерзлого состояния пород на таких участках способствует короткое прохладное лето и продолжительная малоснежная холодная зима.

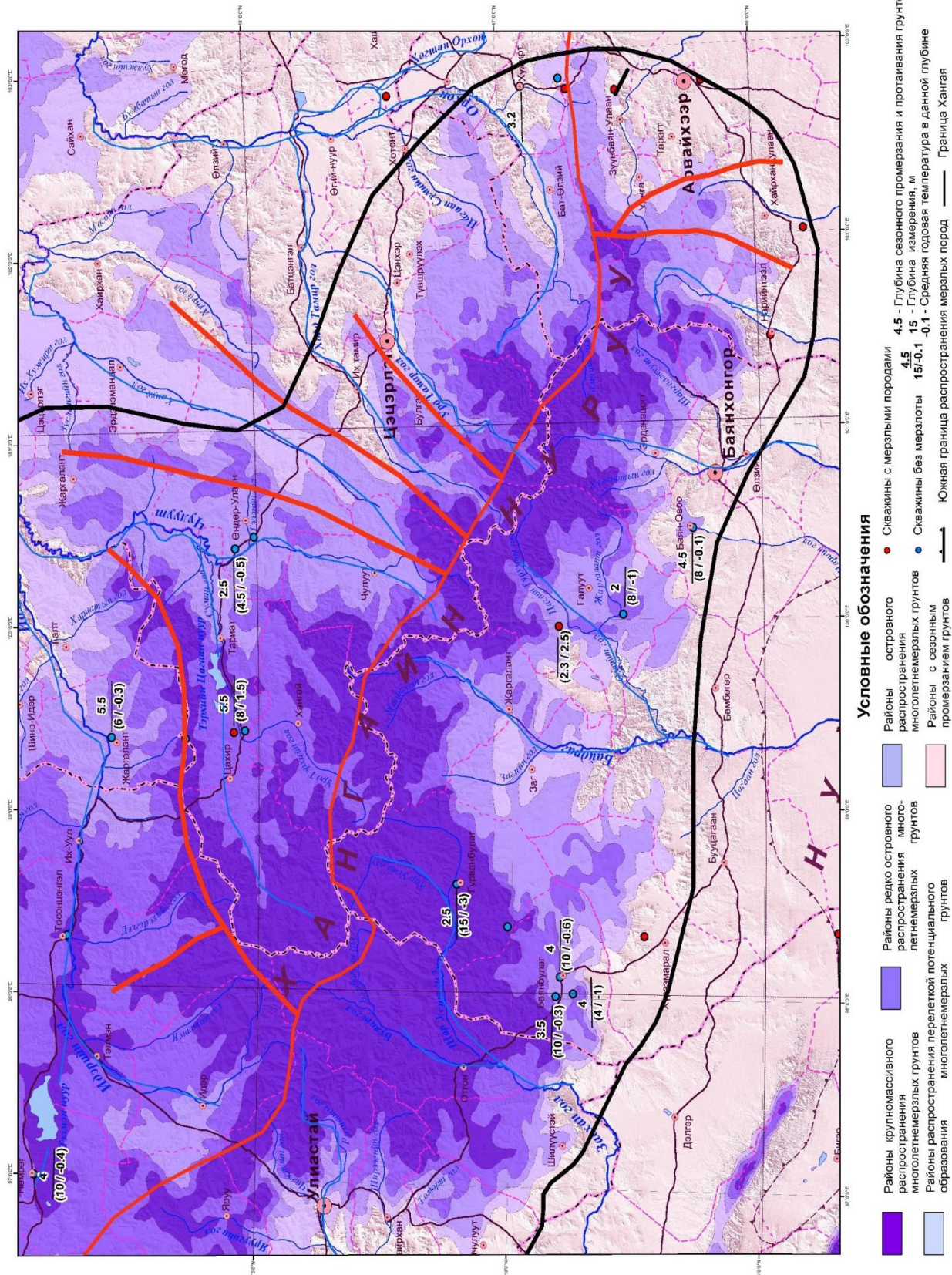


Рис. 2.6. Карта распространения ММП на территории Центральной Монголии (Масштаб 1:1000000)

Проявления ММП на земной поверхности выражаются многочисленными гидролоkkalитами самых различных размеров, термокарстовыми озерами, буграми пучения, наледями. Промороженные породы вскрываются разведочными выработками в зависимости от времени года на глубине от нескольких сантиметров до 5–7 м. Чаще других промороженными являются рыхлые четвертичные образования различного генезиса, среди которых установлены супеси, суглинки, разнoзернистые пески, глины со щебнем и галькой. В некоторых местах промороженными являются отложения неогена и мелового возраста. В составе неогеновых отложений проморожены глины, развитые в долинах рек Уртын, Модот, Бургустай и Цэнхэр в Юго-Восточном Хэнтэе. В Налайхинской впадине под г. Улаанбаатар и в районе ст. Мандал промороженные нижнемеловые отложения образуют массивы мощностью более 40 м. В Налайхинской впадине в составе этих отложений установлены песчаники, аргиллиты, угли и конгломераты, а в районе ст. Мандал – глины, глинистые сланцы и разнoзернистые песчаники.

Иногда промороженными являются и более древние образования – палеозойские, в которых мерзлая зона обнаруживается по наличию в трещинах пород кристаллов и линзочек льда. С развитием ММП местами связаны надмерзлотные и подмерзлотные воды. Первые распространены ограниченно и вследствие сезонного характера водопроявления не имеют практического значения. Подмерзлотные воды развиты более широко. Они вскрыты в Налайхинской впадине, в районе г. Улаанбаатар, на станции Мандал и в других местах. Эти воды, несмотря на их относительно небольшое распространение, имеют важное значение и используются для водоснабжения промышленных и сельскохозяйственных объектов страны.

2.2. Геологическое строение

2.2.1. Стратиграфия

Верхний докембрий – нижний кембрий

В пределах Хангайского сводового поднятия отложения, отнесенные к позднему докембрию – нижнему кембрию, имеют широкое развитие (рис. 2.7) [Геология..., 1973]. В Хангае образования позднего докембрия – нижнего кембрия выделяются в западной и юго-восточной его частях. На западе они слагают неширокую полосу, протягивающуюся от перевала Суужин-Хавчигийн Даваа до среднего течения р. Шар усны гол, где непосредственно смыкаются с одновозрастными образованиями Баян-хонгорской шовной зоны.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	Q _{III-IV}	Средний-верхний отделы
	Q _{I-II}	Верхнечетвертичные-современные отложения
	N-Q	Неогеновая и четвертичная системы Базальты
	P-N	Палеогеновая-неогеновая системы нерасчлененные
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА		
	K ₁	Верхний отдел
ЮРСКАЯ СИСТЕМА		
	J ₁₋₂	Нижний-средний отделы
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА		
	T _{3-J1}	Верхний отдел триасовой системы-нижний отдел юрской системы нерасчлененные
	T ₂₋₃	средний-верхний отделы
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА	P ₂	Верхний отдел
	P ₁₋₂	Нижний (верхняя часть)-верхний отделы
	P ₁₋₁	Нижний отдел
	C ₂₋₃	Средний-верхний отделы
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА	C ₁₋₂	Нижний-средний отделы
	C ₁	Нижний отдел
	D _{3-C1}	Верхний отдел девонской системы-нижний отдел наменно-угольной системы
	D	Нерасчлененные образования
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	D ₁₋₂	Нижний-средний отделы
	D ₁	Нижний отдел
	D	Нерасчлененные образования
	D	Нерасчлененные образования
ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА		
	O	Нерасчлененные образования
КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА		
	K _{1-O1}	Средний и верхний отделы кембрийской системы-нижний отдел ордовикской системы
	V-E1	Венд-нижний отдел кембрийской системы нерасчлененные
ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	R ₃	Верхний рифей
	R ₁₋₂	Нижний-средний рифей
	A-PR	Архей-нижний протерозой нерасчлененные
	A-PR	Архей-нижний протерозой нерасчлененные
ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ		
ПАЛЕОЗОЙ	T _{3-J1}	Гранодиориты, граниты, лейкограниты, литий-фтористые граниты, граносиениты, сиениты, щелочные граниты
	P _{2-T}	Верхний отдел пермской системы-нижний отдел триасовой системы нерасчлененные
	P _{1-P}	Диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты, литий-фтористые граниты, граносиениты, сиениты, щелочные граниты
	C _{1-P}	Диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты
	C ₁₋₂	Гранодиориты, граниты, лейкограниты, граносиениты
	C ₁₋₁	Таналиты, гранодиориты, плагиограниты, адамеллиты
	C ₂	Перидтиты, габбро
ДОКЕМБРИЙСКИЕ		
	P ₁₋₁	Габбро-анортозиты
	PE	Габброиды, гранодиориты, граниты, гранитогайсы
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ		
	C ₁₋₁	Топалиты, гранодиориты, плагиограниты
	C ₁₋₂	Гранодиориты, адамеллиты, граниты
	C ₁₋₃	Граниты повышенной щелочности, граносиениты, кварцевые сиениты
	C ₁₋₄	Щелочные граниты и сиениты
ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ		
а-морские, б- континентальные умереннощелочные, в- континентальные повышенной щелочности		
a б в	L ₁ L ₂ L ₃	Базальты, андезиты-базальты
a б в	V ₁ V ₂ V ₃	Андезиты, андезиты-базальты
a б в	D ₁ D ₂ D ₃	Дациты, риолиты
a б в	M ₁ M ₂ M ₃	Смешанного состава
a б в	N ₁ N ₂ N ₃	Базальты, риолиты
ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ		
	V ₁ V ₂ V ₃	Вулканогенно-осадочные
	M ₁ M ₂ M ₃	Известняки, доломиты, мраморизованные известняки
	N ₁ N ₂ N ₃	Морские терригенные и кремнисто-терригенные: кремнистые сланцы, яшмы, углито-и углеродисто-глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники полимиктовые и граувакковые
	P ₁ P ₂ P ₃	Континентальные песчаники, гравелиты, конгломераты, осадочные брекчи (а), в том числе угленосные (б)
ПРОЧИЕ ОБРАЗОВАНИЯ		
	—	Геологические границы

Рис. 2.7. Геологическая карта Центральной Монголии [Национальный..., 1990]

Вулканогенно-осадочная толща пользуется широким распространением и представлена серыми и зеленовато-серыми известковистыми, обычно рассланцованными песчаниками и алевролитами, зеленокаменноизмененными андезитовыми и базальтовыми порфирами и их туфами, серыми известняками и пестрыми по окраске филлитами.

Нижний палеозой

Отложения нижнего палеозоя распространены, главным образом, в пределах Хангайского нагорья, а также на некоторых участках Северной Монголии. В Хангае нижнепалеозойские образования выделяются под названием загинской серии, состоящей из трёх толщ, которые отвечают трем крупным ритмам несколько различного осадконакопления. В более северных районах Хангая, на левобережье р. Хойт Тамирын гол и в бассейне р. Чулуутын гол развиты серицит-кварц-хлоритовые сланцы по алевролитам и зеленые полевошпат-кварцевые, нередко известковистые песчаники, иногда ороговикованные и рассланцованные.

В Хангайском нагорье эти отложения образуют узкую полосу, прослеживающуюся от долины р. Онгийн гол на востоке до бассейна р. Шар ус гол на западе. Небольшие поля нижнепалеозойских образований наблюдаются и в других местах Хангайского района, в частности, в долине р. Хойт Тэрхийн гол, западнее самона Ундур улаан, на междуречье Тамирын гол и Орхона, южнее самона Батцэнгэл. В составе нижнепалеозойского комплекса преобладают терригенные отложения, а среди них полевошпат-кварцевые, полимиктовые, реже граувакковые мелко- и среднезернистые песчаники. Существенную роль играют также филлиты, алевролиты, а местами и метаморфические сланцы, количество которых меняется в разных частях разреза. Локально развиты конгломераты, гравелиты, микрокварциты, эффузивы среднего и основного состава, карбонатные породы.

Девонская система

В пределах горных систем Хангая выделяется два резко различных типа разрезов девона. Один из них образован морскими, преимущественно терригенными породами и свойственен крупным внутренним прогибам – синклинориям. В составе другого, осадочно-вулканогенного типа разреза девона преобладают субаэральные вулканические накопления, распространенные по обрамлению внутренних прогибов в пределах краевых поднятий. В терригенный тип разреза входят отложения девона в составе мощной кремнисто-терригенной серии девонско-каменноугольного возраста, известной под названием хангайской или хэнтэйской серии. Породы ее выполняют три синклинория (с юго-запада на северо-восток): Хангайский, Хэнтэйский и Агинский [Тектоника..., 1974].

В Хангайском синклинории к девону относится нижняя часть хангайской серии, распространенной в центральной и юго-восточной частях Хангайского нагорья. Это серия представляет собой мощный (10–12 км) однообразный комплекс закономерно чередующихся вулканомиктовых, полимиктовых, реже граувакковых песчаников, алевропесчаников, аргиллитов с линзами гравелитов и конгломератов, окрашенных в грязно-зеленые, темно- и голубовато-серые тона. Для Хангайского сводового поднятия девонские отложения распространены по обоим его бортам в бассейнах рек Байдрагийн гол, Ульзытийн гол, Туйн гол, а также вдоль долины р. Хойт тамир гол, входя в эрдэнэцогтинскую свиту. Эрдэнэцогтинская толща подтверждена заметными фаціальными изменениями. На южном борту синклинория в бассейне р. Ульзыт гол и отчасти на северном, свита сравнительно грубообломочная, изобилует песчанико-гравийными пачками с линзами конгломератов.

В Хэнтэйском синклинории девонские отложения слагают сравнительно неширокую полосу на его южном борту, протянувшуюся вдоль южных склонов хр. Бага Хэнтэй. Здесь к девону принадлежит нижняя толща хэнтэйской серии, по составу близкая к отложениям девона Юго-Восточного Хангая. Большая по объему нижняя часть этой толщи, изучавшаяся М.Г. Королёвым юго-восточнее г. Улаанбаатар в окрестностях перевалов Баяндаваа и Энгэрлэг, характеризуется примерно равным содержанием мощных пачек зеленоватых мелкозернистых песчаников и кремнисто-глинистых аргиллитов, с прослоями частыми и мощными горизонтами красных радиоляриевых микрокварцитов. Эпизодически в этой части разреза встречаются пачки средних эффузивов и их туфов.

Каменноугольная система

Отложения каменноугольного возраста в этом районе пользуются исключительно широким распространением и слагают больше половины хангайской серии. В западной и юго-восточной частях Хангайского сводового поднятия нижняя их часть неотделима от отложений девона и описана совместно с ним. Каменноугольные отложения в Хангай-Хэнтэйском районе имеют морское происхождение. Они представлены, в основном, песчаниками, алевролитами и нередко характеризуются флишoidным строением. В верхней части разрезов местами преобладают песчаники, в низах эпизодически встречаются яшмоиды, туфогенные породы и эффузивы среднего состава.

Пермская система

В этом районе пермские образования достаточно хорошо изучены лишь в Хангайском нагорье, где несмотря на свое относительно неширокое площадное распространение представлены в полной мере. Они сложены здесь обломочными флороносными

континентальными толщами и в меньшей степени наземными вулканитами (рис. 2.8). Наиболее крупное поле их развития располагается в бассейнах рек Хойт Тамирын гол и урд Тамирын гол. В структурном отношении этот участок тяготеет к осевой части Хангайского синклинория. Небольшие поля пермских толщ известны также по левобережью р. Орхон, в верховьях р. Байдраги к юго-востоку от оз. Хох нуур. Вулканогенная толща имеет мощность 200 м и сложена монотонными светло-серыми туфобрекчиями, лавобрекчиями липаритового и липарит-дацитового состава.

Триасовая система

В южной полосе, на южных склонах Хэнтэя и в бассейне р. Хэрлэн триасовые отложения стали выделяться совсем недавно. Присутствие триаса здесь было впервые доказано в 1964–1965 гг. В.А. Амантовым, обнаружившим триасовую флору в этих отложениях на юго-западных склонах Хэнтэя в районе Ихэ-Хайрханского вольфрамового месторождения и в районе горы Дашбалбар на левобережье р. Хэрлэн.



Рис. 2.8. Вид «вулканического жерла» сверху (фото автора, 2016)

Юрская система

В разрезе юрских отложений этого района выделяются два резко отличных по составу и возрасту пространственно разобщенных комплекса: нижне-среднеюрский – преимущественно вулканогенный и средне-верхнеюрский – угленосный. Нижне-среднеюрские вулканические образования распространены в бассейне р. Сэлэнги, где они тесно связаны Сэлэнгинским вулканическим поясом позднепалеозойского – раннемезозойского возраста. Эти образования

слагают здесь серию мелких грабенов или плоских мульд северо-восточного простирания, наложенных на разновозрастные более древние породы, включая и породы позднего триаса. Первая – существенно эффузивная толща, описанная А.К. Уфлянцом и И.Б. Филипповой под названием батцэнгэльской свиты, выполняет две небольшие грабен-синклинали, расположенные севернее и северо-западнее г. Цэцэрлэг. Батцэнгэльская свита сложена трахиандезитами, трахиандезит-базальтами в меньшей степени ортофирами (рис. 2.9). Подчиненное развитие имеют диабазовые и андезитовые порфириты в виде единичных прослоев, главным образом, в низах разреза, встречаются также туфы, туффиты, туфобреггии и туфоконгломераты.



Рис. 2.9. Панорама выходов базальтов на территории самона Тариат (фото автора, 2017)

Четвертичная система

Среднечетвертичные отложения этого возраста генетически представлены ледниковыми и озерно-аллювиальными типами осадков. Ледниковые отложения установлены в высоких поясах всех горных систем страны, а именно в пределах Хангайского сводового поднятия.

2.2.2. Магматизм

Нижнепалеозойские интрузии Хангайского сводового поднятия приурочены к краевым поперечным поднятиям Монголо-Забайкальской системы [Геология..., 1973]. К числу наиболее значительных массивов площадью до 1000 км² относятся Нарийн дэльский в Западно-Хангайской зоне, Хужиртийнский в Восточно-Хангайской зоне и ряд массивов Северо-Хангайской зоны (рис. 2.10). Все они имеют неправильную форму или удлинены, согласно с генеральным простиранием складчатых и разрывных структур. Среди интрузий, относимых к нижнему палеозою, выделяются две группы, являющиеся различными фациями глубинности.

Массивы Западно- и Восточно-Хангайской зон, где на поверхности выведены наиболее древние образования верхнего протерозоя – нижнего кембрия, представлены фацией, образующей гранито-гнейсовые купола.

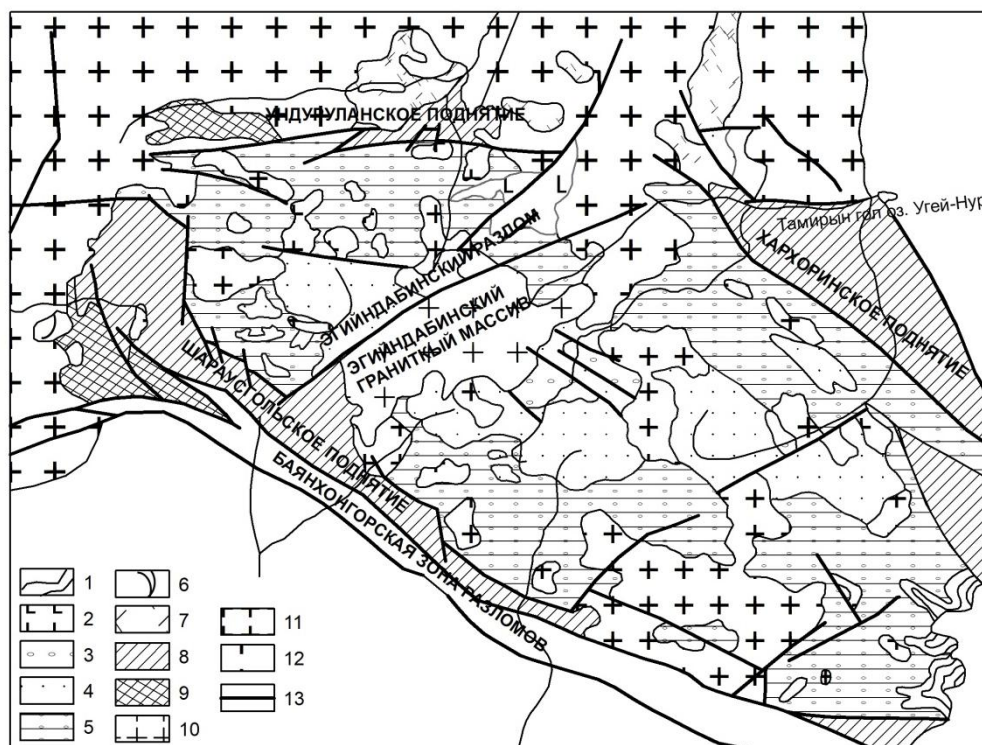


Рис. 2.10. Схема геологического строения Хангайского блока [Геология..., 1973]: 1 – осадочная толща юры; 2 – вулканогенная толща юры; 3 – пермские отложения; 4 – верхняя половина хангайской серии (C_{2-3}); 5 – нижняя половина хангайской серии ($D-C_1$); 6 – нижнекаменноугольные отложения краевых поднятий; 7 – осадочно-вулканогенные девонские отложения краевых поднятий; 8 – песчано-сланцевые нижнепалеозойские отложения; 9 – венд-нижнекембрийские отложения; 10 – раннемезозойские эгийндабинские гранитоиды; 11 – раннепалеозойские хангайские гранитоиды; 12 – раннепалеозойские гранитоиды обрамления Хангайского поднятия; 13 – разломы

Они состоят из плагиоклазовых гранито-гнейсов, биотитовых гранодиорито-гнейсов и гнейсовидных гранитов. С этими породами ассоциируют гнейсы, сланцы и амфиболиты, возникшие за счет метаморфизма терригенных отложений. Основные черты девонского и раннекарбонowego магматизма определялись системой отчетливой внутренней дифференциацией. Монголия является регионом активной вулканической деятельности на протяжении всего фанерозоя. Отдельные периоды наиболее интенсивного

внутриконтинентального магматизма с наибольшими объемами изверженных пород отмечаются в перми, юре, мелу, кайнозое (рис. 2.11).

Вулканизм. В Монголо-Забайкальском системе среднепалеозойский вулканизм в геосинклинальных прогибах, в краевых поднятиях характеризовался неодинаковой интенсивностью и различным составом извержений. В Хангайском и Хэнтэйском прогибах вулканогенно-кремнистые пачки, сложенные андезитами и дацитами, диабазовыми порфиритами, кислыми лавами и их пирокластами, ассоциирующими с сургучно-красными яшмами и силицилитами, встречаются в низах терригенного разреза девона. Мощность таких пачек составляет 200–350 м. В зонах краевых поднятий среднепалеозойский вулканизм проявился только в девоне и имел совершенно другой характер, а созданные им продукты заполняют небольшие мульды или довольно крупные впадины.



Рис. 2.11. Проявления вулканизма на Хангайском сводовом поднятии (фото автора, 2015)

На Западно-Хангайском поднятии вулканогенные породы входят в состав вулканогенно-осадочной толщи (мощностью до 1500 м), развитой северо-западнее самона Гурванбулаг и на водоразделе рек Тээлийн гол и Шар ус гол. В этой толще выше базальных конгломератов, обособляется 400-метровая пачка липаритовых порфиров, их туфов и лавобрекчий с отдельными покровами андезитовых порфиритов. Присутствуют вулканиты и в более высоких горизонтах толщи, где они представлены туфами, туфобрекчиями и лавами андезитового и дацитового состава. В северном обрамлении Хангайского прогиба вулканиты кислого и среднего состава наиболее широко развиты восточнее самона Тариат по левобережью р. Хойт тамирын гол.

В течение позднего палеозоя магматизм в этой области проявился, главным образом, в интрузивной форме и сравнительно ограниченной вулканической деятельностью. Формирование интрузий, преимущественно гранитоидов, происходило на протяжении позднего карбона и перми. К этому временному периоду относится становление трех комплексов: тарбагатайского, хангайского и шар ус гольского [Геология..., 1973].

Вулканизм. В Хангайской зоне крупные линзовидные горизонты сургучно-красных яшмовидных пород, а также маломощные покровы плагиоклазовых андезитовых, дацитовых порфиров и прослои туффитов известны в составе существенно терригенной нижнекаменноугольной жаргалантинской свиты. Подобные вулканогенные образования присутствуют и в Хэнтэйской зоне. Больше распространены продукты вулканической деятельности в составе байдрагийнской свиты карбона, тяготеющей к центральной части Хангайской зоны. Терригенные породы этой свиты часто обогащены пепловым материалом и нередко переходят в туффиты. В бассейне верхнего течения р. Урд Тамирын гол в основании нижнепермских терригенных отложений располагается вулканогенная толща мощностью 140–700 м. Лавы содержат линзовидные горизонты (до 5 м) лавобрекчий и туфов липаритов, насыщенных обломками эффузивов кислого состава. Верхняя часть вулканогенной толщи здесь сложена туфами дацитового и андезитового состава, туфобрекчиями и туфоконгломератами, среди которых встречаются покровы порфиритов.

В обрамлении Хангайской зоны наиболее значительное поле субэвральных вулканогенных образований средне-верхнекаменноугольного возраста слагает верхнюю часть разреза крупной Бууцагаанской мульды. Кроме того, ими заполнен узкий (3–5 км), протягивающийся на 60 км, грабен, располагающийся к югу от Баянхонгорской зоны разломов. Юго-восточнее Бууцагаанской мульды, в междуречье Туин гол и Буридуин гол, развиты почти исключительно лавы андезитовых порфиритов, имеющие мощность 500 м.

Тарбагатайский интрузивный комплекс

Верхнекарбоновые интрузии комплекса представлены гранитоидами при подчиненной роли пород габбро-диоритового ряда. Массивы комплекса располагаются в складчатой каледонской раме Хангайской зоны. Они охватывают этот прогиб полукольцом с севера, запада и юга, являясь здесь важным элементом Центрально-Монгольского гранитоидного пояса. Наиболее крупные массивы располагаются по лево- и правобережью р. Хунэй гол, в районе оз. Тэрхийнцагаан нуур, в бассейне р. Буянту гол, междуречье верхнего течения Завхан гол-Байдрагийн гол. В пределы самого Хангайского прогиба массивы комплекса проникают по широтно ориентированным разломам. В составе комплекса выделяются три интрузивные фазы. К

первой фазе принадлежат диориты, габбро-диориты, лейкократовые и нормальные габбро. Породы второй фазы представлены мезократовыми гранитоидами, слагающими главную массу массива. Лейкократовые плагиограниты и нормальные граниты, сопровождающиеся мезократовыми разностями, составляют третью фазу.

Хангайский интрузивный комплекс

Интрузии гранитоидов комплекса пользуются исключительно широким распространением в Монголо-Забайкальской системе. Их поля непосредственно продолжаются из Хэнтэя в Даурскую зону Забайкалья. В состав интрузий хангайского комплекса включались гранитоиды Хангайской зоны и часть массивов ее раннекаледонского обрамления, в том числе и штокообразные тела биотитовых и лейкократовых калиевых гранитов северных отрогов Хангайского хребта. Прежде граниты Восточного Хангая, выделяемые в хангайский комплекс, считались герцинскими или верхнепалеозойскими образованиями. Массивы Хангайского комплекса разнообразны по размерам, но чаще весьма значительны. Наиболее крупным из них в Хангае являются Таацын гольский (до 5000 км²), в Хэнтэе – бага-Хэнтэский (до 7000 км²) и др.

Они располагаются преимущественно в периферических частях Хангайского синклинория или в краевых и поперечных антиклинорных структурах, окаймляющих Хэнтэйский синклинорий. В составе комплекса господствующими породами являются гранодиориты, адамеллиты и граниты. Отмечается наличие в массивах Хангая эруптивных взаимоотношений между двумя группами гранитоидов, считая, что они формировались в две последовательные фазы. Первую из них составляют гранодиориты, вторую – адамеллиты и граниты. В центральных частях некоторых крупных массивов порфировидные гранитоиды иногда сменяются лейкократовыми гранитами порфировидной структуры. В Хангае, в междуречье Урд Тэрхийн гол и Чулуутын гол, такими гранитами сложены самостоятельные штокообразные массивы площадью до 250–350 км².

Шар ус гольский комплекс

Интрузии комплекса в виде розоватых гранитоидов выявлены в северных и западных отрогах Хангайского хребта и по южным склонам хр. Тарбагатай. Возраст их определили как триасовый. Аналогичные по составу верхнепалеозойские интрузии выделялись в Юго-Западном Хангае в междуречье Забхан гола и Байдрагийн гола. Подавляющая часть массивов комплекса группируются в широкой (до 150 км) полосе, дугообразно окаймляющей с севера, запада и юго-запада Хангайскую зону Монголо-Забайкальской системы. При этом лишь некоторые из массивов, как, например, Бугутинский плутон, проникают в пределы Хангайской зоны.

Массивы обрамления Хангайской зоны имеют батолитовые размеры, представляя собой плитообразные плутоны со сложным характером кровли и неправильными внешними контурами, но в целом ориентированы согласно с направлением глубинных разломов, ограничивающих названную зону. Так, система гранитоидных полей, составляющих Западно-Хангайский плутон, окаймляет его с юго-запада и запада, протягиваясь, примерно на 300 км при ширине до 150 км. Массивы, расположенные к северу от субширотного Тамирын гольского разлома, образующие в совокупности Бугутинский плутон, вытянуты в широтном направлении. Немногочисленные массивы Хангайской зоны имеют штокообразную форму и площадь до 100–200 км². Формирование комплекса было двухфазным. Гранитоидные массивы первой фазы имеют с вмещающими породами крутые (до 70–80 °) боковые, а в кровле – пологие контакты. Общей особенностью гранитоидов главной фазы является их чрезвычайное однообразие. Наиболее распространены и средне-крупнозернистые порфировидные граниты.

Эгийндабинский интрузивный комплекс

Породы комплекса, представленные гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, сформировали Эгийндабинский массив (протяженностью 100 км, ширина до 50 км) и серию более мелких его сателлитов. Все они расположены в центральной части Хангайского синклиория, где с раннего мезозоя начало формироваться Хангайское сводовое поднятие. Внедрение Эгийндабинского интрузива четко контролировалось системой крупных протяженных разломов северо-восточного простирания, определяющих его ориентировку и резкую вытянутость в этом направлении. Массивы имеют обычно крутые прямолинейные, но на отдельных участках очень пологие контакты, что придает им в плане неправильные очертания. Наиболее изученный Эгийндабинский массив является двухфазным плутоном. К первой фазе относятся гранодиориты и кварцевые диориты, ко второй (главной) – биотитовые, иногда биотит-роговообманковые граниты. Породами первой фазы сложена северо-восточная часть Эгийндабинского массива. Гибридизированные фации, представленные меланократовыми биотитами и гранитизированными ксенолитами песчаников и алевролитов, характерны также для пород главной фазы на пологих контактах.

Неоген-четвертичный вулканизм

Наиболее детально охарактеризован кайнозойский вулканизм по Хангайскому сводовому поднятию, где приведено описание базальтоидов и содержащихся в них глубинных включений [Геншафт и др., 1978; и др.]. На основании геолого-геоморфологических данных в Монголии выделяется 17 отдельных ареалов базальтового вулканизма. Широкое площадное развитие вулканизма в кайнозое началось на границе мела и палеоцена с максимальным проявлением

активности в миоцене. Изотопное датирование позволило выделить несколько временных этапов вулканизма [Геншафт, Салтыковский, 2000; и др.]. Изучение латеральных изменений в поведении петрогенных элементов дало возможность выделить Хангайское нагорье в качестве особого геоструктурного элемента Монголии. Анализ глубинного строения земной коры и геофизические данные свидетельствуют о наличии под большей частью ареалов кайнозойского вулканизма «горячих» низкоскоростных и разуплотненных блоков верхней мантии (диапиров). Минеральная геотермобарометрия позволяет построить палеогеотермы, свидетельствующие о разогреве подкоровой части верхней мантии на 100–200 °С за время около 20 млн лет. Многие исследователи придерживаются представлений о рифтогенном эндогенном режиме кайнозойского вулканизма в Монголии. Подавляющая часть ареалов вулканизма находилась в предрифтовой стадии эволюции рифтового режима.

Общая площадь кайнозойского вулканизма составляет около 20 % всей территории Монголии и покрывает различные тектонические структуры страны. Вулканические породы накладываются на платформенные и складчатые разновозрастные сооружения, приурочены к впадинам и депрессиям, к молодым горно-складчатым структурам. Кайнозойский вулканизм проявляется в виде различных по морфологии, строению и степени сохранности геологических образований. Самые древние – эродированные субвулканические тела (некки, штоки, дайки), останцы лавовых потоков и покровов, встречаются зачастую в виде горизонтов среди осадочных толщ. Молодые – долинные лавовые потоки и хорошей сохранности шлаковые и лавовые центры извержений – вулканические конусы (см. рис. 2.8, 2.11). В стратиграфическом разрезе более ранние базальты часто представлены вершинными покровами платобазальтов. Изучение лавовых толщ показало, что кайнотипный облик лав не всегда свидетельствует об относительной молодости эффузивов.

Для кайнозоя характерен отчетливо выраженный базальтовый вулканизм, породы представлены относительно слабо дифференцированными базальтами щелочно-оливиновой серии [Кононова и др., 1993; и др.]. Вулканисты Монголии содержат разнообразные по химическому и минеральному составу включения глубинных пород и минералов, термодинамически устойчивых в нижних горизонтах земной коры и в верхней мантии. Наряду с полнокристаллическими породами и ксенокристаллами из этих пород базальты содержат клинопироксены, гранат, щелочные полевые шпаты, магнезиальный ильменит, оливин, слюду, титаномагнетит и другие. Особенности состава и структуры этих минералов указывают на их глубинное, высокотемпературное образование [Геншафт, Салтыковский, 2000; и др.].

Монголия входит в область интенсивного проявления новейшего базальтового вулканизма Центральной Азии. Кайнозойские эффузивы изучены здесь лучше по сравнению с другими вулканогенными комплексами. Излияния основной магмы были тесно связаны с новейшими блоковыми движениями и происходили неоднократно. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что в Монголии вулканическая деятельность в течение кайнозоя проявлялась по крайней мере трижды: в конце неогена – начале раннего плейстоцена, в средне-позднеплейстоценовое время и в голоцене. Основная масса базальтов сконцентрирована в центральной части страны в субмеридиональной полосе шириной 550–600 км, расположенной к югу от южного клиновидного выступа Сибирской платформы и протягивающейся от Прихубсугулья через Хангайское нагорье в Южную Гоби.

Это полоса совпадает с максимально приподнятой зоной крупного кайнозойского Хангайско-Прихубсугульского свода и прилегающим к нему с юга территориям, подвергшимся интенсивному раздроблению. Наибольшей активности вулканическая деятельность в кайнозое достигла в конце неогена – начале раннечетвертичной эпохи. Базальтовые излияния, носившие трещинный характер и местами сменявшиеся излияниями из щитообразных вулканов, охватили различные районы. Они известны в северных (Прихубсугулье), центральных (Хангай, Долина Озер), южных, восточных и юго-восточных районах. В Хангае крупные поля неоген-четвертичных базальтов площадью до 1000 км² приурочены к субширотным и субмеридиональным нарушениям. Мощность базальтов колеблется от 50–70 м в мелких останцах до 400–500 м – в крупных покровах.

Мощность отдельных лавовых горизонтов составляет от 2–3 до 10–15 м. Многочисленные валуны базальтов присутствуют в Прихубсугулье и Хангае в составе морены среднего плейстоцена. В Хангае средне-позднеплейстоценовые базальты встречаются в долинах рек и образуют здесь довольно мощные террасовидные покровы, прорезанные современными водотоками на глубину 70–100 м. Местами на поверхности покровов сохраняются вулканические конусы высотой 100–150 м. В Хангае молодые вулканические конусы насажены на средне-верхнечетвертичный базальтовый покров. Высота их варьируется от 40 до 60 м. Диаметр у основания составляет 450–500 м, у кратера – 20–22 м. Сами конусы сложены шлаковидными базальтами, кратер – сцементированными обломками таких же базальтов размером от 1–2 до 50 см.

Кайнозойские эффузивы различных возрастных групп весьма близки между собой как по внешнему облику, так и петрографически и петрохимически. Это обычно пористые шлаковидные породы, среди которых наиболее распространены базальты и трахидолериты, трахибазальты. Большая часть кайнозойских базальтоидов принадлежит щелочно-известковому

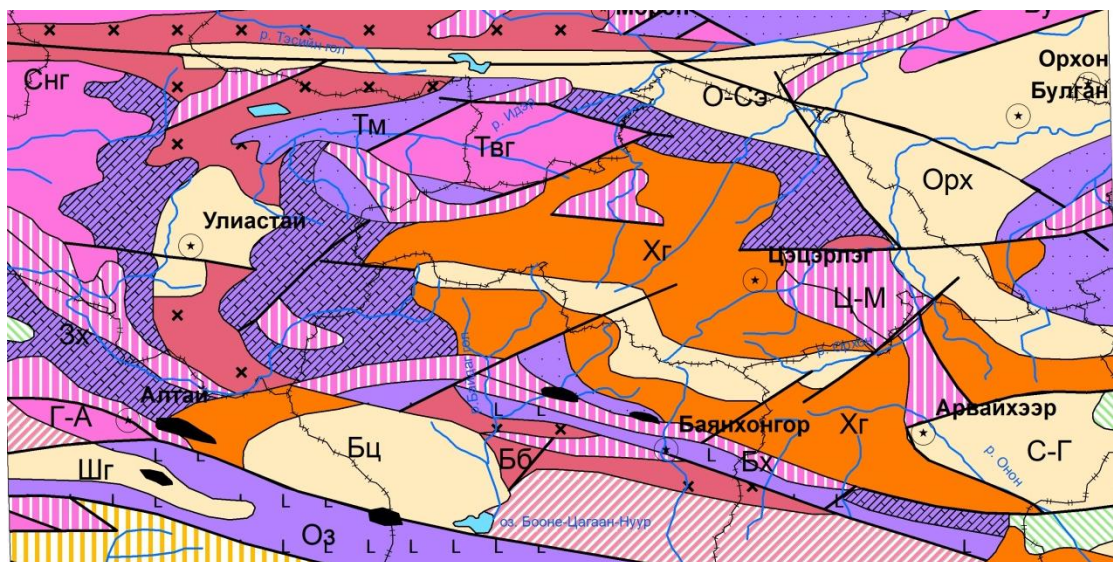
(субщелочному) и щелочному типам. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей, преобладанием натрия над калием, высоким содержанием титана и железа, пониженной ролью полевошпатовой извести. В редких случаях появляются разновидности, перенасыщенные щелочами.

2.2.3. Структурно-тектоническое районирование и разрывные нарушения как основа структурно-гидрогеологического анализа

Территория Монголии занимает узловое место в Центрально-Азиатском складчатом поясе, ограниченном на севере Сибирской платформой, на юге – Северо-Китайской и Таримской платформами. Складчатые сооружения ее были сформированы в различные периоды палеозойской эры, хотя немаловажная роль в их формировании принадлежит также и более древним докембрийским и более молодым мезозойским тектоническим подвижкам [Тектоника..., 1974; и др.]. В современной складчатой структуре данной территории распространены осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные, интрузивные формации. Тектоника Монголии характеризуется сложным глыбовым, мозаичным строением, обусловленным сочетанием разноориентированных структурных элементов, ограниченных часто сетью пересекающихся разломов ортогональной или диагональной ориентировки (рис. 2.12).

Однако в мозаике глыб достаточно чётко поступает общее дугообразное расположение главнейших структурных элементов, в целом своими контурами приспособляющихся к очертаниям южного края Сибирской платформы. Упоминалось, что структуры Монголии принадлежат к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Под складчатым поясом понимается вся совокупность структур, занимающих полностью пространство между древними платформами между Сибирской и Северо-Китайской и Таримской платформами.

В центральной части Монголии Монголо-Забайкальская складчатая система совпадает с полосой развития мощного терригенного комплекса и протягивается от Хангайского нагорья в Хэнтэй, далее в Забайкальскую Даурию и в так называемое Агинское поле. Обширный участок земной поверхности, в пределах которого расположены горные хребты, массивы, выровненные поверхности, котловины и т.п., лежащие на общем высокоподнятом цоколе. Эта полоса разбивается на ряд изометричных или несколько удлинённых остроугольных синклиналиев (Хангайский, Хэнтэйский, Агинский), разделённых и обрамлённых поперечными и краевыми поднятиями-антиклиналиями (Южно- и Северо-Хэнтэйским и др.).



Условные обозначения

- | | |
|---|---|
| а Выступы метаморфид дорифейского основания (A-PR ₁): а - на поверхности, б - предполагаемые (под чехлом) | Девонский вулcano-плутонический пояс (D) |
| б | Орогенные комплексы (C ₁ -P) |
| а Рифейды: а - геосинклинальные ("зеленосланцевые", R ₁₋₃), б - орогенные комплексы (R ₃) | Главнейшие мезозойские и кайнозойские впадины (Mz-Kz) |
| б | Ультрабазиты |
| а Ранние каледониды, геосинклинальные комплексы (R ₃ - E ₂): а - вулканогенный, б - вулканогенно-терригенно-карбонатный, в - кремнисто-карбонатный | Разломы |
| б | |
| в | |
| Варисциды, геосинклинальные комплексы (O-P): а - центральные (D-C ₁) | |

ВЫСТУПЫ ДОРИФЕЙСКОГО ОСНОВАНИЯ

Бу - Бутээлийский Твг - Тарвагатайский Бх - Баянхонгорский
Снг - Сонгинский Бб - Бумбегерский (Байдрагский) Г-А - Гоби-Алтайский

ГЛАВНЕЙШИЕ РИФЕЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ И СТРУКТУРЫ

Ц-М - Центрально-Мурэнская Тм - Тэлмэнская О-Сэ - Орхон-Сэлэнгинская
Зх - Завханская С-Г - Средне-Гобийская Бц - Бууцагаанская
Оз - Озерная Хг - Хангайская

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ:

Орх - Орхонская Шг - Шаргинская

Рис. 2.12. Карта тектонического районирования центральной части Монголии

[Национальный атлас Монголии, 1990]

Монголо-Забайкальской системе свойственно развитие монотонных терригенных складчатых толщ, охватывающих по возрасту, вероятно, поздний докембрий и почти весь палеозой. Среди них выделяются две серии – позднедокембрийско-раннепалеозойская и средне-верхнепалеозойская. В составе первой серии преобладают метаморфизованные песчаники и различные метаморфические сланцы, которые слагают краевые и внутренние антиклинории, оформившиеся в виде поднятий уже к девону. Верхняя серия, возможно, отделена от нижней

перерывом и представлена однообразными песчанико-алевролитовыми осадками, которым подчинены туфогенно-эффузивные образования и яшмы.

Средне- и верхнепалеозойские отложения выполняют внутренние, наиболее длительно прогибавшиеся части синклиналиев. Выше средне-верхнепалеозойской серии несогласно залегают пермские и раннемезозойские орогенные образования. Тем самым возраст главной складчатости падает на конец палеозоя, т.е. Монголо-Забайкальская система принадлежит, вероятно, к поздним герцинидам. На западном окончании, в Хангайском нагорье, Монголо-Забайкальская система замыкается. Вдоль северного края Монголо-Забайкальская система сопровождается серией разобщенных в современной структуре депрессий, фиксирующих собой единый, в палеогеографическом смысле, протяженный регенированный прогиб, получивший название Орхонского. В его строении принимают участие вулканогенные, реже морские терригенные образования девона и, главным образом, сероцветная морская толща нижнего карбона. В ряде мест в Монголо-Забайкальской складчатой системе сохранились небольшие наложенные структуры, образованные вулканическими молассовыми отложениями триаса-нижней-средней юры. В обрамлении этой системы располагаются и более крупные впадины, например, Абзагаская и Цагаан овоогийнская.

Центрально-Монгольская складчатая система прослеживается по выходам протерозойских и раннепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, окаймляющих широкой полосой с юга и юга-востока поля развития преимущественно палеозойских терригенных пород Монголо-Забайкальской системы. В среднепалеозойское время она выступала в виде крупного геоантиклинального поднятия по отношению к смежным и сопряженным с ней геосинклинальным системам – Монголо-Забайкальской и Южно-Монгольской.

Тектоника зоны Хангайского сводового поднятия представлена следующим образом [Тектоника..., 1974; и др.]. Нижнепалеозойские структурно-формационные зоны, образованные сложно дислоцированными сланцевыми толщами позднегерцинидского и условно раннепалеозойского возраста, прослеживаются из Хангайского нагорья на западе, через Хэнтэй в бассейн р. Онон. Сведения об этих зонах содержатся в работах А.Х. Иванова, В.А. Амантова, Л.П. Зоненшайна, И.Б. Филипповой и др. Общая протяженность зон нижнепалеозойских структур в пределах Монголии составляет около 1000 км. На западном крае они слепо оканчиваются, обрамляясь по периферии верхнепротерозойско-нижнекембрийскими структурами Северной Монголии.

Граница между разновозрастными складчатыми сооружениями теряется в крупных полях верхнепалеозойских гранитоидов. Их северо-восточным окончанием служат сходные структуры

так называемого Агинского поля Восточного Забайкалья, частично простирающегося на территории Монголии. Продольными ограничениями нижнепалеозойских зон Хангайского нагорья служат крупные региональные разломы (рис. 2.13).

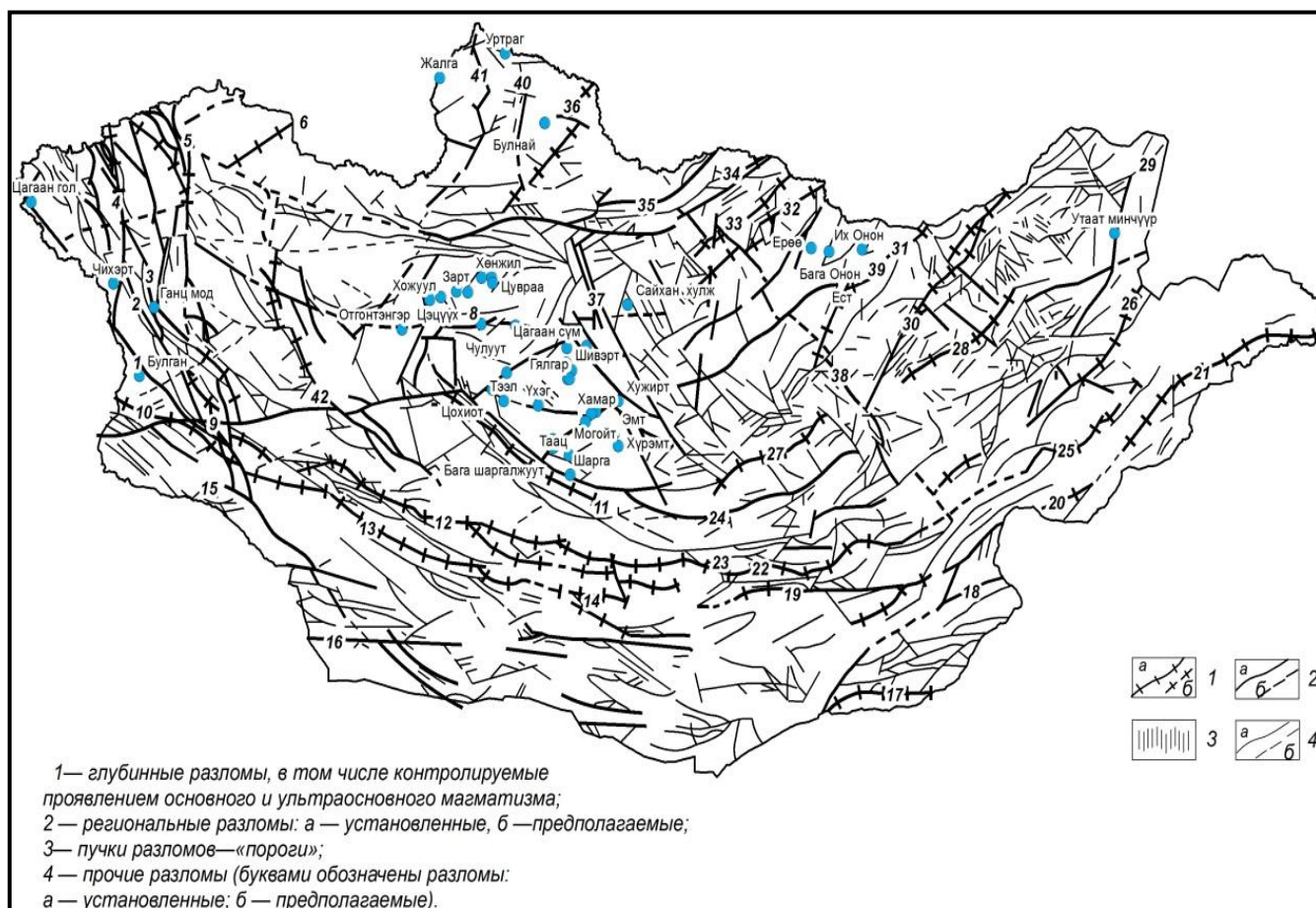


Рис. 2.13. Выходы термальных вод на схематической карте разломов Монголии (Составил В.И. Тихонов по материалам В.А. Амантова, А.Х. Иванова, Л.П. Зоненшайна и др.). Цифрами обозначены разломы: 1 - Тургэнгольский, 2 - Толбонурский, 3 - Ховдинский, 4 - Дэлун-Сагсайский, 5 - Цагаан шивэртиинский, 6 - Агандинский, 7 - Ханхухэйский (Хангайский), 8 - Тамирынгольский, 9 - Шаргаинский, 10 - Булганский, 11 - Баянхонгорские, 12 - Ихэ-Богдинский, 13 - Заалтайские, 14 - Гурвансайханские, 15 - Эдэргинские, 16 - Гобитяньшанские, 17 - Солонхэрские, 18 - Северототошанские, 19 - Манлайские, 20 - Баргиновоогийнский, 21 - Модонововогийнский, 22 - Сайхандулаанский, 23 - Ундуршилинский, 24 - Среднегобийский, 25 - Матадский, 26 - Дэлгэрский, 27 - Северо-гобийский, 28 - Керуленский, 29 - Улзийнский, 30 - Ононский, 31 - Южно-Хэнтэйский, 32 - Ероогольский, 33 - Баянгольский, 34 - Сэлэнгийнские, 35 - Зэлтэринские, 36 - Аргынгольский, 37 - Орхонские, 38 - Улаанбаатарские, 39 - Барханские, 40 - Косогольский, 41 - Дархатский, 42 - Завханские

- проявления термальных вод

Их северная граница совпадает с Тамирынгольским и Баянгольским разломами, являющимися продолжением известного Монголо-Охотского шва. Южная граница обозначена на западе узкими офиолитовыми зонами – Баянхонгорскими разломами. Они также повсеместно отделены разломами нижнепалеозойские структуры от герцинских прогибов Хангай-Хэнтэйской зоны. В современной структуре нижнепалеозойские зоны выступают в виде краевых и поперечных горстов, опоясывающих по периферии Хангай-Хэнтэйскую зону герцинид, либо пересекающих ее поперек. Обнаруживаются резкая смена простирания складчатой структуры горстов от северо-западного в Хангае до северо-восточного в Хэнтэе и субширотного в бассейне р. Онон.

Складчатая структура обрамления была создана и консолидирована, по всей видимости, в раннем палеозое. По особенностям внутренней структуры и ее простиранию нижнепалеозойские структурно-формационные зоны распадаются на три участка: западный (Хангайский), центральный (Хэнтэйский) и северо-восточный (Агинский). Внутренние части этих участков заняты герцинскими синклинориями Хангай-Хэнтэйской зоны. Огромная территория Центральной Монголии представляет собою типичную горную область. На востоке этой области раскинулся Хэнтэйский хребет, центральная часть ее занята высоко приподнятым над уровнем моря Хангайским нагорьем хр. Хангай и его продолжением на северо западе – хр. Хан-Хухэй.

На севере она ограничена Восточным Саяном, на крайнем северо-западе – хребтами Танну-Ола и Сайлюгем. На юго-западе в эту область входит хр. Монгольский Алтай, отделенный от Хангая глубочайшей Котловиной Больших озер. В геологическом строении Центральной Монголии принимает участие комплекс осадочных и магматических пород (рис. 2.14), а также относительно большее распространение, преимущественно на севере и крайнем западе, имеют кристаллические сланцы, известняки и гранито-гнейсы древнепалеозойских и докембрийских пород [Геология..., 1973]. На территории этой области, особенно восточнее 96° меридиана, широко распространены кайнозойские, в большинстве случаев, четвертичные базальты, связанные с центральными (стратовулканы) и трещинными излияниями лав [Генштафт и др., 1978; и др.].

Особенностью неотектоники Центральной Монголии является наличие глубоких радиальных разломов, возникших в результате действия сил растяжения под влиянием интенсивного общего сводового поднятия этой огромной территории, особенно в конце третичного – в начале четвертичного временного периода (рис. 2.15). В процессе дальнейшего тектонического развития данной области появлялись новые разломные зоны, а некоторые из более древних разломов неоднократно подновлялись. Отзвуки активных тектонических

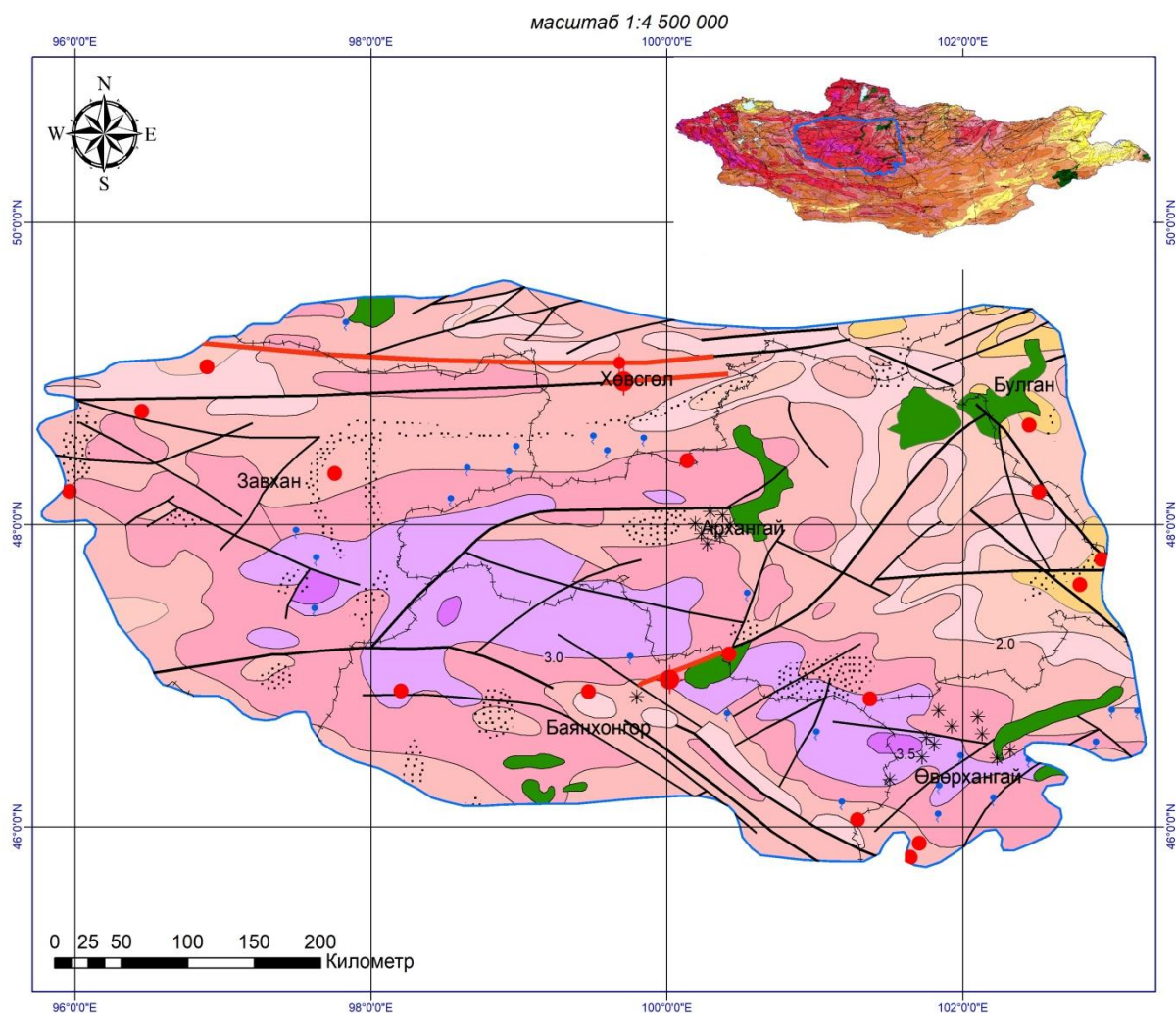
движений отмечаются и в современную эпоху, о чем свидетельствует ежегодно происходящие на этой территории землетрясения, иногда катастрофического характера [Гоби-Алтайское, 1963]. Отметим, что разрывные нарушения для решения конкретных гидрогеологических задач можно разделить на глубинные, региональные и локальные (рис. 2.16). Рассмотрим свойственные для данных дизъюнктивных нарушений Монголии характерные признаки и показатели, в том числе и обводненность.



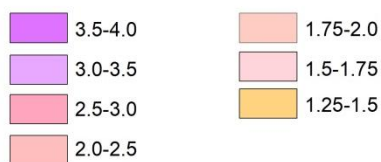
Рис. 2.14. Вулканические «бомбы» (около жерла «Хорго», фото автора, 2016)

К глубинным разломам относятся дизъюнктивные нарушения большой пространственной протяженности, глубины заложения и длительного развития. Они обычно разделяют разновозрастные складчатые области. Все глубинные разломы с момента возникновения и вплоть до современного периода испытывали в той или иной мере активное унаследованное развитие. Такие разрывы пронизывают литосферу на всю ее мощность и уходят корнями в верхнюю мантию. Это крупные тектонические швы, ветвящиеся структуры, ширина которых достигает десятков километров, а протяженность изменяется от 200–300 до 1500 км.

Для глубинных разломов характерно прямолинейное, реже дугообразное простирание и падение, близкое к вертикальному. Важнейшей особенностью глубинных разломов Монголии является не только древний возраст их заложения, но и продолжительный характер развития. Они контролируют в Монголии проявления нижнепалеозойского и девонского интрузивного магматизма, пермского, мезозойского и кайнозойского вулканизма (рис. 2.17), что свидетельствует о постоянном, практически непрерывном подновлении глубинных разломов на всех этапах геологического развития.

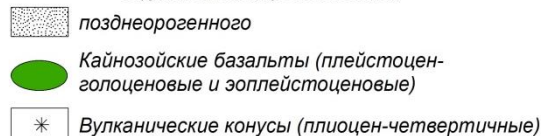


СУММАРНЫЕ НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ИСХОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
ЗА ЭОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ
км над уровнем моря



Кайнозойские формации и структурные элементы

Площади кайнозойского осадконакопления
в крупных впадинах, прогибах и долинах



Изолинии суммарных неотектонических
деформаций (км над уровнем моря)

— 2.0 — Тектозогипсы вершинной поверхности:
до кровли новейших осадков;

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО
АКТИВИЗИРОВАННЫЕ И НОВООБРАЗОВАННЫЕ
В КАЙНОЗОЕ)

	Контролирующие развитие неотектонических зон, подзон и крупных морфоструктур
	Дифференцирующие крупные морфоструктуры
	С установленным сейсмогенным обновлением

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

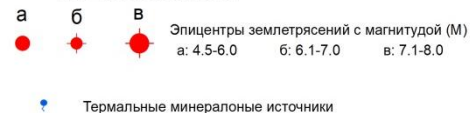


Рис. 2.15. Неотектоническая карта Хангайского сводового поднятия

[Национальный атлас МНР, 1990]

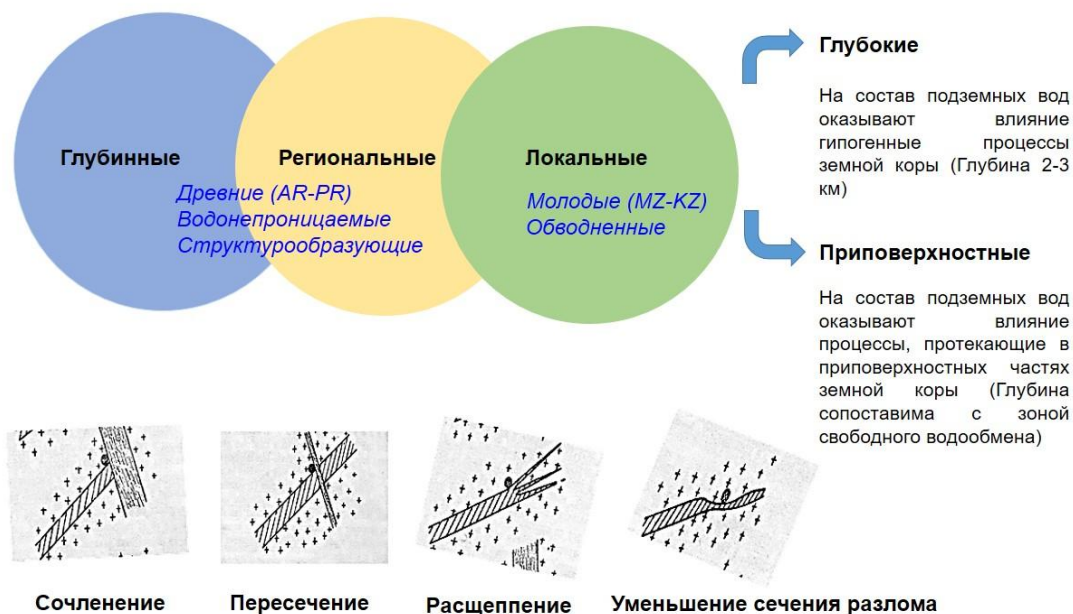


Рис. 2.16. Систематизация разрывных нарушений для гидрогеологических целей [Сурмаажав, 2019]



Рис. 2.17. Вид борта вулканического жерла «Хорго» (фото автора, 2017)

Межрегиональные и региональные разломы являются тектоническими структурами более высокого порядка, чем глубинные. Они представляют собой сложно построенные, различно ориентированные ветвящиеся разломные зоны. Большинство этих дислокаций являются новообразованными в кайнозое: в течение неотектонического этапа развития они пересекали отложения позднемезозойского – кайнозойского платформенного чехла и четвертичные

отложения. Ширина таких зон разломов достигают максимально 20–30 км. Они расчленяют складчатые области и структурно-формационные зоны на мегасводы, межсводовые прогибы, ограничивают крупные горные хребты и впадины. Разрывные нарушения имеют субширотное (преобладающее), северо-западное и реже северо-восточное направления. По ним заложились и в дальнейшем развивались крупные межгорные впадины. Их протяженность – десятки и сотни километров при ширине зоны интенсивного дробления, в среднем, до первых километров.

Региональные разломы отличаются меньшей глубиной, корни их не выходят за пределы литосферы. Протяженность региональных разломов достигает иногда 700–900 км. Поперечные региональные разломы северо-западной или северо-восточной ориентировки разделяют отдельные структурно-фациальные зоны, создают мозаичные контуры структурного плана Монголии. С региональными разломами нередко связаны обильные вулканические проявления, вдоль которых иногда вытянуты цепочкой массивы мезозойских гранитов и разнообразных вулканитов. С Эгийн давааским региональным разломом в Хангае связано внедрение в массив раннемезозойских гранитов. К поперечному региональному разлому приурочен Буурал Хангайский гранитный массив. Более того, эти разломы благодаря своей водонепроницаемости нередко являются экранами, разделяя массивы горных пород в структурах горных сооружений на гидравлически не связанные между собой отдельные блоки, а межгорные впадины – на несообщающиеся между собой гидрогеологические бассейны высоких порядков.

Тектонические разломные зоны обычно имеют сложное внутреннее строение. Особенно большой сложностью характеризуются глубинные и региональные разломы древнего заложения, которые в последующие геологические эпохи неоднократно подновлялись как в условиях сжатия, так при растяжении земной коры. С ними связан молодой вулканизм и современные землетрясения. Они состоят из целой серии сближенных менее протяженных разломов.

Локальные разломы, в том числе оперяющие, составляют самую многочисленную группу тектонических нарушений. Они разделяют структуры более высоких порядков на блоки, придавая мозаично-блоковый характер современному рельефу. Их протяженность – десятки километров и ширина зоны интенсивной трещиноватости не превышает первых сотен метров, чаще до 500 м. По кинематике различают разрывные нарушения, образовавшиеся в условиях растяжения (сбросы, раздвиги) или сжатия земной коры (надвиги, взбросы, сдвиги). Для первых характерны зоны дробления и трещиноватости, неровные поверхности сместителя – это трещинные коллекторы подземных вод, для вторых – зоны сжатия, смятия, выполненные тектонической глиной трения, милонита, притертой поверхности сместителя, зеркалами

скольжения, серпентинитового меланжа, значительно снижающих фильтрационные свойства пород вплоть до образования водоупоров. Наибольшим распространением пользуются крутопадающие (70–85°) тектонические нарушения. Зоны меланжа имеют различные мощности и наблюдаются обычно при пологих (до 30°) разрывах.

Глубокие разломы проявляется в Монголии на поверхности Земли выходами родников гидротерм и месторождениями термальных вод. Температура подземных вод остается важнейшим критерием глубины проникновения метеогенных вод в открытых каналах разрывных дислокаций. Это глубина применительно к месторождениям термальных вод Монголии не превышает, по-видимому, 2–3 км. Проницаемость глубоких разломов на столь значительную глубину обусловлена их возрастом. Это молодые структуры, они приурочены к сейсмически активным районам и являются фактором, сопровождающим новейшие тектонические движения. Районы распространения месторождений термальных вод в глубоких разломах расположены в центральной и северо-западной частях Монголии. Глубокие обводненные разломы, как и приповерхностные разрывные дислокации, являются структурами поперечными. Они опережают глубинные и региональные разломы, тектоническая активность которых возобновлялась на современном этапе. В качестве примера крупных долгоживущих разломных зон приведем описание системы глубинных Баянхонгорских разломов.

Баянхонгорская система глубинных разломов прослеживается вдоль северо-западного склона Хангайского хребта, отделяя Монголо-Забайкальскую складчатую область от Центрально-Монгольской. Длина разломных зон составляет 400 км при ширине от 5 до 20 км и крутом падении на юг. Разломы представляют собой серию ветвящихся разновеликих крутопадающих разрывов, разбивающих территорию на узкие и протяженные тектонические блоки. К системе Баянхонгорских разломов приурочены ордовикские отложения, слагающие сильно погруженные протяженные (до 40 км) тектонические клинья и узкую полосу среднепалеозойских грабенов. В мезозое и кайнозое эта система разрывов испытала как вертикальные тектонические перемещения, связанные с развитием мезозойских грабенов и грабен-синклиналей, так и горизонтальные. Вертикальная составляющая перемещений в мезозое достигала здесь 1200 м. В восточной части Баянхонгорских разломов располагается крупнейший мезозойский прогиб – Сайхан-Обинский (ранняя-средняя юра). В структуре прогиба в течение мезозойского и кайнозойского времени проявились как вертикальные, так и горизонтальные перемещения, особенно сдвиговые деформации. В кайнозойское время с зоной Баянхонгорских глубинных разломов было сопряжено формирование систем надвигов с перемещением горных масс с севера-востока на юго-запад (бассейн р. Таацын гол).

Северо-Ихбогдинский (Долиноозерский) разлом прослеживается вдоль северного подножья Гобийского Алтая на расстоянии до 250 км. Он прекрасно выражен в рельефе уступом, проявлен, в основном, как крутопадающий надвиг. Ширина зоны разлома составляет 5–7 км. При землетрясении 4.12.57 г. [Гоби-Алтайское..., 1963] в зоне разлома образовалась крупная зияющая трещина шириной 8–20 м и протяженностью 250 км. Южно-Ихбогдинский разлом северо-западного простирания выражен в рельефе разломной впадиной шириной 0,7–5,0 км. Разрывная дислокация состоит из системы коротких прерывающихся и развивающихся трещин, смещения которых носят характер сбросов, взбросо-сдвигов и надвигов. В целом разлом представляет собой крутопадающий на север надвиг с амплитудой вертикального перемещения до 2500 м, а отдельных новейших сейсмодислокации до 5–8 м.

Эгийндабанский разлом имеет северо-восточное простирание и хорошо выражен в современном горном рельефе тектоническими уступами, на которых отмечаются зеркала скольжения, многочисленные «высячие» долины, а также коленообразные изгибы рек и ручьев. К нему приурочены потухшие вулканы и многослойные лавовые покровы базальтов миоцена. Мощности зон брекчированных и водопроницаемых пород в зонах других глубинных и региональных разломов колеблются в широких пределах, например: в Эгийндабанском разломе на одноименном водоразделе она составляет 1,5–2,0 км, а в долине верхнего течения р. Хойт тамирын гол – 3–12 км, в Батулзийском – 0,3–7,0 км, в Восточно-Хангайском 0,7–11,0 км, в Ахарулынском – в долине р. Онгийн гол составляет более 7–10 км.

К меридиональным разломам в зоне сочленения их с субширотными, северо-восточными и северо-западными разрывами в гранитах, песчано-сланцевых породах среднего палеозоя и в вулканитах юрского возраста (базальты, андезиты) приурочены месторождения термальных вод Чулуутын рашаан, Шивэртийн рашаан в районе г. Цэцэрлэг, Хульжийн рашаан, расположенный недалеко от Могод сомона. Месторождение Могойтын Халуун усны рашаан, расположенное в 55 км от широко известного курорта Хужирт, приурочено к разлому северо-восточного простирания.

Таким образом, районы распространения выявленных источников и месторождений термальных вод (рис. 2.18), приуроченных к глубинным разломным узлам, образуют Центрально-Хангайскую провинцию термальных вод Монголии, выделенную Е.В. Пиннекером еще в 1980 г. На основе собранных данных автор пришел к выводу, что можно выделить три основных структурно-гидрогеологических типов глубоких обводненных разломов, с которыми связаны все месторождения термальных вод Монголии:



Рис. 2.18. Месторождение термальных вод Шивэрт (фото автора, 2016)

– наиболее распространенными типами глубоких обводненных разломов, являются молодые открытые тектонические разрывы, причленяющиеся под разными углами к глубинным или региональным разломам, которые играют роль непроницаемого экрана. Термальные воды, движущиеся по открытому щелевому разрыву от областей питания, поднимаются под влиянием гидростатического давления по контакту с экранирующим древним разломом к поверхности Земли. К этому типу относятся глубокие разломы и приуроченные к ним месторождение термальных вод Сайхан хульжи;

– некоторые обводненные разломы у поверхности Земли расщепляются по системам сколовых трещин, образующих приразломные трещинные коллекторы. Трещины такой зоны, сформировавшиеся при скалывании, деформируются впоследствии процессами выветривания и эпигенетического минералообразования. На поверхности Земли такие дизъюнктивы фиксируются разрозненными выходами термальных вод, у которых дебит каждого деривата и температура воды резко отличаются и определяются степенью раскрытия, протяженностью трещин и удаленностью их от основного флюидовыводящего канала. Такие разломы морфологически выражены в виде ветвистых структур, которые известны в Монголии (месторождение гидротерм Шаргалжуут);

– в отдельный тип выделяются глубокие обводненные разломы, которые с поверхности перекрываются водонепроницаемыми породами – покрывкой, под которой термальные воды, поступающие из вертикального канала, растекаются по пласту пористых или трещиноватых,

осадочных или вулканогенных пород. К этому типу относятся грибообразные или зонтичные структуры (месторождение термальных вод Хужирт).

Сейсмичность Хангая. Преобладающая часть Центральной Монголии расположена в высокосейсмичных районах, относящимся к Центрально-Азиатскому складчатому поясу, и подвержена многочисленным землетрясениям, в том числе и сильным. Только в прошлом веке здесь зафиксировано более 60 землетрясений с интенсивностью от 7 до 11–12 баллов. Среди них десятки землетрясений вызвали крупные нарушения блоков земной поверхности, а сейсмические катастрофы с магнитудой $M > 8$ (Болнайское, 1905 г., Фуюньское, 1931 г., Гоби-Алтайское, 1957 г.) сопровождались тектоническими деформациями протяженностью до нескольких сотен км. Современные технологии регистрации землетрясений и обработки сейсмологической информации позволяют сделать вывод, что число зарегистрированных землетрясений различной магнитуды указывает на постепенный их рост от 200–300 толчков за год. Анализ данных показывает, что основная сейсмическая деятельность развивается в центральной и западной областях страны, а граница, разделяющая территории с высокой и низкой сейсмичностью, проходит около 108° в.д. Анализ сейсмичности Северо-Хангайской зоны показал, что основная сейсмическая деятельность происходит в пределах тектонических зон, в частности, Болнайского и Цэцэрлэгского разломов, для Западно-Монгольской зоны в пределах – Кобдинского, Урэг-Нурского и Тахийншарского разломов, для Центрально-Монгольской зоны – в пределах Могодского активного разлома.

К примеру, Могодское землетрясение (1967 г.), относящееся к одному из сильнейших в Центральной Монголии (магнитуда 7,8), произошло в горном массиве Бургэт-Нуру, занимающим междуречье Орхона и Толы. Данное землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками. Активным данный район остается и по настоящее время. Сейсмогенные разрывы, составляющие непрерывную систему сейсмодислокаций, имеют общую протяженность 45 км. Здесь наблюдается в основном два оротектонических направления – меридиональное и северо-западное. Северный фланг системы дислокаций начинается прерывистыми (до 200 м) трещинами взбросо-сдвигового типа с амплитудой вертикального смещения до 0,3 м и горизонтального 0,1–0,2 м. Южнее, вдоль восточного борта Хулжингольской впадины, ширина зоны деформаций увеличивается до 400–500 м, появляются протяженные трещины отрыва и считающие с ними трещины сжатия.

Полученные результаты об активных разломах Хангайско-Хэнтэйской тектонической седловины и анализ данных позволяют выявить закономерности деформирования земной коры и в позднем кайнозое [Парфеев, Саньков, 2010]. Как показали результаты исследований и анализ

данных по разломной тектонике центральной части территории Монголии, граница между Амурской плитой и Монгольским блоком в тектонической структуре выражена фрагментарно и представляет собой краевую часть зоны активных деформаций, включающей Монгольский блок и прилегающие к нему поднятия Монгольского Алтая, Тувинского нагорья, Прихубсугулья и Восточного Саяна. Согласно реконструкциям палео и современного напряженного состояния, в пределах данной области на плейстоцен-голоценовом этапе реализовались деформации сжатия и сдвига. За последние несколько десятков тысяч лет, активность движений по разломам здесь проявлена практически вдоль всех отдельных фрагментов границы. Оценочно, скорости горизонтальных движений по сдвигам за поздний плейстоцен могут достигать первых миллиметров. Делая эти выводы с современным уровнем сейсмичности района Хангай-Хэнтэйской тектонической седловины, который весьма невысок, можно предположить, что активизация движений по отдельным фрагментам границы блоков происходила неравномерно и во времени.

Активизация разломов на плейстоцен-голоценовом этапе, а также современная сейсмичность контролируются, главным образом, условиями дополнительного горизонтального сжатия в СВ направлении. При этом поле напряжений Хангайского свода отличается по своему типу и пространственным характеристикам. Предполагается, что растяжение, локализованное в пределах Восточного Хангая, обязано своим происхождением динамическому воздействию на литосферу разуплотненного мантийного вещества, которое располагается непосредственно под земной корой.

ГЛАВА 3. СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

3.1. Гидрогеологическое районирование

Гидрогеологическое районирование центральной части Монголии произведено по геолого-структурному принципу, выдвинутому И.К. Зайцевым, Н.И. Толстихиным [1963] и использованному авторами для аналогичного районирования смежной к северу и востоку территории страны [Степанов, 1985; и др.]. Выделение гидрогеологических районов в регионе произведено на основе морфоструктурной схемы [Принципы..., 1982; и др.] и иллюстрируется схемой структурно-гидрогеологического строения Хангайского сводового поднятия (рис. 3.1). Рассматриваемая территория исследований расположена в пределах двух крупных гидрогеологических регионов – Северного и Южного, соответствующих одноименным тектоническим мегаблокам, которые сочленяются по главному монгольскому линеamentу [Гидрогеологическая карта..., 1990]. Последний представляют собой сложное соподчинение глубинных разломов, таких как в Северном – Ихэбогдийнский, Арц-Богдийнский, в Южном – Дэлгэрско-Ундуршилиинские и др. Гидрогеологические районы подразделяются на гидрогеологические районы первого порядка: в Северном регионе их три, в Южном – два. Районы первого порядка отвечают одноименным складчатым системам, которые сформировались в разные эпохи складчатости – от раннекаледонской (Северо-Монгольский и Центральномонгольский) до герцинской (Восточно- и Южно-Монгольский, восточная часть Хангая, Хэнтэй).

Южно-Монгольский район формировался в ранне-герцинскую эпоху становления складчатых структур. Границы между районами проходят по зонам глубинных тектонических нарушений: Баингольскому, Северно- и Южно-Баянхонгорскому. Районы первого порядка имеют сложное строение, в них выделяются более мелкие районы второго порядка – гидрогеологические массивы, адмассивы, адбассейны, вулканогенные супербассейны и артезианские бассейны. Образование всех перечисленных структур происходило в различные геологические эпохи, но наиболее широко распространенными и создающими фундамент в геолого-структурном плане являются гидрогеологические массивы, сложенные протерозойскими, палеозойскими и интрузивными комплексами. Все остальные структурные подразделения имеют наложенный характер, наиболее типичными из которых являются молодые впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими осадками – артезианские бассейны. Перечисленные структуры показаны на приведенной схеме структурно-гидрогеологического строения Хангайского поднятия [Сурмаажав, 2019] (рис. 3.1).

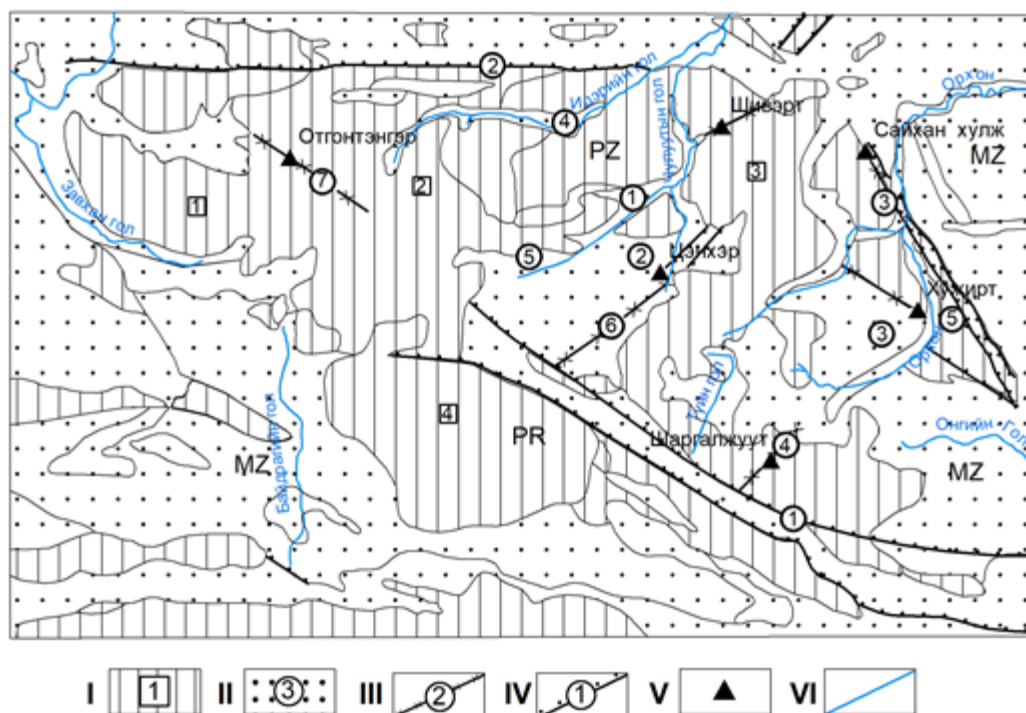


Рис. 3.1. Схема структурно-гидрогеологического строения Центральной Монголии [Сурмаажав, 2019]: I – гидрогеологические массивы: 1 – Западно-Хангайский, 2 – Центрально-Хангайский, 3 – Восточно-Хангайский, 4 – Южно-Хангайский; II – гидрогеологические бассейны: 1 – Хойт тамирын гольский, 2 – Урд тамирын гольский, 3 – Орхон гольский, 4 – Идэрийн гольский, 5 – Чулуутын гольский; III – обводненные разломы: 3 – Могодский, 4 – Шаргалжуутынский, 5 – Хужиртынский, 6 – Цэнхэрский, 7 – Отгонтэнгэрский; IV – региональные и глубинные разломы: 1 – Баянхонгорский, 2 – Булнайский; V – месторождения термальных вод; VI – гидрологическая сеть

Рассмотрим стратификацию (таксонометрию) гидрогеологических образований (систем) Центральной Монголии [Принципы..., 1982; Гидрогеологическая карта..., 1990, Карта..., 2003] и их характерные показатели.

Гидрогеологические структуры

Гидрогеологические регионы: А – Северный, Б – Южный

Гидрогеологические районы первого порядка:

1. Северо-Монгольский. 2. Монголо-Забайкальский. 3. Центрально-Монгольский. 4. Южно-Монгольский.

Гидрогеологические районы второго порядка:

Гидрогеологические массивы: 1 – Центрально-Хангайский, 2 – Восточно-Хангайский, 3 – Южно-Хангайский.

Адмассивы: 1 – Хануйгольский, 2 – Батцэнгэлский, 3 – Могодинский.

Артезианские бассейны: 1 – Тамирын гольский, 2 – Орхонский, 3 – Баянхонгорский.

Вулканогенные супербассейны: 1 – Хишиггольский, 2 – Чулуутынгольский, 3 – Верхне-Орхонские, 4 – Таацынгольский.

К такому типу гидрогеологических структур относятся морфоструктуры, сложенные терригенными и вулканогенными образованиями триасово-юрскими и цагаанцавской свиты верхней юры – нижнего мела (терригенными – бассейны, вулканогенными – адмассивы). В самостоятельные выделены также районы кайнозойских базальтов, которые относятся к вулканогенным бассейнам. Границами между районами второго порядка считаются стратиграфические границы и тектонические контакты. Широко распространенные артезианские бассейны на территории имеют свои особенности, которые определяются различными типами осадков (от нижнемеловых до современных), тем или иным типом отрицательной морфоструктуры (грабены, приразломные прогибы, синклинали или озерные впадины), условиями распределения и формирования подземных вод. Это и предопределило выделение в составе артезианских бассейнов четырех самостоятельных типов: монголо-забайкальского, предалтайского, гобийского и южно-монгольского. Ниже приводятся краткая характеристика гидрогеологических особенностей основных выделенных структур в каждом из районов первого порядка – с севера на юг.

Северо-Монгольский гидрогеологический район (II) занимает весьма незначительную площадь и наиболее полно изучен севернее исследуемой территории. Из его особенностей следуе отметить:

1. Наличие раннекаледонского складчатого основания.
2. Массивноостровное и редкоостровное распространение многолетнемерзлых пород (ММП).
3. Развитие артезианских бассейнов монголо-забайкальского типа и вулканогенных супербассейнов.
4. Преобладание по площади умеренно пресных вод с минерализацией до 0,5 г/л.

Монголо-Забайкальский гидрогеологический район (III) расположен в северной части изученной территории, в пределах Хангайского нагорья. Водораздельная часть хребта имеет высоты до 2000–3500 абс. м и разделяет речную сеть Хангая на два бассейна стока: к северу (Северный Ледовитый океан) и к югу (бессточный бассейн Центральной Азии). Район горный, с интенсивно расчлененным рельефом и густой речной сетью. В западной части долины рек особенно врезаны, невыработанные, в восточной – более выположены, заполнены рыхлыми осадками на большую глубину.

Для района характерны отрицательные среднегодовые температуры воздуха (до $-1,4^{\circ}\text{C}$) почти на всей территории, за исключением юго-восточной части, где наблюдается постепенное увеличение среднегодовой температуры (до $0,5^{\circ}\text{C}$). Величина атмосферных осадков достигает 250–370 мм в год в горной части, где модули поверхностного тока также значительны – до 2–5 л/с/км², на юге района у подножья гор они снижаются до 1,0 л/с/км². Многолетнемерзлые породы (ММП) – относительно водоупорные образования покрывают сплошным прерывистым чехлом водораздельную часть Хангая с максимальной мощностью 25–500 м на водоразделах и 10–120 м в долинах. Это верхний геокриологический пояс, где многолетним промерзанием охвачены все элементы рельефа [Маринов, Попов, 1963]. Его окаймляет средний геокриологический пояс с массивноостровным распространением ММП. Горные массивы здесь оказываются менее охлажденными, чем долины крупных рек. В восточной части района распространены ММП нижнего геокриологического пояса редкоостровным и спорадическим распространением. Их максимальные мощности приурочены к днищам котловин и долин, где они достигают 40 м, при 10 м – на водоразделах.

Монголо-Забайкальский район характеризуется развитием различных гидрогеологических структур второго порядка. Здесь выделяется два самых крупных на всей закартированной территории гидрогеологических массивов (Центрально-Хангайский и Восточно-Хангайский), а также адмассивы (Хануйгольский, Могодский), которые развиты в верховье р. Онгийн гол, артезианские бассейны монголо-забайкальского типа (Тамирын гольский, Орхонский, Баянхонгорский и ряд других мелких) и вулканогенные супербассейны (Чулуутынгольский и Верхне-Орхонский).

В строении Центрально-Хангайского и Восточно-Хангайского гидрогеологических массивов участвуют рифей-нижнекембрийские метаморфические и палеозойские терригенные образования, а также интрузивные палеозойские и мезозойские комплексы. Водоносность пород в высокогорной зоне слабая, дебиты источников в основном до 0,5 л/с, а наиболее возвышенные участки здесь сдренированы. В среднегорье водоносность пород неоднородна: на западе Центрально-Хангайского массива по разломам выходят многочисленные источники, дебит которых превышает 10 л/с, а в центральной его части – 5 л/с. Дебиты скважин также достигают 4 л/с в отложениях среднего палеозоя, а колодцев – от 1,0 до 1,7 л/с.

Массивы, сложенные вулканогенными образованиями кайнозоя, характеризуются невысокой водообильностью – до 0,5 л/с (эхэшандбулакский массив), в отдельных структурах дебиты источников и скважин достигают 1,2–1,5 л/с (Хануйгольский массив).

Бассейны, в строении которых участвуют осадочные отложения юры, характеризуются слабой водообильностью (до 1 л/с). Артезианские бассейны монголо-забайкальского типа приурочены к вытянутым вдоль речных долин узким грабен-синклиналям или приразломным прогибам. В их строении участвуют меловые и неоген-четвертичные отложения, мощность последних часто превышает 100 м. Водообильность пород пестрая: в отдельных бассейнах она превышает 30 л/с (Баянхонгорский), иногда достигает 10 л/с (Орхонский и др. бассейны), но чаще не превышает 5 л/с, а во многих бассейнах (Асгатгольский, Замарын хундейский и др.) – 1,0 л/с. Такая слабая обводненность пород связана с большой долей глинистых фракций в литологическом составе рыхлых отложений (делювиальные склоновые и аллювиальные отложения в прибортовых частях долин). Ледниковые же отложения (коренные суглинки) в северо-западной части района являются генетически безводными или локально обводненными.

Водообильность пород, слагающих вулканогенные бассейны, которых всего два в районе, характеризуются дебитам источников от 0,5 (на водораздельных участках) до 2,0 л/с (в долинах рек), а в скважинах от 0,7 до 1,6 л/с (Верхнеорхонский бассейн). По мере снижения абсолютных отметок местности от водораздельных частей Хангая к подножью склонов и в целом к юго-восточному борту наблюдается увеличение минерализации и изменение химического состава подземных вод. Воды с минерализацией менее 0,1–0,3 г/л распространены на водоразделах и в сильно расчлененных массивах с максимальным количеством атмосферных осадков и развитием ММП. У подножий склонов минерализация увеличивается до 0,5 г/л, редко больше. Воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные с различным сочетанием катионов. В восточной части района минерализация повышается до 1 г/л, на крайнем юго-востоке до 1–3 г/л и более. Состав сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный, хлоридный преимущественно натриевый. Качество вод не всегда удовлетворительное, в воде обнаружены в повышенных количествах ионы железа и органические вещества.

Данный район богат проявлениями термальных минеральных вод – это одна из наиболее известных в Монголии провинций азотных терм, на эксплуатации которых функционируют курорты государственного масштаба Хужирт, Шаргалжуут и др. Подземные воды широко используются для водоснабжения населенных пунктов – аймачных, самонных центров и промышленных предприятий. Монголо-Забайкальский район отличается разнообразием мерзлотно-гидрогеологических условий, для него характерно:

1. Наличие позднегерцинского складчатого основания и высокая сейсмичность территории.

2. Интенсивное расчленение рельефа с относительными превышениями гор над днищами впадин до 1000–2000 м.

3. Почти повсеместное распространение ММП, максимальные мощности которых на северо-западе (Хангайское нагорье) приурочены к горным хребтам, на востоке – к понижениям рельефа.

4. Наряду с основными гидрогеологическими структурами (гидрогеологическими массивами, артезианскими бассейнами) – разнообразие переходных форм (адмассивов, адбассейнов, супербассейнов).

5. Развитие артезианских бассейнов монголо-забайкальского типа.

6. Значительные ресурсы природных вод с высокими значениями поверхностного и подземного стока.

7. Умеренная водобильность артезианских бассейнов и высокая – аллювиальных отложений речных долин.

8. Выходы азотных термальных вод.

9. При ведущей роли процессов выщелачивания и растворения пород – преимущественное распространение особо и умеренно пресных подземных вод.

Центрально-Монгольский гидрогеологический район (IV) протягивается в полосообразном виде в широтном направлении через всю центральную часть территории Хангая. В орографическом отношении это грабенообразная впадина (Долина Озер) в западной и центральной частях; и выположенная степная зона Средней Гоби – на востоке. Абсолютные отметки не превышают 1300–1400 м в предгорье и 1000 м – в понижениях. Гидросеть и крупные солоноватые озера Бон цагаан нуур, Орог нуур и др. развиты только на северо-западе, на центральной территории изобилуют небольшие соленые озера и обширные солончаки.

Район характеризуется положительной среднегодовой температурой воздуха (2,7–3,4 °С), небольшим количеством атмосферных осадков (60–200 мм), непостоянным речным стоком, модули которого не превышает 0,1 л/с/км², высокой испаряемостью поверхности водоемов, что приводит к их засолению. ММП незначительной мощности имеют редкоостровное спорадическое распространение. В пределах района развиты все виды выделенных гидрогеологических структур второго порядка. Это гидрогеологические массивы: в северо-западной части – Южно-Хангайский, в юго-западной – Дунд Аргалантынский, Их Богдинский, Бага Богдинский, в западной – Нарийн улский и Уйдзэнульский.

Строение гидрогеологических массивов, обрамляющих впадину Больших озер, неодинаково. Южно-Хангайский массив сложен сильно дислоцированными древними

метаморфическими породами протерозоя, карбонатно-терригенными и терригенно-осадочными комплексами рифея-нижнего кембрия, а также интрузивными образованиями нижнего палеозоя. Обводненность горных пород в целом невысокая – преимущественно до 0,5–1,0 л/с, в отдельных блоках, сложенных карбонатно-терригенными породами, до 1,0 л/с, хотя дебиты некоторых источников и скважин достигают 10 л/с. Интрузивные образования характеризуются наименьшей водообильностью – до 0,5 л/с.

Адмассивы сосредоточены в восточной части района, в геологическом строении участвуют эффузивные образования от палеозоя до мезозоя, которые характеризуются слабой водообильностью до 1,5 л/с.

Адебассейны, сложенные верхнеюрско-нижнемеловыми обломочными породами, охарактеризованы по данным единичных водоносных горизонтов, дебит которых не превышает 0,5 л/с.

Вулканогенные супербассейны представлены двумя платобазальтами – таацын гольским и тэвшинульским. Таацынголские вулканиты имеют обширные поля в центральной части района, принимая водораздельные участки междуречий Байдрагийн гол – Нарийн тээл – Таацын гол, а тэвшульские – в бассейне р. Зараа гол. Водообильность их охарактеризована чисто условно: на более возвышенных участках водоразделов не более 0,5 л/с, на выложенных участках межгорных долин – до 1,0 л/с.

Артезианские бассейны предалтайского района, выделенные только в Центральном Монгольском районе, представляют собой обширные чашеподобные впадины, выполненные палеозойскими-неогеновыми и четвертичными осадками общей мощностью более 250–400 м. Водообильность слагающих их осадков довольно неоднородна: на участках речных долин, часто не имеющих водотоков, дебиты отдельных источников достигают 12,5 л/с, дебиты скважин – лишь 5,0 л/с. На остальной весьма низко обводненной части бассейнов, водообильность как аллювиальных, так и делювиально-пролювиальных отложений не превышает в основном 1,0 л/с, в эоловых песках дебиты скважин несколько выше – до 1,5 л/с (Боонцагаан нурский бассейн).

3.2. Гидрогеологические структуры Хангая

Под *гидрогеологической структурой* понимается геологическое тело, внутри границ которого остаются непрерывными характер распределения подземных вод в горных породах, условия формирования их ресурсов и состава [Основы..., 1980; и др.]. Систематизация гидрогеологических структур является исходным положением для построения геолого-структурных моделей месторождений подземных вод, определения граничных условий, выбора оптимальных аналитических моделей и расчётных схем для оценки запасов и ресурсов

подземных вод. Принцип систематизации гидрогеологических структур основан на трёх основных их типах [Ясько, 1978; Степанов, 1980; 1985; 1989; и др.]:

1. Гидрогеологических массивах, то есть массивах магматогенных и консолидированных осадочных пород, поднятых выше базисов эрозий, в которых распределение подземных (трещинно-грунтовых) вод ограничено трещинами зоны выветривания горных пород.

2. Гидрогеологических бассейнах – системах преимущественно пластовых коллекторов подземных вод, полностью и частично находящихся ниже местных базисов эрозии, с разгрузкой подземных вод, осуществляемой в значительной степени за пределами границ структуры.

3. Обводненных разломах – тектонических разрывов горных пород с открытыми (зияющими) полостями в зоне сбросовых и сдвиговых дислокаций с аномальной водообильностью, в которых движение подземных трещинно-жильных вод имеет характер плоского потока, ограниченного внутренними плоскостями разлома, либо стенками полостей, образовавшихся в зоне разрыва сплошности горных пород.

Этим основным типам гидрогеологических структур соответствуют и основные типы подземных вод [Степанов, 1980; 1989; и др.]. Таким образом, в гидрогеологическом отношении Хангайское поднятие представляет собой сложную систему артезианских бассейнов, приуроченных к тектоническим впадинам, межгорным понижениям и обрамляющих их гидрогеологических массивов с тектоническими поднятиями, отдельными горными массивами.

3.2.1. Гидрогеологические массивы

Гидрогеологические массивы сложены разновозрастными метаморфическими, литифицированными осадочными, эффузивно-осадочными, эффузивными и интрузивными породами, в зоне открытой трещиноватости которых циркулируют трещинные и трещинно-жильные воды. Массивы Хангайского нагорья, хребтов Хан-Тайшири Нуру, Хан-Хухэй, Тохтогийн-Шил, а также аналогичные структуры в бассейнах рек Ульз, Дучин гол, Мурон гол, Цэнхэрийн гол, Хануй гол, Завхан гол и других, сложены алевролитами, гравелитами, конгломератами девона и карбона [Геология..., 1973]. Среди гидрогеологических массивов Монголии значительное место занимают структуры неоген-четвертичных вулканитов. В Хангае мощные террасовидные покровы базальтов прорезаны современными водотоками на глубину 70–100 м (рис. 3.2), а на перевале Эгийн даваа мощность покровов в горных массивах колеблется от 50–70 до 400–500 м. При этом, мощность отдельных лавовых горизонтов изменяется от 2–3 до 10–15 м. Смена в плейстоцене трещинных излияний лавовых потоков извержениями из аппаратов центрального типа проявилась в формировании вулканических

купольных и кольцевых структур (см. рис. 2.6, 2.7). Высота некоторых вулканических конусов составляет 100–150 м. Диаметр основания отдельных купольных массивов достигает 1–2 км, а диаметр вершин – нескольких сотен м.

Исследователи Монголии подчеркивают структурный контроль в размещении магматических массивов. Положение ранне- и среднепалеозойских интрузивов обычно контролируется системами северо-восточных и субширотных разломов, в то время как массивы позднепалеозойских и раннемезозойских гранитоидов контролируются северо-западными и меридиональными разломами. Оценивая закономерности в размещении магматических образований, следует отметить, что нередко они вытянуты вдоль крупных разломов протяженными ленточными системами интрузивных или эффузивных массивов. В других случаях магматические породы характеризуются площадным распространением внутри блоков и не обнаруживается прямой связи с зонами разломов. Разрывные нарушения, ограничивающие такие блоки, служили, скорее всего, экранами, за пределы которых магматические образования практически не проникали.



Рис. 3.2. Покровы базальтов на террасах речной сети (фото автора, 2019)

Магматические образования нередко обнаруживаются в гидрогеологических массивах в форме пластовых и субпластовых тел в толще осадочных пород. Многократный процесс излияний лавовых потоков обусловил формирование в разных районах трещиноватых вулканогенных массивов, представляющих собой системы чередующихся базальтовых покровов в виде этажно расположенных пластообразных трещинных коллекторов с гетерогенно-блоковой структурой горного массива. Такие коллекторы формируются:

- в массивах вулканитов покровного типа, где обнаруживается этажное расположение эффузивов;
- в метаморфогенных толщах с сохранившейся послойной дифференциацией пластов по условиям водопроницаемости;
- в флишегенных образованиях, где послойная дифференциация водопроницаемости пород носит ритмический характер.

Вулканогенные горные массивы, в основном, представлены покровами неоген-четвертичных базальтов с детерминированной трещинной неоднородностью. Отражая многократный процесс излияний лавовых потоков, они обусловили образование в Хангайском нагорье этажно расположенных покровных толщ с распространенными здесь трещинными коллекторами. Этажность вулканогенных массивов Монголии обусловлена иногда чередованием вулканических излияний с последующими процессами осадконакопления. Нередко лавовые потоки, изливаясь на поверхность, перекрывали тонкодисперсную кору выветривания, сформировавшуюся на эффузивах предыдущего этапа вулканической деятельности. Так, базальты Даригангского плато образует не менее четырех покровов, разделенных маломощными прослоями красных глин. В таких субпластовых трещинных коллекторах, в наиболее разрушенных покровах вулканитов, сосредоточены значительные запасы и ресурсы подземных вод. По данным Н.А. Маринова, В.Н. Попова [1963], дебиты родников, приуроченных к базальтовым покровам, достигают в Прихубсугулье 10 л/с, в Хангае – 18 л/с. Неоген-четвертичные отложения распространены широко в Прихубсугулье, на севере Хэнтэя и в пределах Хангайского нагорья и представлены преимущественно красноцветными глинами и песками с примесью гальки, а также покровами базальтов, которые слагают широкие и высокие террасы речных долин. В бассейне р. Эгийн гол площади базальтовых террас достигает 60–70 км².

К примеру, Хантайширский гидрогеологический массив, расположенный на высокогорье с абсолютными отметками 2500–3000 м, сложен туфогенно- и вулканогенно-осадочными породами, а также нижнекембрийскими интрузиями. Подземные воды данной структуры приурочены преимущественно к трещинным коллекторам зоны выветривания. Мощность обводненной толщи колеблется от нескольких метров до 50–60 м и зависит от степени нарушенности горного массива. Глубина вскрытия подземных вод находится в прямой зависимости от морфологических особенностей рельефа. На водоразделах обводненные отложения встречаются на больших глубинах, а в глубоко врезанных долинах отмечаются вблизи от земной поверхности, местами подземные воды фиксируются в виде нисходящих источников. Дебиты родников изменяются от 0,3 до 0,5 л/с, а скважин до 1,5 л/с при понижении 1,1 м.

Подземные воды Хантайширского гидрогеологического массива преимущественно гидрокарбонатные кальциево- и натриево-магниевые с минерализацией до 0,5 г/л. Питание обводненных толщ происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично при конденсации влаги. Часть родников, дренирующих данную гидрогеологическую структуру, в летнее время используется для хозяйственно-питьевых нужд местного населения. Однако эксплуатационные запасы подземных вод этого массива весьма ограничены и не имеют практического значения для крупного водоснабжения.

3.2.2. Гидрогеологические бассейны

Формирование коллекторских свойств горных пород в гидрогеологических бассейнах Центральной Монголии и условия обводнения данных структур являются функцией сочетания многих факторов. Определяющими причинами здесь выступают структурно-геологические особенности накопления обломочного и вулканогенного материала в межгорных депрессиях, а также эпигенетические преобразования горных пород и морфоструктур в целом по региону. В районе Хангайской структуры межгорные бассейны развивались локально, как результат интенсивных разнонаправленных блоковых движений при общем поднятии региона. Четвертичный период формирования данной территории Монголии сопровождался положительными движениями земной коры блокового типа вдоль разломных зон. В долинах рек Хойт-Тэрхийн гол, Чулуутын гол, Хануй гол, Орхон гол, Тэсийн гол, Жаргалант гол «характерные» базальты, перекрывая аллювиальные отложения, образуют сохранившиеся от размыва почти горизонтально залегающие поля вулканитов площадью от нескольких десятков до нескольких сотен км². Для гидрогеологических бассейнов в распространении подземных вод и изменении показателей обводненности горных пород решающее значение играют разрывные дислокации сбросового и сдвигового типа.

Непроницаемый характер некоторых разрывных дислокаций в толще вулканогенно-осадочных образований связан с экранирующим влиянием милонитов и создает в межгорных депрессиях структуры изолированных блоковых бассейнов, между которыми гидравлическая связь практически отсутствует. Интенсивные блоковые движения, сопровождавшиеся сжатием пород, сдвиговыми и надвиговыми дислокациями, привели к значительным деформациям пластовых и покровных образований в межгорных депрессиях Хангайского нагорья.

Преимущественное моноклиналиное падение верхнеюрских и нерасчлененных верхнеюрско-нижнемеловых образований осложняется разрывными нарушениями, смятием пород в антиклинальные складки. Вышележащие породы нижнего мела образуют в бассейнах

брахиформные структуры. При этом ширина брахиантиклиналей колеблется от нескольких сотен метров до 3–5 км, а длина структур в несколько раз превышает ширину. Красноцветные отложения верхнемелового-неогенового периода осадконакопления отличаются практически горизонтальными или очень пологим залеганием толщ. Вместе с тем, они иногда образуют куполообразные или брахиантиклинальные структуры, которые при значительной ширине (10–15 км) характеризуются небольшой высотой, не превышающей 150–200 м.

Гидрогеологические бассейны выполнены преимущественно осадочными мезокайнозойскими отложениями, образующие водоносные горизонты и комплексы с порово-пластовыми, порово-трещинно-пластовыми и трещинно-пластовыми водами. Все крупные гидрогеологические структуры пересекаются многочисленными долинами крупных и мелких рек с порово-пластовыми водами и зонами глубинных (глубоких) разломов с трещино-жильными и жильными водами. Порово-пластовые воды широко развиты в бассейнах крупных и малых водотоков и водоемах. Они приурочены к современным, верхне- и среднечетвертичным аллювиальным, аллювиально-пролювиальным, делювиально-пролювиальным, озерным, озерно-аллювиальным, пролювиальным, гляциальным и эоловым образованиям, а также к плиоцен-нижнечетвертичным и палеоцен-миоценовым отложениям.

Водоносные горизонты и комплексы, содержащие порово-пластовые воды, довольно неравномерно распространены по площади Хангайского поднятия. В северной части территории развиты преимущественно аллювиальные современные отложения, а на юге распространены озерные, аллювиально-пролювиальные и эоловые образования. К различным по генезису четвертичным отложениям приурочены водоносные горизонты, как правило, со свободной поверхностью или слабонапорные воды. Плиоцен-нижнечетвертичные и палеоцен-миоценовые осадки содержат комплексы как с грунтовыми, так и напорными водами. Положение уровня грунтовых вод определяется прежде всего характером рельефа. Неглубоко находящиеся горизонты (до 3–5 м) приурочены к долинам рек, особенно в пойменной их части или вблизи озер, а более глубоко – на высоких террасах древних долин, у подножий склонов.

Напорные горизонты встречаются на отметках до 30 м ниже земной поверхности, реже до 60–90 м, а величина напора чаще изменяется от первых метров до 20 м, иногда достигая 50–73 м. Встречаются и фонтанирующие скважины. В палеогеновых и неогеновых толщах часто вскрывается 2–3 водоносных горизонта, гидравлически связанных между собой. На севере региона в определенных участках отмечается наличие подмерзлотных напорных горизонтов, приуроченных, как правило, к гляциальным, реже к аллювиальным отложениям.

Водообильность горизонтов и комплексов весьма различная. Среди водоносных горизонтов четвертичных отложений наиболее высокой водообильностью характеризуются толщи аллювиальных осадков в долинах речных водотоков, где дебиты скважин составляют 19,9–32,0 л/с, а в аллювиально-пролювиальных отложениях Уланнурской впадины достигают 30–60 л/с. Водообильность плиоцен-нижнечетвертичного и палеоген-миоценового комплексов невысокая и колеблется в пределах 0,5–8,0 л/с. Основными источниками восполнения запасов водоносных горизонтов и комплексов являются: инфильтрация атмосферных осадков, поглощение поверхностного стока, конденсация влаги из воздуха, переток из горных массивов, из нижележащих горизонтов по зонам разломов и др.

Минерализация и химический состав подземных вод гидрогеологических бассейнов Хангая изменяются с севера на юг в связи с особенностями климата, рельефа, состава водовмещающих пород, интенсивностью водообмена. Пресные воды (до 1 г/л) распространены преимущественно на севере региона в бассейнах рек Орхон, Туйн гол, Онгийн гол, Тола и их притоков. В центральной и южной частях рассматриваемой территории наряду с пресными водами широким распространением пользуются слабосолоноватые и солоноватые растворы с минерализацией 4–8 г/л, приуроченные, как правило, к наиболее пониженным участкам озерных впадин. Максимальная их концентрация (15,6 г/л) отмечена в аллювиальных отложениях вблизи оз. Улан-Нур. Водоносные горизонты и комплексы, содержащие пресные порово-пластовые воды, широко используются в Центральной Монголии для водоснабжения населенных пунктов, обводнения пастбищ и водопоя скота.

3.2.3. Обводненные разломы

На территории сейсмоактивной Центральной Монголии, где Хангайское поднятие сильно раздроблено на отдельные блоки, а впадины представляют собой грабены или приразломные прогибы, зоны разломов являются одними из основных водовмещающих структур, обеспечивающих накопление отложениями, движение, перераспределение по площади подземных вод и их разгрузку. В связи с этим, на формирование и распространение подземных флюидов существенное влияние оказывает процесс разломообразования, развивающийся в течение длительного периода и продолжающийся в современную эпоху. Об этом свидетельствует повышенная сейсмичность данной территории, излияния кайнозойских базальтов и существование молодых разломных зон. Многие тектонические нарушения хорошо выражены в рельефе уступами высотой до первых десятков, реже сотен метров, разломными

линейными впадинами, протяженными и прямолинейными долинами, ложбинами, резким изгибом долин, наличием висячих долин с линейно расположенными источниками, заболоченностью местности, увлажненностью пород с сочным растительным покровом и т.д.

Большинство обводненных разломов являются составной частью водоносных зон трещиноватых пород гидрогеологических массивов, связующим элементом областей питания и разгрузки подземных вод бассейнов. Некоторые сведения об этих разрывных дислокациях, а также характер их обводненности будут приведены ниже. Охарактеризуем зоны тех обводненных разломов, которые в связи с геолого-структурными особенностями или специфичностью температурного, химического, газового состава и содержащихся в них флюидов, образуют гидродинамические, газогидрохимические и гидрогеотермические аномалии и, в связи с этим, считаются самостоятельными гидрогеологическими структурами [Ясько, 1978; Пиннекер, Ясько, 1982; Степанов, 1980; 1985; 1989; и др.].

Характер распространения и параметры скоплений подземных вод разломных зон, их режим, условия формирования предопределяются особенностями развития и размерами водовмещающих разрывных нарушений. Обычно, разломные зоны имеют большую протяженность при относительно небольшой ширине, значительную глубину и содержат трещинно-жильные воды в интенсивно трещиноватых и гидротермально измененных породах. Подземные воды разломов отличаются от регионально распространенных трещинных вод верхней экзогенной разрушенной зоны горного массива не только морфологическими особенностями водосодержащей структуры, но и особенностями их формирования. Они характеризуются более глубокой циркуляцией в сильно трещиноватых и раздробленных породах, высоким гидростатическим и газовым напором, относительной близостью областей питания и разгрузки.

В целом, выделяются слабопроницаемые или непроницаемые зоны глубинных, межрегиональных и региональных разломов, имеющие длительную историю развития, повышенную сейсмичность, максимальную глубину заложения и ширину трещиноватой зоны. Различают зоны разломов разной глубины заложения, находящиеся в прибортовых частях впадин, в ослабленной зоне сочленения (контактов) разных гидрогеологических структур, зоны разломов, к которым приурочены (или унаследованы) многие реки и в которых подземные воды тесно связаны с поверхностными водотоками, локальные зоны разломов, содержащие подземные воды с резко аномальными для окружающих обводненных пород химическим и газовым составом, минерализацией, температурой.

Гидрогеологическое значение зон глубинных (Булнайского, Северного и Южно-Баянхонгорского), межрегиональных и региональных разломов (Урд тэрхийн голского, Хар

хоринского, Эгийн дабанского, Бат улзынского, Восточно-Хангайского) определяется их ведущей ролью в формировании основных гидрогеологических структур Хангая. Они разделяют разновозрастные складчатые системы, структурно-формационные зоны, тектонические впадины и поднятия. Как правило, эти разломы долгоживущие, многократно подновлялись и сопровождаются мощными зонами раздробленных пород; с ними связаны многочисленные вулканические проявления и гранитные интрузии. Часто к разрывным дислокациям приурочены приразломные наложенные структуры – грабены, грабен-синклинали, излияния базальтов, рои даек, прослеживающиеся на десятки и сотни километров. По своей морфологии эти разломы очень разнообразны, среди них выделяются сбросы, сдвиги, взбросы и надвиги. Мощность зон интенсивных тектонических нарушений не превышает первых десятков километров, ширина отдельных зон тектонически раздробленных пород достигает 250–400 м.

Значительных скоплений подземных вод в зонах глубинных разломов, соответствующих их глубине заложения и протяженности, не отмечается. Это может быть объяснено развитием преимущественно надвиговых дислокаций, возникших в процессе сжатия земной коры и снижающих фильтрационные свойства пород разломных зон. Обводненность тектонических дислокаций наблюдается лишь на отдельных участках, приуроченных к контакту кристаллических и рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений, реже к контакту между другими породами или в случае пересечения ими крупных водотоков. Так, в разломах, ограничивающих впадины Долины Озер на контакте с горным обрамлением, по данным Ю.Л. Обьедкова [1986], подземные воды встречаются на глубине от 40 до 100 м. Баянхонгорская серия разломов, пересекаемая системой рек, стекающих с юго-западных и южных склонов Хангайского хребта в Долину Озер, активно подпитывается поверхностными водами этих водотоков. В результате при выходе в Долину Озер водотоки заметно теряют часть (до 6–9 %) своего стока. Также особенность – поглощение части поверхностных водотоков – характерна для Урд Тэрхийнгольского разлома на северо-западном склоне Хангайского хребта, пересекающего несколько многоводных рек.

Таким образом, для зон глубинных и региональных разломов при наличии мощной части раздробленных пород, большой глубины заложения и протяженности, долгой активной продолжительности можно было ожидать их большую обводненность. Однако, интенсивная трещиноватость пород, сопровождающаяся милонитизацией и окварцеванием, а также развитие преимущественно надвиговых дислокаций, значительно снижают водообильность этих тектонических структур.

Зоны разломов в прибортовых частях впадин охватывают как раздробленные кристаллические породы горных массивов, так и перекрывающие их рыхлые отложения впадин. Мощности таких зон достигают первых сотен, чаще десятков метров, они выполнены грубо- и разнообломочными образованиями, характеризуются достаточно большой проницаемостью и высокой обводненностью. Последнее объясняется тем, что зоны разломов располагаются в местах разгрузки трещинных и трещинно-жильных вод горных массивов, имеющих большую водосборную площадь из водоносных комплексов впадин. Обводненность разломов в краевых частях впадин, охарактеризованная по дебитам скважин и колодцев, составляет в среднем 0,3–0,5 л/с (участки разломов Овоот улынского, Саринулынского). Водообильность пород увеличивается в зонах глубинных и региональных разломов, где расходы сосредоточенных выходов подземных вод достигали 10–20 л/с (Арц богдынские и Гурван сайханские глубинные разломы).

Зоны разломов, к которым приурочены долины рек, определяют направление последних и содержат подземные воды, гидравлически связанные с водами речных долин. В этих местах речные долины характеризуются наличием постоянных водотоков, многочисленными выходами подземных вод, высокими дебитами водопроявлений. На Хангайском сводовом поднятии к системе разломов приурочены долины не только крупных рек и их отдельных отрезков (для р. Орхон – по разломам северо-восточного и северо-западного простираия и т.д.), но и многочисленных речек и ручьев. Причем большинство долин совпадает с направлением разломов, меньшая часть их относится к поперечным, секущим дизъюнктивам.

Примечательно, что все долины рек, стекающие с Хангайского морфоструктурного купола, располагаются в виде веера и приурочены к радиальным трещинам и разломным зонам. Реки Байдрагийн гол, Туйн гол, Таацын гол текут на юг, Онгийн гол – на юго-восток, Хануйн гол, Чулуутын гол – на север (рис. 3.3). Многие речные долины являются молодыми узкими грабенами. Например, долина р. Орхон в районе самона Бат олзийт имеет ярко выраженный двусторонний грабен, шириной до 8 км и длиной 90 км, с обрывистыми бортами. Днище долины и грабена на большей своей части заполнено лавами молодых базальтов. Борта грабена рассечены сетью параллельных оперяющих трещин и разломов, ориентированных перпендикулярно к простираию грабена, к которым приурочены «висячие» долины и распадки. «Висячие» долины однозначно свидетельствуют о воздымании бортов грабена.

Характер обводненности речных долин, контролирующих направление разломов, различен. Они выполняют сложную роль водопроводящих каналов, аккумулируя подземные воды с прилегающих горных массивов, питая им межгорные впадины и долины. На низких террасах речных долин зеркало грунтовых вод залегает обычно на глубине 2–6 м, на высоких террасах – до

25–30 м. Пьезометрические уровни напорных вод с величиной напора 2–15 м фиксируются на глубине до 45 м. Расходы водопунктов несколько повышены, находятся в пределах 0,5–12,5 л/с для источников, и до 2–5 л/с для скважин при понижении уровня воды на 2–12 м. В местах поперечного пересечения зоны разлома долиной реки, первая перехватывает часть поверхностного речного стока и часть подземных вод, движущихся с горного обрамления. Поэтому дебиты водопунктов более значительны: для источников – около 10–15 л/с, для скважин – в пределах 6 л/с.



Рис. 3.3. Река Орхон в верхнем течении (фото автора, 2017)

При полевых исследованиях в верхнем течении долины р. Туйн гол нами установлена субширотная зона разломов, которая была подновлена Хангайским землетрясением. Амплитуда смещения слоев пород достигает 4 м. Здесь хорошо видны многоступенчатые трещины, расщелины в скалах, обвалы, оползни, а также источники подземных вод, часть из которых являются «висячими». Рассредоточенный источник расположен на высокой террасе в левом борту долины, у нее тыловой части. Источник восходящий, имеет несколько выходов. В долине реки установлены три гидролакколита размером 3–5 м в диаметре. На исследуемой территории воды подземных горизонтов, комплексов, залегающих первыми от поверхности Земли, имеют самую разнообразную минерализацию. В южной Монголии (пустыня Гоби) более распространены слабосоленоватые подземные воды. Воды зон разломов отличается от фоновой концентрации меньшей минерализацией иногда на 0,3–2,0 г/л и выше. Состав растворов преимущественно гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный с различным сочетанием катионов.

Среди них выделяются зоны разломов, содержащие воды с резко аномальным для окружающих водоносных комплексов и зон трещиноватых пород химическим и газовым

составом. Благодаря повышенной проницаемости и большой глубине заложения разломов, происходит активный перенос растворенных веществ не только из верхних частей литосферы, но и глубинных флюидов в приповерхностные слои земной коры. Отмечаются воды с повышенным содержанием радона, кремнекислоты, фтора, повышенной температурой и высокой насыщенностью термальных вод азотом, холодных – углекислотой. Аршаны являются наиболее яркими представителями таких «аномальных» вод глубинных разломов.

Большинство выходов термальных вод приурочено к участкам пересечения разломов разной глубины, ориентации и времени заложения друг с другом (разломные узлы) и с врезами речных долин. Термальные источники обычно приурочены к верховьям речных долин, наследующих ослабленные зоны тектонических нарушений. Режим подземных вод разломов чётко реагирует не только на аналитические изменения, но и на все колебания земной коры, вызванные повышенной сейсмичностью территории. Высокая сейсмичность способствует постоянному обновлению разломных узлов, что вызывает изменение гидрогеологического режима района. Оно проявляется в исчезновении многих подземных источников на одном месте и появлению их в другом. Вновь появившиеся источники гидротерм могут отличаться от прежних дебитом, химическим, газовым составом и температурой; в колебаниях зеркала воды вплоть до осушения в одних колодцах и повышения уровня воды в других. Автором проведена систематизация структурных типов глубоких обводненных разломов применительно к проявлениям и месторождениям термальных вод Центральной Монголии, при этом выделив их характерные признаки и показатели [Сурмаажав, 2017].

Гоби-Алтайское землетрясение [Гоби-Алтайское..., 1963] вызвало многочисленные нарушения гидрогеологического и гидрологического режима в регионе. Изменение гидродинамического режима водоносных систем было неизбежно из-за нарушения гипсометрического положения водоупорных и водоносных горизонтов, разрыхления и уплотнения грунтов, возникновения новых дренажных систем вдоль склонов гор, перехватывающих грунтовые потоки, стекающие в соседние впадины, изменения проницаемости толщ пород, их эластичности и т.д. В горах Их Богда в ущелье Битут в результате сейсмогенных обвалов возникло четыре новых озера. Верхнее озеро названо по яркой окраске воды – «Изумрудным», а нижнее – «Малахитовым». В ущелье Улясутай выше обвалов образовалось два равновеликих озера длиной около 200 м, при ширине 170 м и глубине около 25 м. В самоне Баянцагаан после землетрясения иссякло 16 источников и 30 колодцев. В долине р. Тэхом гол, протекающей южнее хр. Баянцагаан, при землетрясении во многих местах вода фонтанировала через трещины в мерзлом грунте, а на западном окончании гор Бахар возникли новые источники подземных вод. На южном склоне Бага

Богда дебит большинства источников значительно сократился, а на юго-восточном – было отмечено увеличение дебита родников [Гоби-Алтайское..., 1963].

подавляющее большинство проявлений и месторождений термальных вод приурочено к глубоким разломам северо-западного простирания, либо к участкам пересечения северо-западных структур с разрывами северо-восточного направления. С северо-западными разломами в гранитах связаны месторождения Хужирт и Хуйтэн рашаан, а к зонам сочленения северо-западных и северо-восточных разломов в гранитах, гранито-гнейсах, песчано-сланцевых породах среднего палеозоя и в мезо-кайнозойских вулканитах приурочены выходы термальных вод Цохойт рашаан, Хурэмтийн рашаан, Ерээгийн халуун рашаан и других месторождений.

Температура воды упомянутых месторождений по материалам разных по времени исследований изменяется от 30–35 до 50–70 °С [Маринов, Попов, 1963; и др.]. Наиболее высокая температура воды (91,5 °С) установлена в 1947 г. на месторождении Ероо в верховьях р. Онон, в 195 км северо-восточнее г. Улаанбаатар, а также в гидротермах месторождения Шаргалжуут (92 °С) по данным опробования 2015 г. Весьма значительная температура воды установлена в источниках Хурэмтэйн рашаан (55–57 °С), Ухаагийн рашаан (60–65 °С) и Могойтын рашаан (до 71 °С). Минерализация термальных вод обычно не превышает 0,5 г/л, изменяясь, по данным В.Н. Попова и Б.И. Писарского, от 179 до 577,7 мг/л в родниках Халуун ус рашаан, Хульжийн рашаан, Ероогийн рашаан, Шаргалжуут и Отгонтэнгэр и др. Аномально высокая минерализация воды (835–875,5 мг/л) установлена на месторождении Хульж в 1972–1973 гг.

Глубокие разломы Монголии несомненно относятся к так называемым, «щелевым разрывам». Это подтверждается нередкими выходами в непосредственной близости (иногда в нескольких метрах) от термальных источников холодных родников с очень низкой температурой воды, что свидетельствует об изолированном характере трещинных зон глубоких разломов. С другой стороны, для месторождений термальных вод, характерны рассеянные выходы гидротерм от 5–11 (Ероогийн рашаан) до 20–30 (Хурээ рашаан).

В отдельных источниках, отстоящих друг от друга нередко на десятки и сотни метров, наблюдаются резкие колебания температуры при одновременном замере. Так, в 13 дериватах месторождения Хужирт она изменяется от 19,8 до 52 °С, в 11 выходах термальных вод Могойтын халуун усны рашаан – от 44 до 71 °С, а в 108 выходах гидротерм месторождения Шаргалжуут – от 55 до 91 °С и т.д. [Маринов, Попов, 1963; и др.]. Это может свидетельствовать о раздробленности водопроводящей зоны глубокого разлома в приповерхностных интервалах и охлаждающем воздействии на термальные в отдельных трещинах холодных грунтовых вод или

многолетнемерзлых пород (ММП). Вместе с тем, это может быть и показателем наличия зоны обводненного глубокого разлома с водопроводящими каналами разной глубины заложения.

Подземные воды, перечисленных выше разломных зон, вскрываются на разной глубине, определяемой рельефом местности, условиями питания и разгрузки, структурой самих разрывных дислокаций. Водоносные зоны (интервалы) характеризуются как напорным, так и безнапорным режимом. Как правило, при вертикальном падении разрывного нарушения вода в обводненных зонах имеет свободную поверхность, при наклонном – напорный характер. Повышенная трещиноватость и раздробленность водовмещающих пород зон разрывных дислокаций обуславливают их высокие фильтрационные свойства и, как правило, значительную производительность водопунктов. Дебиты отдельных источников и скважин для водопользования достигают 5–51 л/с, что в десятки раз превышает средние дебиты водопунктов, расположенных вне разломных зон, и в других структурно-гидрогеологических обстановках. Участки повышенного дробления и проницаемость пород находятся на разной глубине в разломных зонах, о чем свидетельствует резкая изменчивость их водообильности, которая может не только уменьшаться с глубиной, но и увеличиваться. Химический состав и минерализация растворов самые разнообразные: от пресных до солоноватых и рассолов.

Таким образом, глубокие обводненные разломы, как и приповерхностные разрывные дислокации, являются, в основном, структурами поперечными. Они опережают глубинные и региональные разломные зоны, тектоническая активность которых возобновлялась на современном геологическом этапе развития региона. На территории Хангайского сводового поднятия глубокие дизъюнктивные дислокации проявляются многочисленными выходами термальных источников, которые формируют основные месторождения гидротерм Монголии. Проанализировав имеющиеся данные, автор выполнил систематизацию выходов и месторождений термальных вод в обводнённых разломах Хангайской гидротермальной системы (табл. 3.1), при этом выделив их характерные показатели.

3.3. Химический и газовый состав гидротерм

На территории Центральной Монголии известны многочисленные проявления термальных (гидротерм), холодных вод и минеральных озёр (рис. 3.4). Минеральные воды представлены, в основном, азотными термальными и холодными, холодными углекислыми, а также азотными и метановыми солеными водами и рассолами [Геохимия..., 1976; и др.]. Район исследований расположен в пределах трех провинций развития минеральных вод, выделенных в разные годы В.Н. Поповым и Н.А. Мариновым [1963]; Намнадорж и др., 1966; Е.В. Пиннекером

Таблица 3.1

Систематизация месторождений термальных вод в обводнённых разломах Хангайской гидротермальной системы

N п/п	Название месторож- дения	Глубинные и регио- нальные разломы	Локальные разломы (обводненные)			Структурные типы глубоких обводненных разломов
			Глубокие разломы	Приповерхностные разломы	Выходы родников трещинно-жильных вод	
1	Хульж	Моготская субмеридио- нальная зона	Оперяющий разлом Номгон уулын А. Типы тектонических нарушений: Сбросы Б. Андезит-базальты и андезит-порфиры В. Северо-западного простирания Г. Котловина вытянута в меридиональном направлении на 16 км	Оперяющие разломы Догзон и Баруун наран А. Следы тектонических нарушений Б. Зона выветривания В. Глубоковрезанные овраги	<u>Термальные</u> <u>А. Месторождение Могот:</u> Температура воды: +37...45° С <u>Холодные:</u> Б. Родник (Догзон) Температура воды: +4,5 °С В. Родник (Баруун наран) Температура воды: +3,0 °С	Молодые открытые тектонические разрывы, сочленяющиеся под разными углами к глубинным или региональным разломам
2	Хужирт	Орхонская зона разломов	Оперяющие разломы Хужиртын А. Типы тектонических нарушений: сбросово-надвиги и сбросы Б. Граниты лейкократовые. В. Узкая долина р. Хужирт (СЗ простирания 320°)	Оперяющие разломы Хөндлөн и Шар А. Следы тектонических нарушений Б. Зона выветривания В. Глубоковрезанные овраги	<u>Термальные</u> <u>А. Месторождение Хужирт:</u> Температура воды: +35...52 °С <u>Холодные:</u> Б. Родник (Хөндлөн) Температура воды: +4,5 °С В. Родник (Шар) Температура воды: +3,0 °С	Грибообразные зонтические и зонтические структуры
3	Шаргал- жуут	Баянхонгор- ская зона разломов	Оперяющие разломы Шаргалжуутын А. Типы тектонических нарушений: сбросы Б. Диориты, граниты лейкократовые В. Узкая долина р. Шаргалжуут (Субширотного простирания, угол падения 80–90°)	Оперяющие разломы Дорлиг и Лхам А. Следы тектонических нарушений Б. Зона выветривания В. Глубоковрезанные овраги	<u>Термальные</u> <u>А. Месторождение Шаргалжуут:</u> <u>(Выходы рассеянные)</u> Температура воды: +40...92 °С <u>Холодные:</u> Б. Родник (Лхам) Температура воды: +4,5 °С	Ветвистые структуры

и др. [1976, 1995]; П. Доржсуреном [1983]; Б.И. Писарским, Д. Ганчимэг [2007]; и др.



Рис. 3.4. Оборудованный выход термальных вод на территории Хангая (фото автора, 2017)

В целом, минеральные воды Монголии подразделяются по температуре и газовому составу на 4 группы: холодные углекислые, азотные термальные, азотные холодные и метановые различной минерализации. Кроме этого выделяются сероводородные, радоновые и гелиевые воды, когда название соответствует газовой составляющей, отвечающей бальнеологическим нормативам. По концентрации в бальнеотерапии выделяют следующие разновидности радоновых вод: очень слаборадоновые (5–20), слаборадоновые (20–40), средней концентрации (40–80), высокорудоновые (80–120), очень высокорудоновые (>120) нКи/л.

Отличительными особенностями термальных вод Монголии являются преобладание азота (более 80 %) в газовом составе, высокие значения $pH=8,45-8,85$, также значительные количества кремнекислоты – обычно более 100 мг/л [Ганчимэг, 2006; и др.]. Химический состав термальных вод отражает влияние гипогенных процессов на формирование подземных вод в структурах глубоких разломов. По мере проникновения подземных вод в разрывах на значительные глубины происходит увеличение pH до 8,0–8,5 и более, и выпадение из растворов части карбонатов кальция и магния, оседающих на стенках разломов. При наличии даже рассеянной сульфидной минерализации в зоне разлома создаются благоприятные условия для протекания электрохимических процессов, ускоряющих окисление сульфитных минералов и образование при этом серной кислоты. Во время растворения в данной среде апатита выделяются фосфорная и фтористоводородная кислоты, которые энергично разлагают силикаты. Так в термальных водах глубоких частей разломов происходит потеря гидрокарбонатов, накопление сульфатов, кремной кислоты и увеличение минерализации [Основы..., 1982; и др.]. В наиболее глубоких частях

разломов термальные воды теряют часть сульфатов, восстанавливающихся до сульфидов. Этот процесс сопровождается повышением в воде доли хлоритов натрия, которые приносятся в подземные воды центральных районов азиатского материка с атмосферной влагой летних муссонов.

Северную часть Хангайского поднятия занимает провинция азотных термальных вод, центральную и южную – провинция азотных и метановых соленых вод и рассолов, в северо-восточной части небольшой блок относится к провинции углекислых холодных вод и несколько более обширная область отнесена к территории с неясными перспективами. В пределах двух последних подразделений в исследуемом регионе проявлений минеральных вод не отмечено. В провинции азотных термальных вод сосредоточены почти все известные в Монголии проявления и месторождения гидротерм, которые относятся к Хангайской гидротермальной области (IV) (рис. 3.5). Их общая характеристика [Пиннекер и др., 1976; Доржсурен, 1983; Писарский и др., 2007], с некоторыми дополнениями автора, следующая (табл. 3.2). Все азотные термы относятся к водам исключительно слабой (до 0,5 г/л) и очень слабой (0,5–1,0 г/л) минерализации [Геохимия..., 1976]. По ионному составу они подразделяются на три типа: гидрокарбонатные натриевые; смешанные: гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые; сульфатные натриевые.

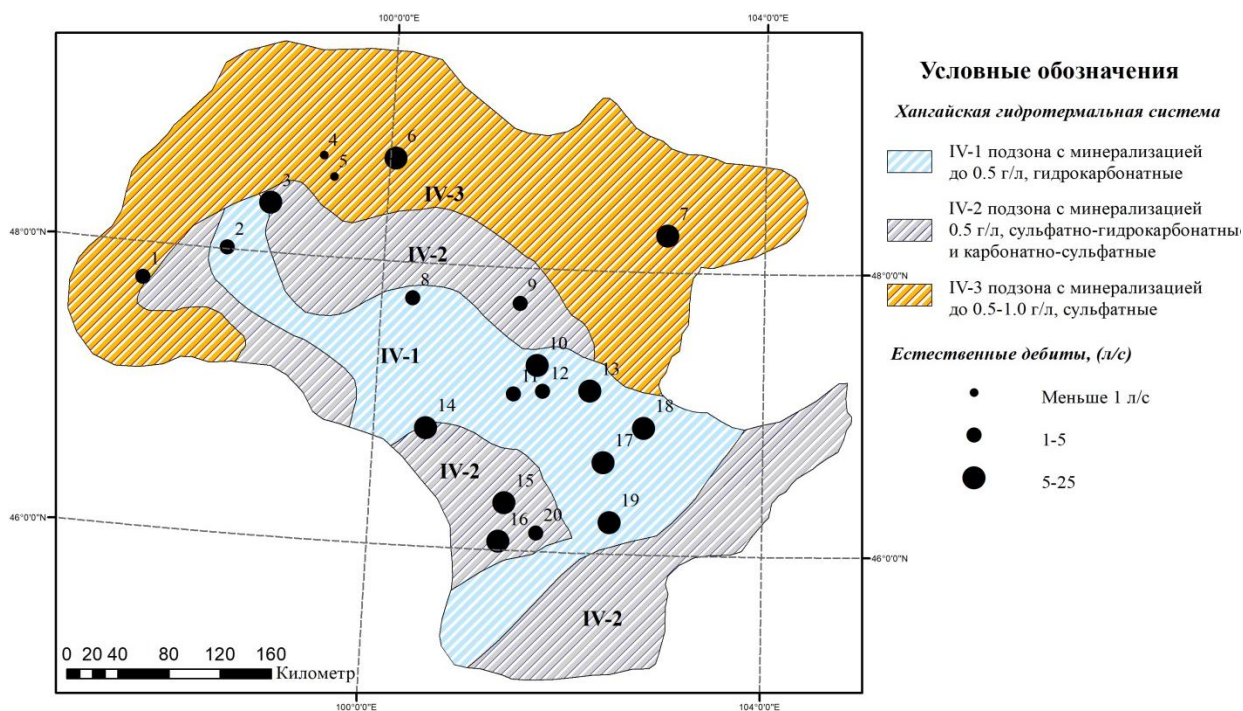


Рис. 3.5. Схематическая карта химического состава термальных вод Хангайской гидротермальной системы

Таблица 3.2

Химический состав минеральных и термальных вод проявлений и месторождений Хангайской гидротермальной системы

[Доржсурен, 1983; с дополнениями автора]

№ п/п	Область, Район	Название источников и месторождений	Дебит источников и скважин, л/с	Темпера- тура воды, °С	Минера- лизация, г/л	Специфические компоненты	рН	Химический состав воды (формула Курлова)
1	Хангайская область, Район IV-1	Чулуут	1,2	45	0,46	$Rn - 1,2 \text{ нКу/л}; H_2S - 0,011 \text{ г/л}$ $H_4SiO_4 - 127,6 \text{ мг/л}$ $F - 17 \text{ мг/л}$	8,75	$\frac{(HCO_3 + CO_3)46 SO_4 24 F 19 Cl 11}{(Na + K)97}$
2	Район IV-1	Хужирт	16	54,5	0,46	$HS^- - 11,9 \text{ г/л}; H_4SiO_4 - 166 \text{ мг/л}$ $Rn - 23 \text{ нКу/л}; F - 15 \text{ мг/л}$	8,6	$\frac{(HCO_3 + CO_3)54 F 17 SO_4 16 Cl 15}{(Na + K)97}$
3	Район IV-1	Оргоот	0,5	42,5	0,47	$H_4SiO_4 - 145 \text{ мг/л}$ $Rn - 9 \text{ нКу/л}; F - 9 \text{ мг/л}$	8,6	$\frac{(HCO_3 + CO_3)64 SO_4 19 F 10 Cl 7}{Na 96}$
4	Район IV-1	Тээл	0,5	32	0,18	$H_2S - 0,006 \text{ г/л}$ $H_4SiO_4 - 117 \text{ мг/л}; F - 11,5 \text{ мг/л}$	9,7	$\frac{(HCO_3 + CO_3)60 F 22 SO_4 17 Cl 3}{Na 97 Mg 7}$
5	Район IV-1	Бор тал	4,5	46	0,42	$H_2S - 0,0122 \text{ г/л}$ $H_4SiO_4 - 142 \text{ мг/л}; F - 9 \text{ мг/л}$	9,0	$\frac{(HCO_3 + CO_3)46 SO_4 20 Cl 13 F 12}{(Na + K)98}$
6	Район IV-1	Гялгар	1	52	0,48	$H_2S - 0,012 \text{ г/л}$ $H_4SiO_4 - 126 \text{ мг/л}; F - 4 \text{ мг/л}$	9,0	$\frac{(HCO_3 + CO_3)52 SO_4 20 Cl 12}{(Na + K)98}$
7	Район IV-1	Цэнхэр	10	86,5	0,47	$H_2S - 0,0167 \text{ г/л}$ $H_4SiO_4 - 213 \text{ мг/л}; F - 24,5 \text{ мг/л}$	8,8	$\frac{(HCO_3 + CO_3)48 F 24 SO_4 19 Cl 9}{(Na + K)96}$
8	Район IV-1	Гятруун	5	36	0,21	$H_2S - 0,0005 \text{ г/л}$ $H_4SiO_4 - 31,8 \text{ мг/л}; F - 3 \text{ мг/л}$	7,9	$\frac{HCO_3 77 F 10 SO_4 9 Cl 14}{(Na + K)82 Ca 15 Mg 3}$
9	Район IV-1	Могойт	4	72	0,47	$H_2S - 0,0159 \text{ г/л}$ $H_4SiO_4 - 148 \text{ мг/л}; F - 15 \text{ мг/л}$	8,6	$\frac{(HCO_3 + CO_3)50 F 21 SO_4 15 Cl 14}{(Na + K)98 Mg 2}$
10	Район IV-1	Хурэмт	5	55,5	0,41	$H_2S - 0,0136 \text{ г/л}; H_4SiO_4 - 114 \text{ мг/л}$ $Rn - 1 \text{ нКу/л}; F - 8,5 \text{ мг/л}$	8,7	$\frac{(HCO_3 + CO_3)65 SO_4 20 F 10 Cl 5}{(Na + K)98}$

11	Район IV-1	Эмт	0,5	39,5	0,5	H_2S - 0,0142 г/л H_4SiO_4 - 142,7 мг/л; F - 15 мг/л	8,8	$\frac{(HCO_3 + CO_3)60F18SO_413Cl9}{(Na + K)97}$
12	Район IV-1	Шарга	1	30	0,52	H_2S - 0,001 г/л H_4SiO_4 - 123,4 мг/л; F - 16 мг/л	8,48	$\frac{(HCO_3 + CO_3)64SO_410Cl10F15}{(Na + K)98}$
13	Район IV-1	Цагаан сум	14,5	69,5	0,43	H_2S -0,0174 г/л; H_4SiO_4 -148 мг/л Rn - 6,5 нКу/л; F - 19 мг/л	8,85	$\frac{(HCO_3 + CO_3)47F22SO_421Cl10}{(Na + K)96}$
14	Район IV-1	Хамар	4-5	39	0,27	H_2S - 0,011 г/л H_4SiO_4 - 106 мг/л	9.1	$\frac{HCO_365SO_426Cl9}{(Na + K)60 Ca24Mg14}$
15	Район IV-1	Улаан Эрэг	0,85	0,9	1,7	CO_2 - 2,5 г/л H_4SiO_4 - 28 мг/л; Fe - 3,9 мг/л	6,6	$\frac{HCO_395}{(Na52Ca28)Mg14}$
16	Район IV-1	Ууртийн тохой	0,2	10	1,6	CO_2 -1,7 г/л; H_4SiO_4 - 7 мг/л Fe - 0,8 мг/л; Rn - 6-8 нКу/л Li - 3 мг/л	6,7	$\frac{HCO_398}{(Na43Ca43)Mg13}$
17	Район IV-1	Хан Ондер	0,2-0,4	12	0,28	H_2S - 3,1 г/л; H_4SiO_4 -124,8 мг/л Rn - 11,6 нКу/л	7,2	$\frac{SO_446HCO_340Cl14}{(Na63Mg28 + K)Ca8}$
18	Хангайская область, Район IV-2	Ноён Хангай	6	38	0,38	N_2 - 88; F - 10,5 мг/л H_2S - 0,001 г/л Rn - 14,5 нКу/л	9,7	$\frac{(HCO_3 + CO_3)58SO_426F16}{Na94Ca3}$
19	Район IV-2	Шивэрт	4,6 (7дугаар цооног)	57	0,36	H_2S - 0,0068 г/л Rn - 2,3 нКу/л	7,8	$\frac{SO_447HCO_338}{Na96}$
20	Район IV-2	Таац	2,5-2,8	55	0,41	H_2S - 0,0088 г/л; F - 15 мг/л H_4SiO_4 - 114 мг/л	8,75	$\frac{(HCO_3 + CO_3)38SO_427F17Cl13}{(Na + K)97}$
21	Район IV-2	Цохиот	0,5	23	0,24	H_2S - 1,5г/л; Rn - 1,46нКу/л H_4SiO_4 - 67,6 мг/л	8,45	$\frac{(HCO_3 + CO_3)49SO_443F17Cl8}{(Na + K)81Ca14Mg5}$
22	Район IV-2	Ухэг	0,5	57	0,47	H_2S - 0,0097 г/л; H_4SiO_4 -144 мг/л Rn - 4,8 нКу/л; F - 1,46 мг/л	8,85	$\frac{SO_453(HCO_3 + CO_3)31F16}{(Na + K)95}$
23	Район IV-2	Шаргалжуут	51	92	0,43	H_2S -0,0167 г/л; H_4SiO_4 -148 мг/л Rn - 1,4 нКу/л; F - 10,5 мг/л	8,75	$\frac{(HCO_3 + CO_3)44SO_429Cl14F13}{(Na + K)97}$
24	Район IV-2	Бага Шаргалжуут	10	58	0,4	H_2S -0,0075 г/л; H_4SiO_4 -143 мг/л Rn - 1,6 нКу/л; F - 13,5 мг/л	8,65	$\frac{(HCO_3 + CO_3)38SO_432F19Cl11}{(Na + K)97}$

25	Район IV-2	Хурээ нутаг	5,4	2	0,13	$Rn - 4nKu/л$	7,8	$\frac{HCO_3 93SO_4 5F17Cl13}{(Ca73Mg23)}$
26	Район IV-2	Дэвсэг булаг	0,25	5	0,95	$H_2S-8,7-14,7$ мг/л; $CO_2 - 0,098$ г/л $H_4SiO_4 - 17,8$ мг/л	7,9	$\frac{HCO_3 79SO_4 19}{(Na + K)63Mg23Ca12}$
27	Район IV-2	Колодец на левом берегу р. Байдраг-гол	Н.с.	Н.с.	13,6	$H_2SiO_3 - 110,5$ мг/л	7,2	$\frac{Cl51SO_4 43HCO_3 6}{(Na + K)55Mg39Ca6}$
28	Район IV-3	Нет проявлений						
29	Даурская область (VI), Район VI-1	Нет проявлений						
30	Долино-озерно-Гобийская область (солончатых и соленых вод)	Харзан тээл	0,5	Н.с.	15	Н.с.	Н.с.	$SO_4 - ClNa$

В газовом составе всех типов термальных вод преобладает азот (79,5–91,5 %, об.), присутствуют растворенный сероводород, концентрация которого изменяется от 1 до 16,7 мг/л, и кремнезем, в количестве, превышающем бальнеологическую норму. Для гидротерм характерны повышенные содержания также аргона и гелия. Фосфор обнаружен только в одном источнике (Бор тал). Растворы гидрокарбонатного типа значительно обогащены фтором, содержание которого достигает 24,5 мг/л (Цэнхэр), при их средних концентрациях 3–19 мг/л. В малых количествах в большинстве выходов термальных вод установлены многие металлы: марганец, цинк, свинец, медь, молибден, титан, серебро, алюминий, мышьяк (иногда при значительном содержании – Цэнхэр), бор, редкоземельные – литий (часто встречается в повышенных количествах), рубидий, цезий и стронций. Во многих источниках при высоких концентрациях отмечается бром (Бор тал, Эмт, Бага Шаргалжуут). Для некоторых источников характерна также и высокая радиоактивность (Хужирт и Ноён Хангай).

Группа минеральных вод, газифицируемых азотом и сероводородом, распространена в провинции достаточно широко. Эта разновидность флюидов территориально и генетически приурочена к Хангайскому неотектоническому поднятию, характеризующемуся в современную эпоху повышенной сейсмической активностью. Выходы термальных вод связаны с отдельными крупными разломными зонами, либо с узлами их пересечения, а также на контакте гранитоидов различного возраста с палеозойскими и мезозойскими осадочными отложениями. Дебиты источников значительно варьируются от 0,1 до 51 л/с. Их температура, в основном, высокая (32–92 °C), что определяет их принадлежность к горячим и очень горячим термам. Ниже дана характеристика отдельных изученных месторождений и проявлений минеральных термальных вод по районам, выделенным в пределах различных географических областей страны.

В Хангайской, наиболее обширной, гидротермальной области выделены три района. Первый (IV-1) занимает наиболее возвышенные участки территории, протягиваясь с северо-запада на юго-восток и охватывая верховья рек Байдрагийн гол, Чулуутын гол, Хануйн гол, Хойт Тамир, Орхон и Онгийн гол. В нем сосредоточено наибольшее количество проявлений гидротерм. Второй гидротермальный район (IV-2) окружает первый в виде четырёх разрозненных участков, на исследуемой территории которых имеется от одного до четырех проявлений термальных вод. В третьем районе (IV-3) выходы термальных вод неизвестны, но к северу, за пределами района, имеются проявления гидротерм (Хульж). В первом гидротермальном районе (IV-1) установлено наибольшее число проявлений гидротерм, из которых широко известны месторождения с гидрокарбонатным натриевым составом (Хужирт,

Цэнхэр и другие), а также месторождения сульфатно-гидрокарбонатных натриевых растворов (Хамар, Цагаан сум). Рассмотрим особенности основных проявлений гидротерм в регионе.

Месторождение Хужирт находится на северном склоне Хангайского хребта, в 70 км к северу от г. Арвай хээр, на территории Хужирт самона. Источники, выходящие в долине р. Хужирт на высоте 1660 абс. м, известны с глубокой древности, а в литературе они упоминаются с 1932 г. В тоже время 10 источников были каптированы колодцами–ваннами и использовались местным населением в лечебных целях. Всего известно 13 выходов термальных вод на месторождении, дебит которых изменяется от 0,65 до 0,83 л/с, температура воды достигает 47 °С. По данным В.Н. Попова (17.07.1944 г.) состав воды в источниках № 1 и № 7 был следующий:

$$H_2S 4.5 - 1.0; M_{0.33} \frac{(CO_3 44 - 46 + HCO_3 21 - 23) 63 - 68 SO_4 20 - 21 Cl 12 - 13}{(Na + K) 95 - 96 Ca 2 - 4}; H_2SiO_3 138 - 140; pH > 8.45; T^\circ 36.8 - 42^\circ C$$

В сентябре 1992 г. нами отобрана проба воды из одного колодца в старом здании санатория. Состав воды представлен следующим образом:

$$M_{0.41} \frac{SO_4 54 HCO_3 36 Cl 9}{Na 59 Mg 31 Ca 9} T^\circ = 44^\circ C pH 6.4; F - 0.4$$

К настоящему времени на месторождении Хужирт пробурено несколько скважин. Ранее В.Н. Попов сообщал, что в 1944–1945 гг. пробурены три скважины. Вода одной из них (№ 7), глубина которой 37,6 м, до сих пор используется в санатории. В 1972–1973 гг. (З. Нарангэрэл) проводились разведочные работы с целью оценки запасов и ресурсов термальных вод месторождения, но работы не были завершены, т.к. не были выполнены опытно-фильтрационные исследования. Одна из скважин № 2 глубиной 75 м (впоследствии углубленная до 140 м) вскрыла термальную воду с температурой 54,5 °С в песчано-сланцевых отложениях палеозоя. Самоизлив гидротерм из скважинной выработки достигал 16 л/с.

Наиболее полная характеристика термальных вод получена при изучении месторождения конторой «Геоминвод» в 1976–1977 гг., которая проводила работы с целью оценки запасов термальных вод. Было пробурено 6 скважин в пределах термовыводящей зоны дробления пород, приуроченной к разлому северо-западного простирания на правобережья р. Хужирт. Однако, опытно-фильтрационные исследования не были выполнены и запасы гидротерм также не оценены. В этот период наиболее интересные данные получены по двум эксплуатационным скважинам 19 и 20, которые вскрыли слаборадоновые гидротермы (содержание радона – 13,7–23,0 нКи/л, сероводорода – 0,0017–0,0058 г/л) со щелочной реакцией $pH=8,7-8,9$. При опытных откачках получены следующие данные: скважина № 19 – дебит 2,91 л/с, при понижении уровня

21,35 м (251,5 м³/сут), скважина № 20 – дебит 11,3 л/с, при понижении уровня на 5,5 м (976,8 м³/сут). Статические уровни в скважинах после откачки устанавливались на отметках 2,35–5,9 м выше земной поверхности. Химический состав воды в скважине № 20 следующий:

$$H_2SO_4 0.0068; H_2SiO_3 0.1170; M_{0.47} \frac{HCO_3 45 CO_3 32}{(Na + K) 97}; pH = 3.5; T^\circ 55^\circ C$$

На месторождении действует один из старейших курортов Монголии, где наряду с термальными водами используется и грязелечение. Грязь добывается в окрестностях санатория, химический состав водного раствора следующий [Маринов, Попов, 1963]:

$$H_2SO_4 0.0017; M_{0.32} \frac{SO_4 48 Cl 35 NO_3 12 HCO_3 5}{(Na + K) 52 Ca 42 Mg 5}; H_2SiO_3 35; pH = 6.75$$

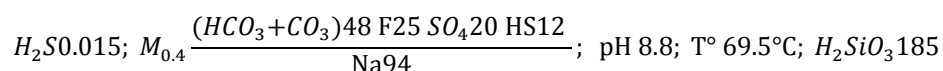
Гидротермы Хужирта используются для лечения наиболее широкого спектра заболеваний – от сердечно-сосудистых до желудочно-кишечных, нервных, кожных и др. К югу и юго-западу от месторождения Хужирт, на правобережье Орхона, в гидротермальном районе IV-1 имеется ряд источников, выводящих термальные воды – Хамар, Могойт, Гятруун, Цагаан сум. Несколько южнее также установлена цепочка аршанов, вытянутая в юго-западном направлении (Эмт, Хурэмт, Шарга). Практически все они являются термами Хужирта и тяготеют к региональному субширотному разлому. В северной части района IV-1, на водоразделе рек Хойт Тамир и Орхона, имеется группа выходов термальных вод (Гялгар, Бор тал, Цэнхэр), в западной части района, в верховье Байдраг гол, Чулуут-гол, Хануй гол – источники Тээл, Ургуут, Чулуут. В сводной таблице 3.2 приведены все их основные гидрохимические характеристики, ниже дано описание тех источников, которые на протяжении многих лет посещались разными исследователями. Из всех охарактеризованных представителей гидротерм в районе IV-1 почти все относятся к типу гидрокарбонатных натриевых, за исключением рашаана Хамар, вода которого имеет сульфатно-гидрокарбонатный состав, что и определило его местоположение в таблице 3.2.

Проявления гидротерм Хамар находятся в 70 км к юго-западу от курорта Хужирт, на территории Бат Улзий самона Убурхангайского аймака, в распадке правого притока р. Орхон, на абсолютной высоте 1900 м. Термальные воды были обследованы в 1981 г. Г.М. Шпейзером. Суммарный дебит четырех выходов составил 4–5 л/с, температура 30–39 °С, состав водных растворов следующий:

$$H_2SO_4 0.011; M_{0.27} \frac{(CO_3 + HCO_3) 46 F 23 SO_4 18 HS 13}{Na 93 Ca 6}; pH 9.1; T^\circ 37^\circ C$$

В воде содержится литий, стронций и др. металлы (не выше бальнеологической нормы). Газовый состав типичен для основных гидротерм Монголии: преобладает азот (95–96 %, об.), присутствуют аргон, метан, сероводород и гелий.

Месторождение Могойт расположено в 12 км к юго востоку от Улзийт самона Убурхангайского аймака, на высоте 1880 абс. м. Выходы термальных источников, которых насчитывается одиннадцать, имеют субширотное простирание и связаны с тектонической разрывной зоной в гранитах. Дебит источников изменяется от 0,05 до 4 л/с, температура также варьируется в широких пределах – от 32 до 72 °С. По данным Советско-Монгольской комплексной экспедиции [Шпейзер и др., 1973] в период обследования водопроявлений (11.08.1981 г.) состав термального раствора был следующий:



Из редких элементов в воде присутствуют (мг/л): литий – 0,24 и стронций – 0,02. В газовом составе преобладает азот – 96 %, об., присутствует сероводород – 1,1 %, об., аргон – 2,5 %, об., гелий – 0,9 %, об.

Источник Гятруун находится на территории Убурхангайского аймака, в долине правого притока Орхона – р. Улаан гол, на высоте 2500 абс. м. В 1977 г. [Доржсурен, 1983] источники имели суммарный дебит 5 л/с, температуру – 36 °С, в водном растворе зафиксирован радон – 14 нКи/л, фтор – 3 мг/л.

Источник Цагаан сум расположен в Убурхангайском аймаке на левобережье Орхона и выходит на высоте 1840 абс. м. Суммарный дебит выходов гидротерм большой – 14,5 л/с (отдельные – до 0,8 л/с), температура – 60,5 °С. Вода источников относится к слаборадоновым (6,5 нКи/л), имеет повышенное содержание фтора (19 мг/л), сероводорода – 17,4 мг/л, кремнекислоты – 148 мг/л, брома – 0,16 мг/л. Расположенная южнее группа термальных источников (Эмт, Хурэмт, Шарга) в Убурхангайском аймаке характеризуется небольшими дебитами и температурой от 30 до 55,5 °С. Все три водопроявления расположены в пределах отметок 1850–1900 абс. м. Наиболее значительное рассеяние образует источник Хурэмт (12 выходов) с общим дебитом более 5 л/с и температурой от 14 до 55 °С [Маринов, Попов 1963]. Вода основного выхода слаборадиоактивна (менее 1 нКи/л). Термальные воды вскрыты также скважиной, дающей слабый самоизлив (0,005 л/с).

Источник (рашан) Эмт образует четыре обособленные группы водопроявлений, в каждой из которых существует несколько выходов термальных вод с суммарным дебитом до 0,5 л/с, температурой 35–54 °С и незначительным содержанием радона (до 0,14 нКи/л). В водном растворе обнаружен бром (0,24 мг/л). Источники Эмт и Хурэмт издавна используются населением для лечения ревматических и других заболеваний (без медицинского надзора). На источниках Хурэмт имеются примитивные «ванны», выложенные из глыб диорита, которые сообщаются

между собой и фиксируются в виде цепочки вдоль русла ручья, по его течению. Вода источника Шарга (дебит 1 л/с) имела температуру 30 °С (1979 г.) и все характерные гидрокарбонатным термам показатели.

Из трех близко расположенных от аймачного центра Цэцэрлэг источников термальных вод Цэнхэр, Бортал и Гялгар, наиболее крупным является Цэнхэр (рис. 3.6), имеющий дебит 10 л/с (2018 г.) и температуру 86,5 °С. В воде обнаружен в повышенных содержаниях мышьяк (0,06 мг/л), отмечено наиболее высокое содержание фтора (24,5 мг/л).

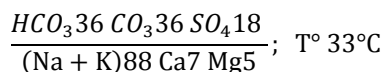


Рис. 3.6. Источник термальных вод Цэнхэр (фото автора, 2017)

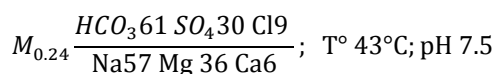
Рашан Бор тал включает 5 выходов воды с температурой 23–46 °С и суммарным дебитом около 4,5 л/с, а рашан Гялгар имеет также 5 выходов с температурой от 22 до 52 °С, но с меньшим дебитом (1 л/с). Вода источников содержит бальнеологически полезные компоненты – сероводород (до 12,2 мг/л), кремнекислоту (до 126–142,7 мг/л), бром (1,36 мг/л). Источники разгружаются по крупной обводненной тектонической зоне северо-восточного направления. По данным Б. Энхбазара, Шипачева и др. [1981] наиболее изученными являются минеральные источники Бортал. Приводятся сведения, что суммарный дебит четырех выходов гидротерм достигает 18 л/с, который остается без изменения и в зимнее время.

На источниках термальных вод построены две бани-купальни, в которых без врачебного надзора лечат радикулит и желудочные заболевания. В районе источников пробурены две скважины, одна из которых (скважина № 96) расположена выше выхода гидротерм и имеет глубину 54 м. Температура вскрытых термальных вод – 50 °С, дебит скважины составлял 10,2 л/с, при понижении уровня 8,9 м, установившейся уровень на 4,5 м ниже поверхности Земли. Скважина № 97 пробурена ниже в 100 м родника № 1. В долине ручья выработкой вскрыты

холодные воды с температурой 5 °С, дебитом 1,2 л/с при понижении 13,9 м. Установившейся уровень находился на глубине 5,9 м. Состав воды минерального источника № 1 был следующий:



Групповой выход гидротерм на р. Чулуут (рис. 3.7), расположенный на правом берегу одноименной реки, представлен тремя источниками с дебитом от 0,05 до 1,53 л/с и температурой 21–52 °С. Он был известен еще с 1933 г. [Попов, Маринов, 1963]. Выходы термальных вод приурочены к контакту гранитов с осадочными породами палеозоя. Источники используются местным населением для лечения ревматических заболеваний. В составе флюидов установлено повышенное содержание фтора (17 мг/л), радона (1,2 нКи/л), кремнекислоты (127,6 мг/л). Состав водного раствора в источнике № 1 следующий:



Выходы термальных вод Ургуут и Тээл мало изучены, так как они расположены в горной необжитой местности (отметка выходов около 2200 абс. м). Гидротермы являются сероводородными, слаборадоновыми (9 нКи/л). Дебит источника Ургут от 0,7 до 5–6 л/с, температура воды от 23 до 45–50 °С.



Рис. 3.7. Водопад р. Орхон вблизи выходов источников гидротерм у р. Чулуут (фото автора)

Как отмечено выше, гидротермальный район IV-2 представлен в виде четырех небольших участков, для трех из которых, расположенных к северо-западу от района IV-1, характерно широкое развитие азотных термальных вод смешенного сульфатно-

гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного состава. Это высокотермальные растворы (38–92 °С) с минерализацией до 0,5 л/с, часто слаборадоновые. Наиболее известными их представителями являются месторождения термальных вод Шивэрт, Шаргалжуут, Бага Шаргалжуут. Месторождение Шивэрт расположено в самоне Батцэнгэл Архангайского аймака, в 41 км к северо-востоку от г. Цэцэрлэг. Гидротермы выходят на отметках 1600–1650 абс. м, на левом берегу р. Шивэртийн гол, а источники приурочены к пересечению разломов северо-восточного и северо-западного направлений в граносиенитах и гранитах, перекрытых рыхлыми кайнозойскими отложениями.

В 1974 году недалеко от уреза воды была пробурена скважина глубиной 18,5 м, вскрывшая термальную воду с температурой 69 °С. В 1977 г. при изучении месторождения специалистами ИЗК СО РАН (г. Иркутск) было отмечено, что скважина засорилась и изливалась с дебитом 0,16 л/с, а температура воды снизилась до 47 °С. Состав воды был следующий:

$$SO_4 0,009; M_{0,33} \frac{(HCO_3 + CO_3) 35 SO_4 32 F 17}{Na 95 K 3}; pH 8,8; T^{\circ} 48^{\circ}C$$

В термальных водах обнаружены (мг/л): фтор – 15,5, мышьяк – 0,06, литий – 0,26, рубидий – 0,07, цезий – 0,08, стронций – 0,18, бор – 22 (HBO_2). В составе растворенных газов установлены (% об.): азот – 59, сероводород – 33, углекислота – 6, аргон – 1,5, водород – 0,5, метан – следы.

В этот период на месторождении пробурено 6 скважин глубиной от 19 до 40 м, из них три скважины, расположенные вблизи источника Шивэрт, вскрыли термальную воду с высокой температурой и наиболее высокими дебитами – от 3,3 до 15–20 л/с. Общая характеристика гидротерм месторождения следующая: по химическому составу это сульфатно-гидрокарбонатные натриевые растворы с малой минерализацией (0,5 г/л). Вода содержит радиоактивные компоненты: радон – до 3,2 нКи/л (очень слаборадоновая), уран – $1,6 \times 10^{-6}$ г/л. В газовом составе преобладает азот (80–90 %, об.), содержится фтор (23 мг/л) и кремнекислота (150 мг/л). Все названные компоненты делают пригодной воду только для наружного применения при лечении ревматических заболеваний.

Месторождение Шаргалжуут находится на территории Улзийт самона Баянхонгорского аймака, в 45 км к северо-востоку от аймачного центра на высоте 2140 абс. м. Выход термальных вод в правом борту долины р. Шаргалжуут приурочен к крупной тектонической разломной зоне в массиве гранитоидов. Это месторождение наиболее высокотемпературных флюидов (до 92 °С) характеризуется величиной естественной разгрузки гидротерм около 51 л/с и наличием до 160 выходов. Различные источники имеют разную температуру от 49 до 92 °С и дебиты 0,66–3,0 л/с.

По составу воды гидрокарбонатно-сульфатные натриевые с низкой минерализацией, обобщенная формула химического состава имеет следующий вид:

$$M_{0.21-0.31} \frac{HCO_3 38 - 58 SO_4 7 - 44 CO_3 2.7 - 33.7 Cl 9 - 15}{(Na + K) 76.5 - 95 Ca 3 - 12 NH_4 1.4}; \text{ pH } 7.0 - 8.8 \text{ } T^{\circ} 40 - 90^{\circ}C \text{ } H_2SiO_3 38 - 97.5 \text{ мг/л};$$

Первые сведения о месторождении приводятся О. Намнандоржем в 1957 г., а в дальнейшем оно изучалось советскими специалистами Советско-Монгольской Хубсугульской экспедиции [Шпейзер, Писарский и др., 1973] и гидрогеологической партией ЦГЭ Монголии [Н. Лхагва, 1976]. Термальные воды вскрыты скважинами на глубине 45 м, дебит отдельных выработок достигает 1,1 л/с при понижении 17,44 м. Уровень подземных вод в скважинах устанавливается на глубине от 0,4 до 8,25 м, иногда наблюдается самоизлив гидротерм (статический уровень +0,77 м).

Вода по составу гидрокарбонатно-сульфатная натриевая с минерализацией до 0,5 г/л, обогащена фтором (14,1–19,2 мг/л), очень слаборадоновая (2,3 нКи/л), содержит растворенный кремнезем (147–240 мг/л), литий (0,7 мг/л) и стронций (0,1 мг/л). В газовом составе преобладает азот (61,7–95,6 %, об.), присутствуют сероводород (5,9 %, об.), редко до 15–20 %, об., водород (2,45 %, об.), а в двух пробах до 15,2–29,6 %, об. На месторождении с 1960 г. функционирует санаторий государственного значения (рис. 3.8). Он является наиболее перспективным для использования гидротерм и дальнейшего расширения в самых различных целях (лечебных, теплофикации, развития парникового хозяйства и др.).

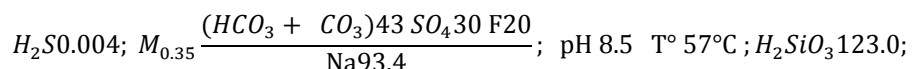


Рис. 3.8. Административное здание санатория Шаргалжуут (фото автора, 2015)

Месторождение Бага Шаргалжуут представляет группу источников, состоящих из 16 выходов гидротерм с температурой от 43 до 58 °С, разгружающихся на левом берегу р. Нарийн,

в 7 км выше ее впадения в р. Шаргалжуут. Источники находятся на высоте 2130 абс. м и приурочены к подошве обнажения серых сланцев, имеющих тектонический контакт с гранитоидами. Выходы гидротерм с более высокими температурами (53–73 °С) отличаются и большими дебитами (0,8–3,0 л/с). Суммарный дебит всех источников составляет 10 л/с.

Состав водного раствора на 7.09.77 г. приведен в таблице 3.2. Как указывает Шпейзер [1986], химический состав флюида в источниках, обследованных в 1981 г., мало изменился, а его формула была следующей:



В газовом составе преобладает азот (99 %, об.), присутствует сероводород (0,9 %, об.) и водород (сотые доли %, об.), обнаружен бром (0,32 мг/л). Родники гидротерм не используются даже ближайшими араатами из-за значительной удаленности и труднодоступной местности.

Из других проявлений термальных вод в районе IV-2 известны следующие источники: Ноён Хангай, Цохиот, Ухэг и Таац. Источник Ноён Хангай расположен в северо-западной части района исследований, на территории Хангай сомона Архангайского аймака. По данным ИЗК (г. Иркутск) за 1978 г. суммарный дебит нескольких выходов гидротерм, связанных с гранитоидами – около 6 л/с, температура 36–38 °С, содержание фтора до 10,5 мг/л, радона – 14,5 нКи/л кремнекислоты – 150–173 мг/л. Состав газовой фазы (% об): азот – 88–91, сероводород (растворенный) – 9.

Рашан Цохиот находится на территории Баянхонгорского аймака, в 7 км к юго-западу от самонного центра Джаргалант, в верховье р. Байдраг гол, на высоте 2300 абс. м. Выход гидротерм отмечается из гранитов. Дебит источника составляет 0,5 л/с, температура воды 23 °С, очень слаборадоновая (1,46 нКи/л). Источник имеет местное значение, но большой популярностью у населения не пользуется [Маринов, Попов, 1963]. Химический анализ воды за 1992 г. приведен в таблице 3.2.

Рашан Ухэг расположен в Баянхонгорском аймаке, в 7,5 км к северо-востоку от центра сомона Галут, в горной местности с отметкой 2550 абс.м. Гидротермы вытекают из гранитов при восходящем потоке. Дебит отдельных источников слабый – до 0,5 л/с, но расходы суммарных выходов (2 западных и 4 восточных) достигают 3–4 и 5–6 л/с, соответственно. Температура гидротерм высокая – 56–57 °С, вода очень слаборадоновая – 4,8 нКи/л, фтористая – 8 мг/л, сероводородная – 0,7 мг/л. Источники каптированы ваннами-колодцами, но используются мало и только в летнее время, так как расположены в высокогорье. Состав воды определен Б.И. Писарским [1977], Б. Энхбаяром и др. [1981] и приведен в таблице 3.2.

Источник Таац (Тацаин-Халун-Усу) – по [Маринову, Попову, 1963] расположен восточнее месторождения Бага-Шаргалжуут (в 25 км), в Нарийн-Тээл сомоне. Имеются несколько выходов термальных источников из гранитов с суммарным дебитом около 5,5 л/с, температура гидротерм – 55 °С. Вода содержит сероводород – 8,8 мг/л, фтор (15 мг/л), кремнекислоту (114 мг/л). Состав воды существенно не изменяется (табл. 3.2). Вода местным населением используется мало, есть 10 домов с ваннами, которые функционируют только в летний период.

В районе IV-2 известен один источник – Хурээнутаг с холодными слаборадоновыми водами (4 нКи/л), который расположен в Арахангайском аймаке, в 5 км южнее месторождения Шивэрт. Дебит источника значительный (5,4 л/с), температура воды – 2 °С. Помимо радона, бальнеологические свойства воды определяются присутствием таких микрокомпонентов (в мг/л), как кремнекислота – 46, литий – 0,007, цезий – 0,003, стронций – 0,21, содержание фтора – 0,25 мг/л и мышьяка – 0,005 мг/л, которое считается низким.

В районе IV-3, занимающим часть долины р. Орхон и нижнее течение левого притока р. Хойт-Тамира, на изучаемой территории проявлений минеральных вод не обнаружено. За пределами района, к северу имеются выходы термальных вод, одним из известных является месторождение Хульж, описанное в северной части территории.

Провинция углекислых холодных вод (район IV-1 Даурской области) на исследуемой территории практически не представлена, проявления минеральных вод в ней отсутствуют.

Провинция азотных, метановых соленых вод и рассолов занимает значительную часть картируемой территории (к югу от 46 параллели) и относится к Долиноозерно-Гобийской области солоноватых и соленых вод различного состава, а также к районам распространения хлоридных натриевых рассолов в межгорных впадинах. Воды данного состава вскрыты только одной скважиной (Харзантээл) с дебитом 1,5 л/с, состав – сульфатно-хлоридный натриевый с минерализацией до 15 г/л. Данный тип воды на территории исследований ранее изучен незначительно [Доржсурэн, 1983]. Отметим, что высокая минерализация растворов присуща термальным водам сульфатно-натриевого состава. Менее значительная (до 0,3–0,5 г/л) минерализация характерна для термальных вод сульфатно-гидрокарбонатного состава с преобладающим содержанием натрия. Таковы месторождения Хужирт, Могойт, Хурэмт, Цохиот, Чулуут и др.

3.4. Поисковые критерии проявлений термальных вод и локализации месторождений

Для прогнозной оценки изучаемой территории Монголии на возможные проявления гидротерм, которая выполняется на начальной стадии исследований, большое значение имеет

правильное использование структурно-тектонических, гидрогеологических и других критериев (признаков), используемых для характеристики общих закономерностей формирования и обоснования возможности обнаружения выходов или месторождений термальных вод. Разработка общих методических основ поиска и оценки благоприятных участков (зон) выходов гидротерм считалось ранее и является ныне весьма важной задачей. Именно этой задачей определялась необходимость детального анализа геолого-геофизической, структурно-тектонической, гидрогеотермической и других обстановок в районах эксплуатируемых курортов и месторождений термальных вод с целью выявления причин разной проницаемости разломных зон и на этой основе уточнить критерии выбора благоприятных участков для обнаружения выходов гидротерм.

Поэтому автором разработаны структурно-тектонические и гидрогеотермические модели приразломных участков на перспективных площадях. На завершающей стадии суммировалось понимание структурно-тектонических, гидродинамических и других условий в качестве основы для прогнозирования местоположения благоприятных участков выходов термальных вод в конкретном районе. Такой подход автору представляется наиболее эффективным для решения общей проблемы поиска проявлений гидротерм в разных аймаках Монголии. Под *поисковыми критериями (признаками)* следует понимать такие природные факторы, проявляющиеся в большинстве случаев в их совокупности (литологические, структурно-тектонические, гидрогеотермические и др.), которые прямо указывают на возможность обнаружения проявлений (месторождений) термальных вод на площади поисковых исследований.

На основе анализа существующих материалов по различным объектам и собственного опыта исследований в Центральной Монголии автором разработан комплекс поисковых критериев благоприятных участков (зон), включающий сейсмический, литологический, гидрогеотермический, структурно-тектонический, геоморфологический, магматический, криогенный, геофизические, геохимические признаки (табл. 3.3). В отличие от большинства критериев, прямые поисковые гидрогеологические признаки характеризуются конкретными природными или техногенными факторами, указывающими на наличие источников или месторождений термальных вод на площади исследований.

При поисках проявлений и месторождений трещинно-жильных термальных вод большое значение имеет учет *литологического критерия*. Дело в том, что наиболее благоприятная в гидрогеологическом отношении физическая среда (зона брекчирования пород, дробления или усиленной их трещиноватости мощностью до 50 м) образуется преимущественно в изверженных породах с другими литологическими разностями. В таких условиях можно ожидать возможность формирования месторождения термальных вод трещинно-жильного типа [Степанов, 1980;

Таблица 3.3

Комплекс поисковых критериев (признаков) проявлений гидротерм и локализации месторождений термальных вод

[Сурмаажав, 2019]

Области распространения	Типы месторождений	Критерии и признаки								
		Главные						Второстепенные		
		Магматический	Сейсмический	Литологический	Геофизический	Структурно-тектонический	Гидрогеотермический	Геоморфологический	Гидрохимический	Криогенный
Горно-складчатая область, по зонам краевых и внутри-складчатых нарушений	Месторождение трещинно-жильных вод и зон тектонических нарушений с гидротермами	Новейшие вулканы	Сейсмоактивный район	Излившиеся лавы, трещиноватость пород	Аномалии геофизических полей, позволяющие выявить термальные воды и трещиноватые участки	Наличие узлов сопряжения различных тектонических нарушений	Естественная разгрузка напорных вод в виде постоянно действующих термальных источников	Отрицательные формы рельефа	Повышенная минерализация и температура, иной химический и газовый состав	ММП не имеют сплошного распространения, развиты в виде отдельных островков. Приурочены к узким речным долинам в пределах горных массивов, к небольшим озерным котловинам и их склонам, к вершинам хребтов. В пределах площадей развития ММП отмечается термокарст на участках выходов гидротерм

Сурмаажав, 2019]. В других литологических разностях (глинистые сланцы, кварциты, тонкослоистые песчаники и др.) тектонические нарушения обычно не сопровождаются образованием мощных зон брекчирования, дробления или усиленной трещиноватости. Поэтому в зонах (участках) таких тектонических нарушений формируются месторождения трещинно-жильных вод с весьма ограниченными ресурсами.

Наибольшее питание в гидротермальных системах происходит от поверхностных водотоков, в случае, когда направление долины реки совпадает с простиранием разломных зон и более значительное, когда их пересекают. Имея глубокое заложение, разрывные нарушения в горных массивах обеспечивают проникновение инфильтрационных вод на значительные глубины (до 3 км и более). В результате этого существенно меняется их химический, газовый состав и температура. Питание подземных вод зон разломов осуществляется, главным образом, за счет дренажа водовмещающих пород, которые они секут, вод поверхностных водотоков, с которыми имеют гидравлическую связь, и в меньшей степени за счет инфильтрации атмосферных осадков и влаги, конденсирующейся из воздуха.

По *структурно-тектоническим признакам* выделяются зоны (участки) глубоких обводненных разломов и оперяющих разрывных нарушений или мест пересечения наиболее крупных тектонических структур в пределах верхней части данного района и примыкающих разрывных дислокаций. Такие участки проявляются в Центральной Монголии выходами гидротерм и месторождениями термальных вод. Данные зоны обладают повышенной трещиноватостью, проницаемостью и фильтрационно-емкостными параметрами пород в пределах участка. Для выделения таких зон привлекаются имеющиеся материалы дешифрирования аэро- и космфотоснимков, а также результаты ранее проведенных исследований.

Для обнаружения проявлений гидротерм или месторождений трещинно-жильных вод структурно-тектонический критерий целесообразно применять в совокупности с *литологическим* критерием и *гидрогеотермическими* поисковыми признаками. Очень часто выход на поверхность трещинно-жильных вод в виде родников фиксируется наличием линейно-вытянутых по простиранию зон тектонических нарушений. Такие зоны в некоторых случаях могут быть обнаружены с помощью чисто гидрогеологических признаков. Для участков проявлений термальных вод характерен конвективный и кондуктивный перенос тепла на поверхность с глубоких горизонтов недр Земли.

С подземными флюидами, поднимающихся с больших глубин, примешиваются артезианские и грунтовые воды приповерхностных водовмещающих пород. Разгрузка вод зон разломов происходит на земную поверхность в виде источников, в том числе линейно расположенных вдоль разломов источников и озер, и подземным стоком в поверхностные

водотоки, в смежные водовмещающие породы. В местах, где разгрузка осуществляются в водоемы и водотоки, образуются долго незамерзающие полыньи. Нередко в Хангайских высоких горах источники функционируют в течение всего зимнего периода, образуя значительные по размерам наледи, которые исчезают только в конце летнего сезона.

Магматический признак подразумевает наличие перспективных трещинных зон на участках сопряжения магматических тел и вмещающих осадочных пород. При внедрении субгоризонтальных, наклонных, вертикальных интрузивов происходят деформации осадочных толщ с образованием приконтактных трещинных зон, обладающих, в большинстве случаев, повышенными фильтрационно-емкостными показателями пород.

Геофизический признак подразумевает возможность использования аномалий различных геофизических полей в верхних интервалах земной коры. Для этих целей привлекаются материалы различных геофизических аэро- и наземных съемок (магнитной, гравиметрической, сейсморазведки, электроразведки и др.) и данные ГИС.

Геохимический признак включает в себя выделение геохимических, гидрохимических, газовых аномалий некоторых химических элементов (сероводород, радон, кремнекислота и др.) в массиве горных пород по результатам проведенных наземных геохимических и других съемок. Это связано с тем, что на участках, обладающих повышенными показателями массопереноса, происходит концентрирование различных элементов вблизи поверхности у проницаемых разломных зон, которые в последующем проявляются при геохимических оценках исследуемых территорий. Для участков выходов гидротерм свойственно различие с несколько повышенной минерализацией и температурой, иным химическим и газовым составом от регионально распространенных трещинных и трещинно-поровых вод.

Криогенный признак обусловлен присутствием на определенных горных участках толщи ММП, которая должна обладать экранирующими свойствами для подземных вод. Как правило, экранирующие показатели ММП могут быть оценены существующими на интересующем объекте напорами в водонасыщенной среде. Криогенный признак указывает на то, что внутри пород мерзлого яруса существуют аномальные участки в местах выходов гидротерм. При существующих восходящих движениях теплых (горячих) газоводных потоков (флюидов) по сообщающимся трещинным коллекторам (зонам) внутри талых пород и далее внутри приповерхностных мерзлых толщ происходит тепломассообмен с образованием локальных температурных аномалий (гидрогенных таликов), которые связаны с эффективной трещиноватостью, их проницаемостью, повышенной теплоемкостью горного массива и теплопередачей пород.

Поскольку поисковые критерии представляют собой такие природные факторы, которые прямо или косвенно указывают на возможность обнаружения в данных условиях

проявлений (месторождений) термальных вод, к поисковым критериям можно отнести и некоторые геофизические аномалии. Принцип комплексного изучения площади поисковых гидрогеологических исследований следует считать основополагающим, в соответствии с которым должна быть дана прогнозная оценка участков проявлений термальных вод. К сожалению, ранее поисковые признаки (критерии) на эти типы термальных вод были разработаны очень слабо.

Анализ распределения подземных вод в гидрогеологических структурах Монголии свидетельствует о том, что их наиболее крупные скопления формируются в пределах бассейнов и обводненных разломов, причем: в зонах дробления приповерхностных разломов локализуются, как правило, холодные пресные подземные воды, а трещинно-жильные воды глубоких разломов обладают повышенной температурой, специфическим составом, но также низкой величиной минерализации. Поэтому, поисковыми признаками проявлений трещинно-жильных термальных вод и локализации месторождений гидротерм следует считать комплекс поисковых критериев благоприятных участков (зон), включающий сейсмический, литологический, гидрогеотермические, структурно-тектонические, геоморфологические, магматические, криогенные, геофизические, геохимические показатели.

Таким образом, на основе структурно-гидрогеологического районирования Хангайского сводового поднятия в Центральной Монголии автором выделено *3 типа гидрогеологических структур*, различающихся условиями формирования и распространения термальных вод: горные сооружения – *гидрогеологические массивы* с распространением трещинно-грунтовых вод; межгорные впадины – *гидрогеологические бассейны* с порово- и трещинно-пластовым типом подземных вод и разрывные тектонические нарушения – *обводненные разломы* с подземными водами трещинно-жильного типа. Глубокие дизъюнктивные дислокации проявляются многочисленными выходами термальных источников, которые формируют месторождения гидротерм Центральной Монголии. Разработан комплекс поисковых признаков (критериев) проявлений трещинно-жильных термальных вод на благоприятных участках (зонах), включающий различные характерные показатели. Месторождения гидротерм, связанные с обводнёнными разломами Хангайской гидротермальной системы разделяются на три соответствующих типа, имеющих общие гидрогеохимические и другие характеристики, поэтому, все выше отмеченное и является ***первым защищаемым положением.***

ГЛАВА 4. ГЕОЛОГО-ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ УЧАСТКОВ

ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

4.1. Общие представления о гидротермальной системе

В связи с существованием различных определений, под термином «гидротермальная система» будем понимать некоторую закономерно организованную часть Земной коры над источником теплового питания и областью ее влияния, в пределах которой благоприятное сочетание геологических тел, зон проницаемости и гидрогеологических структур приводит к переносу тепловой энергии с глубин к дневной поверхности посредством конвекции воды в жидкой или парообразной фазе при положительных температурах [Белоусов и др., 1993]. Под структурой гидротермальной системы понимается пространственное соотношение слагающих ее элементов. Так как гидротермальная система обладает своей структурой, так и любой ее элемент имеет структуру своего поля, при этом можно говорить о структуре температурного поля, тектонической структуре и т.д.

Область, в пределах которой осуществляется циркуляция термальных вод и перенос тепла паровой фазой, считается геотермальным резервуаром. Гидротермальное месторождение – в большей степени понятие экономическое. В данной работе используем этот термин для обозначения центральной, разбуренной и детально изученной части гидротермальной системы. Полученные в последние годы данные о происхождении и развитии в пространстве близповерхностных магматических очагов, вмещающих вулканогенно-осадочные породы, гидротермально-метасоматические новообразования и парогидротермы, все это позволяет перейти к расшифровке детальной и полной структуры современных и древних гидротермальных систем.

Понимание эволюции всех элементов структуры гидротермальной системы дает возможность проследить участки формирования магматического очага и взаимосвязанных с ним близповерхностных интрузивных тел – как источников теплового и вещественного питания гидротермальной системы. Все это позволяет идентифицировать зоны перетока гидротермального флюида – нисходящих и восходящих ветвей гидротермальной конвективной ячейки, рассчитать положение в пространстве и термодинамические параметры паровых и парогазовых резервуаров, оконтурить области гидротермальных изменений. В результате детального изучения современных геотермальных и палеогенно-четвертичных эпитермальных месторождений, в частности, Курило-Камчатского региона появилась уникальная возможность всесторонне оценить структуру гидротермальной системы во взаимосвязи всех ее элементов и параметров, и тем самым получить прямые критерии (признаки) [Поляк, 1966].

В тектонически спокойных областях Земного шара восходящий тепловой поток из мантийных оболочек существенно не изменяется. Тектонически активные области, напротив, характеризуются широкими вариациями теплового потока, который может быть аномально высоким или аномально низким. Тепло, генерируемое на глубине в несколько сотен километров за счет одной теплопроводимости не могло бы достигнуть земной поверхности за время, большее чем миллион лет [Использование..., 1975]. Поэтому представляется наиболее вероятным, что развитие повышенных геотермических градиентов и соответствующих тепловых потоков вблизи земной поверхности должно вызвать массоперенос со значительной глубины, а именно от 5 до 20 км или более в геологически короткие отрезки времени. Глубинные интрузии и современный вулканизм представляет собой классические примеры проявления восходящего тепломассопереноса из верхней мантии и глубоких горизонтов земной коры.

Интрузии и вулканы (рис. 4.1) в современную эпоху и в недавнем геологическом прошлом наиболее развиты в подвижных поясах земной коры. С этими же поясами совпадают главные линии эпицентров землетрясений [Белоусов, 1966, 1969]. Вдоль некоторых из этих поясов проявились деформации при растяжении земной коры (например, Хульж), тогда как в других местах сжатие вызвало погружение коровых блоков в верхнюю мантию и образование желобов. Современные геосинклинали, хотя и не совпадают с линиями эпицентров землетрясений, но они являются местами крупных опусканий, приводящих к погружению на глубинах 5–10 км огромных масс пород в геологически короткое время. В бассейнах нередко крупные разломы с амплитудой смещения более 1 км, а наиболее важные структурные особенности здесь четко определяются развитием нормальных сбросов.



Рис. 4.1. Жерло кайнозойского вулкана в Центральной Монголии (фото автора, 2017)

Такой характер геосинклинального опускания обуславливает изменения физико-химического состояния как осадочного, так и нижележащих комплексов вплоть до верхней мантии. Слабо консолидированные осадочные толщи пород земной коры со значительным

содержанием воды подвергаются интенсивному нагреванию и огромному давлению. Наличие глинистых толщ, если эти отложения представлены набухающей разновидностью, вызывает частичную потерю глубинного тепла на процессы диагенеза (термометаморфизма), при этом сокращается тепловой поток к земной поверхности. Приведенный разрез через территорию Монголии (рис. 4.2) составлен по данным температур, измеренных на глубине, которая обычно составляет меньше 2 км, и показывает снижение геотермических градиентов в направлении оси геосинклинали.

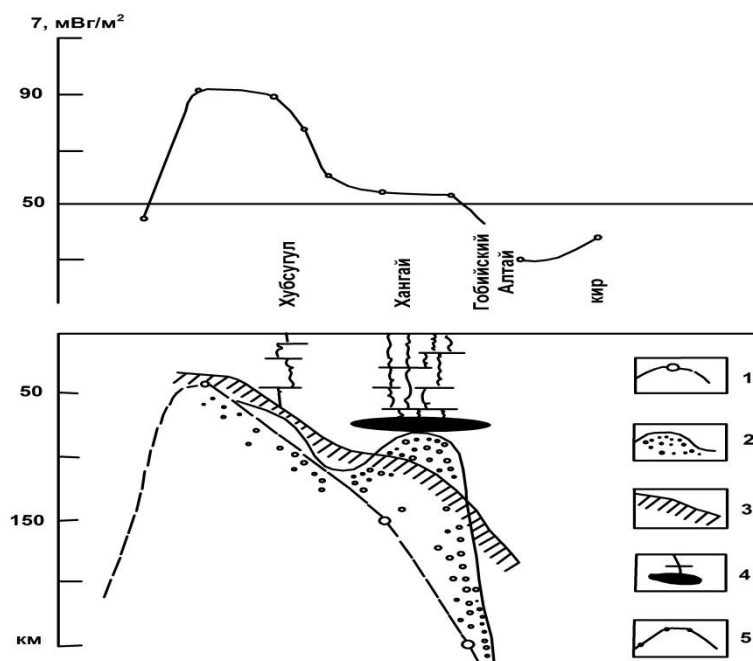


Рис. 4.2. Глубинное строение Монголии по меридиану 100° в.д [по Геншафту, Салтыковскому, 1990]. Установлено: 1 – по сейсмическим данным [Рогожина, Кожевников, 1979], 2 – зона распространения кайнозойского вулкана, 3 – по геотермическим данным (нестационарный модель), 4 – предполагаемая зона распространения вулкана и выводящие каналы, 5 – точки пересечения измеренных тепловых потоков)

Геосинклинальные бассейны простираются у подножий горных хребтов, образуют смятия в виде складок и задиры пластов с внедрением в них во многих местах изверженных пород из мантийных сфер. Наиболее глубокие осадочные толщ бассейнов подвергаются термометаморфизму, а поскольку в зоне первоначального воздействия теплового очага имеется значительное количество воды, то из этой зоны к земной поверхности происходит восходящее движение геотермальных флюидов. В таких глубоких геосинклинальных бассейнах геотермальный флюид не связан непосредственно с метеорными водами, питающими приповерхностные горизонты, и высвобождается из порового пространства осадочных толщ пород под действием геостатического давления. Большие запасы порового флюида могут обеспечить непрерывное термоэнергетическое производство в таких районах.

Отметим, что развитие геосинклиналей и мощное осадконакопление начались с опускания данного бассейна, при этом, режим деформирования толщ пород продолжается довольно долго [Использование..., 1975]. Указывается на преобладание в общей массе 72 % набухающих глин для современных осадков. Далее выделяется вторая стадия дегидратации пород в результате термометаморфизма. Этот процесс приводит к высвобождению конституционной воды в объеме 10–15 % от массы пород в естественном плотном состоянии. Высвобождение пленочных и кристаллизационных вод из глинистых осадков в процессе термометаморфизма и восходящее движение свободных поровых вод, как реакция на уплотнение толщ, обуславливают распределение солёности вод бассейна.

Наблюдается последовательное опреснение воды с глубиной и возрастом отложений. Большинство площадей изотермических минимумов совпадает с геоструктурными поднятиями блоков земной коры. Резко выделяющиеся участки как высоких, так и низких геотермических градиентов находят свое геоструктурное объяснение. Неудивительно, что геотемпературный режим связан с проявлением геостатического давления, потому что движение воды выступает в качестве важнейшего фактора в переносе внутриземного теплового потока в бассейнах осадконакопления. С уменьшением восходящего флюидного потока значительно сокращается восходящий теплоперенос, при этом зона геостатического давления начинает перегреваться.

Теплопроводность минеральных зерен осадочных пород в 4–5 раза выше, чем для водного раствора. Поэтому теплопроводность глинистого пласта изменяется обратно пропорционально степени его водонасыщенности. Существует связь высоких температур с повышенными давлениями, и это объясняется как эффект изолирующего действия недоуплотненных осадков в зоне геостатического давления. При наличии в земной коре изолирующего пласта горные породы под ним нагреваются. Зона сильного геостатического сжатия служит тепловым барьером из-за недоуплотнения горных пород, и чем больше содержание в них воды, тем больше эффект теплоизоляции.

Тепло геостатически сжатых зон сохраняется в запасе из-за изолирующих свойств глинистых пластов малой плотности и незначительного восходящего течения флюида. Максимальная температура, достигаемая в такой обстановке, зависит от мощности и пористости геостатически сжатого блока, скорости потери воды глинистой толщей, степени термического изменения пород, площадного распространения глинистого пласта, литологических особенностей слагающих его отложений и времени. Под комплексом обломочных пород залегает мощный и широко распространенный мезозойский комплекс эвапоритовых отложений, содержащий чистые соляные пласты. Тектоническое развитие бассейна, связанное с его опусканием и формированием продольных разломов сбросового

характера, обусловило наличие расположенных на разной высоте блоков с разобщенными водоносными песчаными пластами. В кайнозойский комплекс осадочных пород интенсивно внедрялись бесчисленные соляные купола и штоки с температурой более 300 °С.

Водосодержащие толщи на глубине нескольких километров, ниже верхней границы зоны геостатического давления, не имели возможности свободного дренажа. Межзерновое пространство этих толщ заполнено поровым раствором или флюидом, находящимся под аномально высоким давлением. В процессе термометаморфизма или гидротермального диагенеза флюидом заполняется до 15 % объема пор в породах. В результате образуется гидродинамически изолированный горизонт высокотермальных поровых вод, приуроченный к недоуплотненным осадкам. Этот горизонт имеет низкую теплопроводность и образует действенный теплоизолятор, препятствующий потоку глубинного тепла к земной поверхности.

Таким образом, в бассейне осадконакопления и зоне геостатического давления формируется очень мощный водоносный горизонт, аккумулирующий большое количество избыточного внутриземного тепла. Благодаря этому, геотермические градиенты здесь резко уменьшаются и данный горизонт определяет, в целом, общую разгрузку тепла на территории бассейна. Это и есть та часть избыточного тепла, которая может быть использована для практических целей. Из недр Земли тепло может быть получено с перегретыми водами, характерными для гидротермальных систем [Использование..., 1975].

Геотермальные области характеризуются повышенными тепловыми потоками, обусловленными как локальными скоплениями термальной воды в земных недрах, так и равномерным прогревом горных пород на больших площадях. В первом случае в переносе избыточного глубинного тепла основную роль играет конвекция, а во втором – теплопроводность (кондукция) [Изучение..., 1975; Голубев, 2007; и др.]. Предпосылки формирования гидротермальных систем определяются совокупностью упомянутых факторов, а именно:

1. Наличием пластов нагретых горных пород вблизи земной поверхности, свидетельствующих об относительно недавней вулканической деятельности.

2. Наличием в этих пластах горизонтов трещинных и поровых вод, выступающих в качестве переносчика тепла.

Фумаролы, сольфатары и горячие источники представляют собой поверхностные проявления гидротермальных систем в термоактивных регионах Земли. Отметим, что гидротермальные системы на планете выделяются:

- а) в районах четвертичной и современной вулканической деятельности, а также при постмагматических процессах;

- б) в бассейнах пористых осадочных пород с повышенным геотермическим режимом недр.

Системы первого типа имеют большее значение, поскольку характеризуются высокой концентрацией энергии [Изучение..., 1975]. Основные из них приурочены к глобальным континентальным и срединно-океаническим поясам альпийского орогенеза: Лардерелло и Монте-Амиата в Италии, островов Индонезии и Филиппин, на Камчатке и т.д. Системы второго типа также размещаются вдоль альпийских орогенических поясов Земного шара. Избыточное глубинное тепло, проявляющееся в его повышенном потоке, генерируется в подкоровой магме в условиях разрастания континентальной коры и воздымания континентов. Эти системы не связаны с вулканическими проявлениями и представляют собой тектонически опускающиеся бассейны, которые заполняются осадками за счет эрозии окружающих горных массивов. Повышенный тепловой поток является причиной быстрого возрастания температуры с глубиной. Примером такого района служит Венгерский бассейн, Предкавказье, крупные месторождения термальных вод в районах Ставрополя и Махачкалы и т.д.

4.2. Глубинное строение

Считается, что под центральными районами Монголии в верхней мантии сконцентрирован малоплотный и аномально нагретый материал [Геншафт, Салтыковский, 2000; и др.]. О неглубоко находящейся разуплотненной кровли мантии в Центрально-Азиатской субпровинции (от Восточного Забайкалья до Восточной Монголии) с мощностями земной коры менее 100 км, а в отдельных выступах менее 50 км, и их приуроченности к проявлениям позднекайнозойского вулканизма, отмечено во многих работах [Зорин и др., 2006; и др.] С областью разуплотнения мантии пространственно и генетически связаны излияния базальтов в неогено-четвертичное время.

Наиболее молодые базальты приурочены к оси Хангайского сводового поднятия. В этой зоне сконцентрировано большое количество термальных источников с температурой 35–86 °С и содержанием $He = 0,25–1,0 \%$. М.Е. Артемьев с соавторами [Артемьев и др., 1978] пришли к заключению, что неотектоническая активизация некоторых территорий Монголии в кайнозой определялась динамикой области аномального состояния мантии под ними. Термин «аномальная мантия» подразумевает наличие в верхней мантийной оболочке низкоплотного магматического вещества, обладающего низкоскоростной неоднородностью прохождения сейсмических волн. Мощность литосферы на территории Монголии представлена на рисунках 4.3, 4.4.

П.П. Степанов, В.С. Волхонин [1969] выделили три блока на территории Монголии: западный, центральный и восточный, различающиеся по фоновым значениям региональной составляющей силы тяжести. Показатели гравитационного поля монотонно возрастают с

запада на восток, однако крупные мезозойские и кайнозойские впадины (Котловина Больших озер, Долиноозерская зона, Нилгинская, Тамцагская и Чойбалсанская депрессии и другие) выделяются относительно положительными аномалиями. Это дает основание связать особенности гравитационного поля с историей геологического развития территории, а также рассчитать мощность мезозойско-кайнозойских отложений в наложенных впадинах. Она составляет 1,5–2,0 км. Используя корреляционное соотношение между региональной составляющей поля силы тяжести в редукции Буге и глубинной границы Мохоровича была оценена мощность земной коры (рис. 4.4).

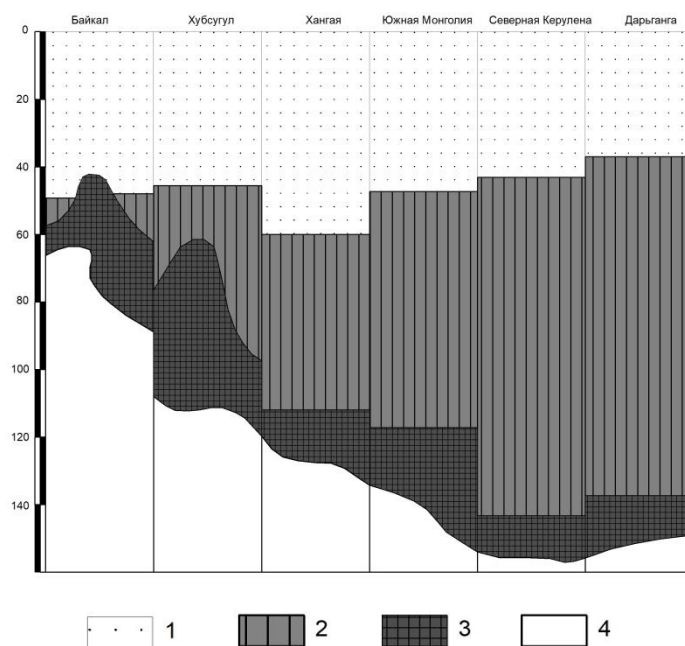


Рис. 4.3. Мощность литосферы в разрезе на территории Монголии [Хуторской, 1996]: (1 – литосфера, 2 – нижняя подошва литосферы, 3 – астеносфера, 4 – граница Мохо)

Под горными сооружениями Монгольского Алтая и Хангая мощность земной коры достигает 55 км [Генштафт, Салтыковский, 2000; и др.], в Северной Монголии под структурами Прихубсугуля и Хэнтэя она составляет 45–50 км, а наименьшую – в Орхон-Туулинском прогибе (42 км) и на крайнем востоке (38–42 км) (рис. 4.5). Анализируя карту мощностей литосферы, отмечается наличие двух крупных уступов, которые делят территорию Монголии на Западную, Центральную и Восточную мегаупени. Различие в мощностях земной коры объясняется чередованием общепланетарных зон сжатия и растяжения. Уступы первого порядка, выделяемые по данным космической гравиметрической съемки, проходят вблизи 102° в.д. и 113–116° в.д. и являются границами двух соседних мегаупеней, различающихся по мощностям литосферы.

На территории Монголии выделяются две зоны, идущие в субмеридиональном направлении: Хубсугульская и Могодская. Они соответствуют активно живущим глубинным

разломам. Вдоль этих зон фиксируются пониженные скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии (7,5–7,8 км). По мнению М.Е. Артемьева и соавторов [Артемьев и др., 1978] верхняя мантия здесь разуплотнена. Этот вывод сделан на основании анализа региональной компоненты поля изостатических аномалий, который дает интегральное представление о плотностных неоднородностях в мантии. Массы магмы аномально пониженной плотности локализуются в зоне, простирающейся в северо-восточном направлении в сторону оз. Байкал. Ось этой зоны проходит от 97° в.д. на юге до 104° в.д. на севере Монголии.

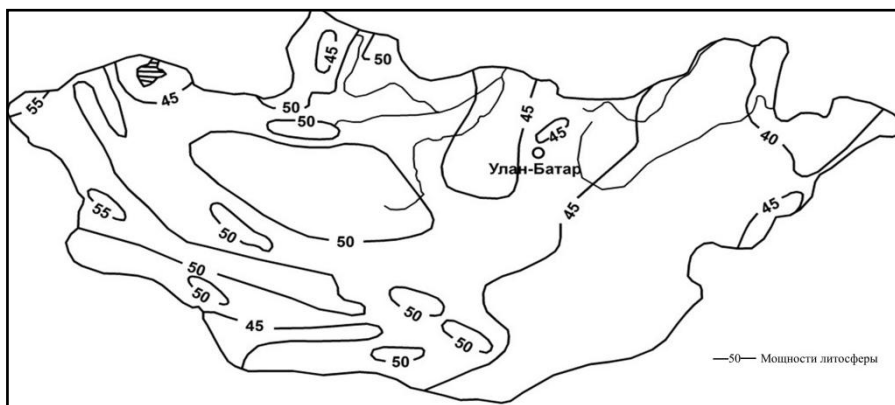


Рис. 4.4. Площадное распределение мощности литосферы на территории Монголии [Хуторской, 1996]

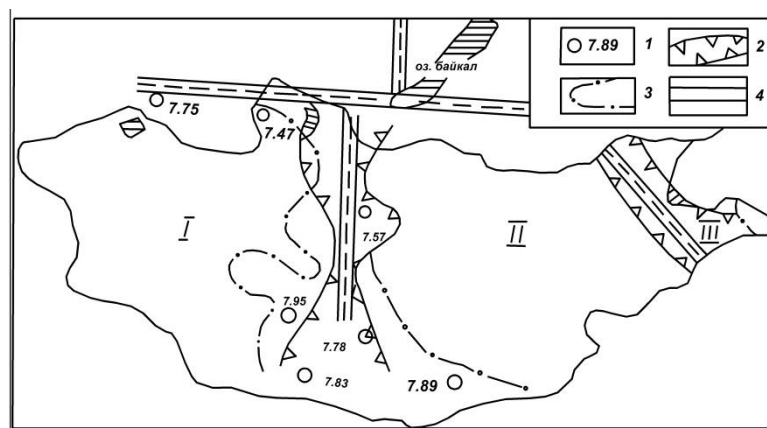


Рис. 4.5. Структура глубинного строения на территории Монголии (по геофизическим данным) [Хуторской, 1996]. I – Западная, II – Центральная, III – Восточная (1 – значения скоростей продольных сейсмических волн на границе Мохо, км/с); 2 – уступообразные структуры; 3 – контур поля распространения кайнозойских базальтоидов; 4 – уступообразная структура по спутниковым гравиметрическим данным, км/с)

В Центральном Хангае известны кайнозойские вулканы Хануй, Тариат, Зара-Толгой и др., а также обширные поля базальтов (см. рис. 2.8), которые изучены здесь лучше по сравнению с другими вулканогенными комплексами. Излияния основной магмы тесно связаны

с новейшими блоковыми движениями и происходили неоднократно. Это дало основание Ю.С. Геншафту и А.Я. Сальтыковскому [1990] считать, что поверхность астеносферы под Центральным Хангаем приближена к земной поверхности. Эта аномалия на юге «обрезается» Булнайским швом, который, в данном случае, можно ассоциировать с трансформным разломом.

4.3. Условия формирования термальных вод

Считается, что основной объем гидротерм, разгружающихся на земной поверхности в тектонически активных районах, имеет инфильтрационное происхождение. Об этом свидетельствуют результаты анализов изотопного состава изливающихся водных растворов [Геохимия..., 1976; Голубев, 2007; Зиппа, 2020 и др.]. Атмосферные осадки по разрывным нарушениям разломных зон проникают в глубокие горизонты земных недр, в частности, до глубин 3–6 км с последующим их нагревом до температуры 100–160 °С. При этом происходит их насыщение химическими элементами и газами из мигрирующими вверх глубинных флюидов и при непрерывном взаимодействии с окружающими горными породами. По мере взаимодействия системы «вода-газ-порода» образуются в разломных зонах вторичные минералы и свойственная среда с соответствующими геохимическими барьерами. Разная геохимическая обстановка в гидротермальных системах оказывает влияние на протекание окислительно-восстановительных процессов

Познание эндогенных процессов, происходящих внутри Земли, тесно связано с изучением теплового поля, где температура является одним из главных параметров природного процесса, протекающего на глубине. Пространственно очаги разгрузки гидротермальных систем (рис. 4.6, закрашенные кружки) находятся в районах проявлений четвертичного щелочного вулканизма Прихубсугуля и Северного Хангая, а также в области позднепалеозойского известково-щелочного вулканизма западного склона Хэнтэя. Высказанное ранее предположение о дополнительном тепловом питании вполне обосновано. Подтверждением этого является и повышение изотопного отношения гелия в пробах спонтанного газа, отобранных из источников Прихубсугуля (Булнай) и Северного Хангая (Халун-Усу), приуроченных к району развития четвертичного вулканизма [Геология..., 1973].

Максимальные отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-5}$, определенные в газах областей современного вулканизма, отражают примесь первичного He , сохранившегося в подкорковых геосферах, и является прямым вещественным индикатором современной разгрузки тепломассопотока из мантии в земную кору. Промежуточное значение отношения отражает либо постепенное стирание исходной изотопно-гелиевой метки мантийного вещества, вошедшего в состав коры, либо контаминацию корового He дополнительной

порцией мантийных дериватов при повторной тектоно-магматической активизации. Модель вещественного состава земной коры и верхней мантии по данным глубинных включений в рассматриваемых районах представлена на рисунке 4.7 [Национальный атлас..., 1990].

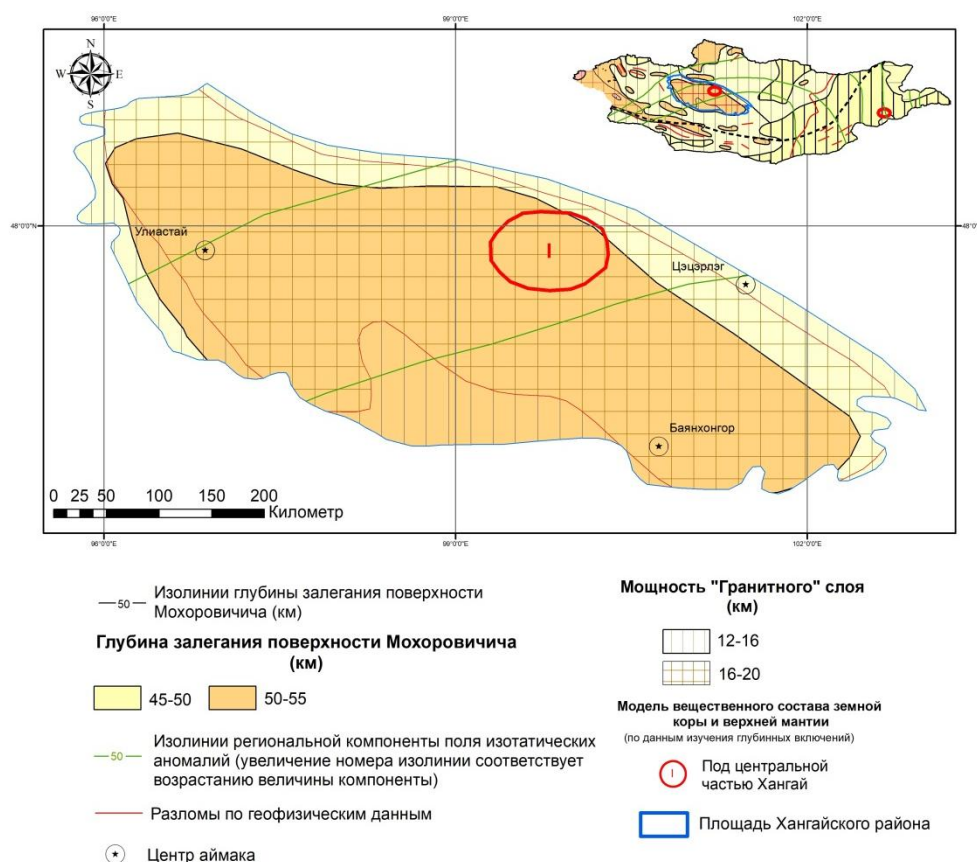


Рис. 4.6. Участки рассмотрения глубинного строения Монголии [Национальный..., 1990]

Выделяется три типа регионального распределения теплового потока на территории Монголии [Хуторской, 1996]:

- узкая линейная положительная аномалия, связанная с Хубсугульской частью Байкальской рифтовой зоны;
- область закономерно изменяющегося теплового потока в зависимости от времени последней тектоно-магматической активизации в Центральной Монголии, включающей Хангайский, Хануйгольский, Орхон-Селенгинский и другие ареалы;
- зона аномально низкого теплового потока в Южно-Монгольском геосинклинальном поясе.

Значительный объем с обширными полями кайнозойских базальтов приурочен к широтной зоне Северо-Хангайских разломов, играющую важную роль в размещении магматических образований более ранних этапов Монголии. Кайнозонский рифтогенез вызвал активизацию этих зон на значительные расстояния в стороны от главной вулканической области. Северо-Хангайскую зону разломов можно ассоциировать с современными поперечными или трансформными разломами океана. В этом случае отрезок

этой зоны между 100° и 102° восточной долготы является активной частью трансформного разлома, лежащего между осями рифта.

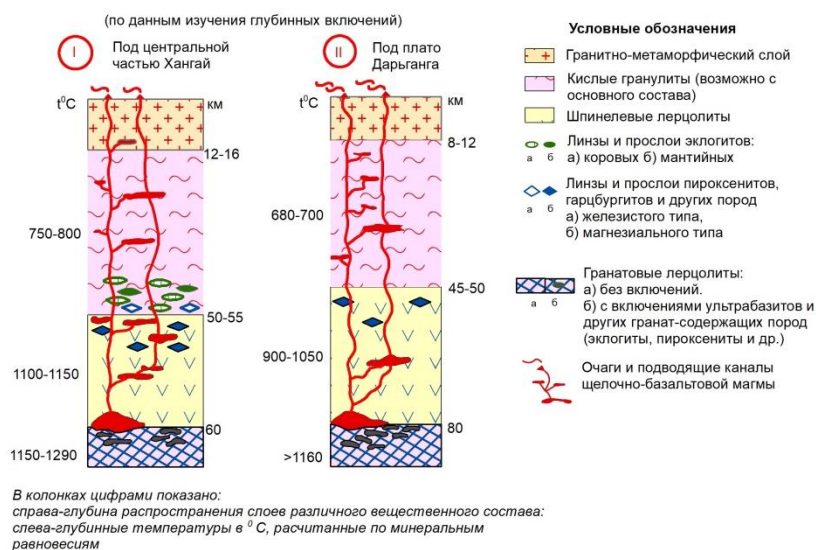


Рис. 4.7. Модель вещественного состава земной коры и верхней мантии Монголии (по данным глубинных включений) [Национальный..., 1990]

Считается, что нарушение нормального тренда в зависимости тепловой поток – тектонический возраст континентов объясняется следующими факторами:

- Влиянием эрозии седиментации латеральными неоднородностями поверхностной теплогенерации. К этим трем факторам обязательно следует прибавить четвертый – влияние процессов надвигообразования на тепловое поле.
- Процесс тектонического скупивания, «сдваивания» первичной коры, образование надвигов характерны для аллохтонного механизма, что приводит к нестационарному искажению теплового поля, время действия которого зависит от суммарной мощности аллохтонных пластин, перемещенных во время формирования коры. Очевидно, что некоторые блоки позднепалеозойской коры Центральной Монголии также сформированы аллохтонным процессом.
- Распределение теплового потока в Центральной Монголии связано со структурно-вещественной перестройкой «первичной» континентальной коры, происходившей как за счет внедрения разогретого мантийного материала в кору и последующего его остывания ($PR-C_1$), так и за счет надвигания корово-мантийных блоков на одновозрастный автохтон (C_3-P).
- Закономерное уменьшение теплового потока по мере «удревнения» тектонических структур генетически связано с обширным внедрением разогретого вещества в протоконтинентальную литосферу и постепенным его остыванием от периферийной зоны к ее центру.

Тепловой поток линейных складчатых зон палеозойского возраста характеризуется аномально низкими значениями ($20\text{--}35 \text{ мВт/м}^2$), что в два раза ниже среднепланетарных величин

для структур того же возраста. Эти аномалии генетически связаны с процессами структурной перестройки литосферы ($PR-C_1$) для линейных зон, выразившимися в образовании мощных шарьяжно надвиговых структур, экранирующих глубинный тепловой поток. Низкая температура и теплопроводность литосферы обусловили состояние нестационарности кондуктивного теплового потока, продолжающееся с позднего палеозоя до настоящего времени.

Тепловой поток мозаичных складчатых зон закономерно изменяется в зависимости от тектонического возраста (времени последней стадии тектоно-магматической активизации или времени формирования континентальной земной коры). Эта корреляция объясняется существованием процесса внедрения разогретых астенолитов во время структурно-вещественной трансформации коры мозаичных зон и их остыванием в течение длительного времени. Та же модель предлагается для объяснения аномалий теплового потока в деструктивных зонах и современных континентальных рифтах. Модель условий формирования термальных вод представлена на рисунке 4.8.

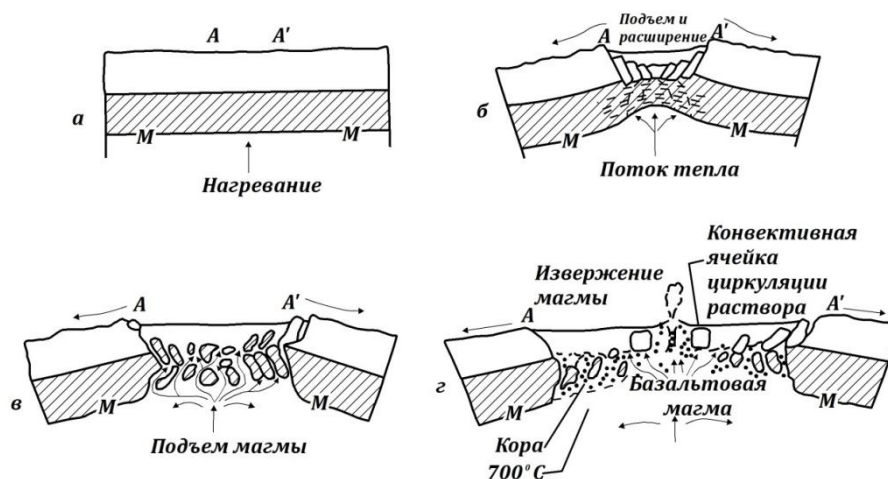


Рис. 4.8. Модель условий формирования термальных вод [Берман, 1978]

Основные взгляды по вопросу возникновения гидротерм сводятся к следующему:

- наиболее крупные тепловые ресурсы заключены в месторождениях термальных вод и пара, которые образовались в аномально высоких геотермальных условиях, создаваемых новейшей магматической деятельностью;
- важную роль в образовании гидротерм вулканических областей отводится грунтовым водам, однако существенное значение в формировании их химического состава и нагреве придается также «глубинным флюидам», связанным с активными магматическими очагами и остывающими интрузивами;
- главными предпосылками образования крупных паровых и гидротермальных месторождений являются: высокий тепловой режим, хорошая проницаемость

(трещиноватость) пород, наличие водонепроницаемых «перекрытий», препятствующих интенсивной разгрузке флюидов на поверхности;

- немаловажное значение придается тектоническим разломным зонам, которые определяют циркуляцию флюидов на глубине, поступление их к поверхности, служат коллекторами, а также обеспечивают большую производительность эксплуатационных скважин;

- движение гидротермальных растворов на глубине подчиняется, независимо от их высокой температуры, законам движения подземных вод, с поправками на их меньший удельный вес и меньшую вязкость, только в приповерхностных горизонтах появляется двух- или трехфазная система «вода-пар-газ», способная создавать явления «пар- или газлифта» как в буровых скважинах, так и в трещинно-жильных коллекторах горных массивов;

- считается, что такие как, к примеру, паровые месторождения (Лардерелло, Италия) могут формироваться только в условиях интенсивного прогрева неглубоко залегающих пород молодыми интрузивами. В представлениях о происхождении таких паровых месторождений в последние годы произошли заметные изменения. Чисто «эндогенные» концепции сменились представлениями об их образовании за счет пароотделения из высоконагретых подземных вод инфильтрационного происхождения;

- наблюдаемые в областях активного вулканизма на поверхности высокотемпературные аномалии создаются, в большинстве случаев, не вследствие передачи тепла породами, а в результате гидротермальной деятельности высоконагретых газов-паров (флюидов) или термальных вод.

Вода – подвижное и наиболее теплоемкое вещество в условиях недр, глобально участвует в различных формах движений, в перераспределении и выносе подземного тепла, в формировании тепловых потоков и общего теплового поля Земли, генерируя и преобразуя тепло в другие формы энергии. Вода переносит тепло с больших глубин, внедряясь в более пористые пластовые коллекторы и трещины, и, поднимаясь по ним, выделяет тепловую энергию в зоны низких давлений. При внезапных разрядах давлений на глубине эта энергия вызывает взрывы с выделением огромной механической энергии, вызывая микросейсмы и землетрясения. Горячие глубокие и глубинные перегретые воды, при относительно небольших величинах разгрузки на поверхность, выносят огромное количество тепла. Были произведены расчеты по отдельным регионам, для которых картировались температура воды и величина грунтового стока.

Более значительные потери тепла происходят в зоне аэрации при испарении подземных вод до выхода их на поверхность. Для оценки полного теплового баланса приходных и расходных статей глубинного тепла имеют, следовательно, большее значение расчеты его водных генераций и внутриземных преобразований. Значительными должны быть также поглощения тепловой энергии при уменьшении плотности, парообразовании и

дегазации воды еще при подъеме их из глубоких интервалов в верхние зоны. В частности, углекислые и другие газированные воды, выделяя при подъеме растворенные газы, сильно охлаждаются. В связи с этим, низкая температура таких вод не всегда является критерием небольшой глубины их формирования. Возможно, именно с этим процессом (выделением CO_2) связано, например, образование очага постоянной мерзлоты на горе Развалка в районе Кавказских Минеральных Вод, что согласуется с их геолого-структурными, тектоническими, геоморфологическими особенностями.

Значительная роль в химическом составе воды принадлежит кремнекислоте (H_3SiO_4). Наибольшее ее распространенное содержание колеблется от 80 до 150 мг/л и более, что составляет около 30 % от общей минерализации воды. Это позволяет называть термальные воды этой области – кремнекислыми. Американские геологи С. Беркей и Ф. Моррис побывавшие на термальном источнике Хангая (15–17 июня 1922 г.) писали, что «источник приурочен к большой тектонической трещине, по которой слои породы были перемещены на несколько сотен метров, и достигают еще не остывшей вулканической лавы. Нагретые лавой воды поднимаются под действием своей собственной энергии вверх и изливаются в виде горячих источников».

М.А. Усов, проводивший геологические исследования на Хэнтэйском хребте, столкнулся там с термальными источниками. Он пишет: «Гораздо последовательнее принять, что все эти термы отходят от расплавленных масс, которые стали уже пробиваться по наметившимся трещинам, но еще не успели достигнуть дневной поверхности...». Наибольшее количество термальных источников приурочено к центральной части магистрального хр. Хангай. Этот район максимального проявления новейших дифференцированных поднятий крупных блоков земной коры характеризуется системой глубоких радиальных разломов, которые сопровождаются многочисленными оперяющими трещинами. Разгрузка этих вод происходит, главным образом, в глубоко врезанных горных речных долинах или в межгорных тектонических впадинах. В таких речных долинах и межгорных впадинах создаются гидростатические напоры, а в некоторых случаях термодинамические конвективные потоки, облегчающие выход термальных вод на поверхности Земли.

4.4. Оценка глубинных температур термальных источников

Температура и давление вместе с вещественным составом гидротермальной системы определяют ход развития любого глубинного процесса, в том числе и формирования термальных вод. Отметим, что температура подземных вод, особенно в регионах со спокойным тектоническим режимом, дает общее представление о физических условиях ее формирования, а с учетом температурного градиента, и о глубинах внутривоздушной циркуляции. По температуре

формирования подземного флюида и геотермическому градиенту в регионе можно определить глубину формирования водного раствора, используя известную зависимость [Голубев, 2007]:

$$H_{\text{форм}} = T_h/g, \quad (4.1)$$

где T_h – температура формирования гидротерм, °C; g – геотермический градиент, °C/км.

Геотермический градиент определяется:

$$g = q/\lambda, \quad (4.2)$$

где q – плотность теплового потока, мВт/м², λ – теплопроводность горных пород, Вт/(м×°C).

Приближенную оценку температур пород земной коры можно выполнить решением уравнений теплопроводности для разных моделей (соответствующие районам, участкам) с учетом измеренных значений теплового потока в качестве граничных условий. Сопоставление рассчитанных величин теплового потока (по мощности литосферы) с измеренными значениями показало, что тепловое поле литосферы Центральной Монголии является нестационарным; теоретические значения превышают в этом регионе измеренные величины. Это согласуется с минеральными палеогеотермами, построенными по глубинным включениям в кайнозойских базальтах Хангая [Геншафт, Салтыковский, 2000; и др.].

Имеющиеся данные свидетельствуют о значительных колебаниях в величине теплового потока, который изменяется от 16–20 мВт/м² в Южной Монголии до 90–120 мВт/м² в придонной части оз. Хубсугул [Хуторской, 1996; и др.]. В Прихубсугулье высокие тепловые потоки зафиксированы по оси озера Хубсугул (более 90 мВт/м²), а к западу и востоку от оси эти значения понижаются до 55–60 мВт/м², что может свидетельствовать о локальности аномальной зоны. Эта геотермическая аномалия постепенно переходит в область повышенных тепловых потоков Тункинской и Байкальской впадин. Аналогичная ситуация отмечается и на оз. Байкал, где значения тепловых потоков, измеренные по оси водоема и на побережье, различаются в два раза, что объясняется либо перераспределением глубинного тепла за счет подземных вод [Голубев, 1982; и др.], либо внедрением в земную кору под оз. Байкал «нагретого интрузивного тела».

Возможно, что такая же ситуация наблюдается и под оз. Хубсугул, что подтверждается геотермическими и изотопно-геохимическими данными, особенно изотопией гелия [Поляк и др., 1992; Хуторской, 1996]. Оценки тепловых потоков по изотопам гелия позволили уточнить его распределение на территории Центральной Монголии и установить вариации в неразбуренных скважинами ареалах (например, на Хангайском поднятии). Выявлена зависимость величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и теплопотока с глубинным строением – отрицательная корреляция с мощностью земной коры. Мозаичный тип тепловых потоков, выделенный в Центральной Монголии, обусловлен, по-видимому, внедрением разогретого вещества (возможно, «аномальной» по своим геофизическим свойствам) мантии в нижнюю часть земной коры, о чем свидетельствует интенсивный

кайнозойский щелочно-базальтовый вулканизм практически на всей территории региона [Генштафт, Салтыковский, 2000; др.].

Таким образом, Хангайское неотектоническое поднятие Монголии имеет свойственные ему малые мощности земной коры, повышенные показатели теплового потока и геотермического режима недр в виде многочисленных выходов гидротерм. Поэтому здесь наиболее реальные показатели температурного режима региона можно получить с использованием различных гидрохимических геотермометров.

4.4.1. Методика оценки с помощью кремниевых геотермометров

Геотермальная активность Хангая реализуется не только в форме идущего из недр кондуктивного теплового потока через толщи пород, но и в виде гидротермальной и вулканической деятельности, отвечающей конвективному механизму теплопередачи. Глобальное изучение гидротермальных процессов показало, что определенные особенности состава подземных флюидов тесно связаны с геотермическими условиями их формирования. Поэтому изучение этих особенностей также дает информацию о тепловом режиме недр, которая дополняет результаты прямых геотермических наблюдений и служит основанием для прогноза глубинных геотермических условий в недостаточно изученных районах. На территории Монголии выявлено большое количество источников термоминеральных вод (см. рис. 1.2), объединенные в гидротермальные системы – Хангайскую и Хэнтэй-Даурскую (последняя распространяется и на территорию РФ), для которых вынос тепла с подземными флюидами по масштабу сопоставим с теплопереносом в термоактивных районах Земного шара.

Многие из них расположены в недостаточно охваченных глубоким бурением районах, где прямых данных о распределении глубинных температур и тепловых потоков пока не получено. Поэтому рассмотрим некоторые геохимические особенности подземных флюидов, связанных непосредственно с тепловым режимом земных недр, а именно:

1. Концентрация в водных растворах некоторых минеральных компонентов, зависит от температуры взаимодействия в системе «вода-порода».
2. Изотопный состав гелия, отражает участие тепломассопотока из мантии в тепловом режиме недр Земли.

На достоверность оценки глубинных температур геотермометрами могут влиять неоднородности литологического состава пород, смешение термальных вод с холодными грунтовыми водами, неравновесность состава минеральных растворов с водовмещающими породами, влияние углекислого газа. В данном случае значения температур могут оказываться сильно заниженными или, наоборот, завышенными.

Химические геотермометры широко используются при оценке температуры пласта, поскольку их применение является относительно простым и экономичным. Разработаны различные программы для расчёта глубинных температур, такие как SoLGeo (Италия), GEOTHERM (США), AguaChem (США), Geot (США) и другие, в которых заложены различные геотермометрические уравнения. Однако наличие широкого изобилия таких уравнений (порядка 35) и отсутствие четких условий их применения затрудняет интерпретацию результатов расчётов температурных показателей.

Применяются различные виды химических геотермометров, но не все обеспечивают надёжную оценку пластовой температуры. В настоящее время в работах по оценке глубинных температур с помощью геотермометров многие авторы приводят аргументированные объяснения по выбору того или иного показателя. В результате геотермометрических расчётов глубинных температур и при их сравнении с измеренными в скважинах большинство авторов пришло к выводу, что наиболее достоверные и приемлемые показатели дают *Na-K* геотермометры. Здесь расхождения температур составляют ± 20 °С, что считается вполне допустимым для данных сведений.

Хорошая применимость *Na-K* геотермометров связана с тем, что такие процессы, как смешение термальных и холодных грунтовых вод, процессы дегазации растворов во время их подъема к поверхности, существенно не изменяют соотношение *Na/K*. Однако применение такого геотермометра может быть ограничено, в связи с наличием ионного обмена с минералами (в частности, с глинистыми), обогащением катионами *Ca*, *Mg*, *Na* из-за отсутствия равновесия в системе «вода-порода». Таким образом, выбор геотермометра для установления пластовой температуры определяется типом воды и условиями химического равновесия. В связи с этим, одной из задач данной диссертационной работы является установление применимости метода оценки глубинных температур с помощью геотермометров для разных химических типов термальных вод на примере родников и эксплуатационных скважин Хангая.

Наиболее точные представления о глубинных температурах дают замеры в глубоких скважинах, однако такими сведениями мы часто не располагаем. Для оценки температур более глубоких интервалах земной коры применена методика, использующая данные о химическом составе гидротерм. Оценка глубинных температур подземных вод, в основном, выполняется с использованием геохимических геотермометров, разработанных ранее Фурнье и Трусделлом [1966, 1976]. Теоретически и экспериментально установлена зависимость концентрации кремнезема и соотношения ряда щелочных металлов от температуры термальных источников, позволяющая по концентрации того или иного компонента оценить температуру на глубине формирования гидротерм, исходя из предположения о равновесии в

системе «вода-порода-газ» и отсутствии значительного осаждения или растворения данного компонента по пути миграции из зоны нагрева к выходу источника на дневную поверхность. Достигнув определенного уровня по концентрации кремнезема и щелочных металлов, термальные воды достаточно длительное время сохраняют эти содержания при охлаждении гидротерм в приповерхностных условиях.

Это явилось основой для создания кремниевого и катионных геотермометров. В частности, геотермометры с успехом применялись на Камчатке, Курилах [Поляк, 1966; Ильин, 1983 и др.], в Байкальской рифтовой зоне [Голубев, 2007; и др.] и других термоактивных областях Мира [Изучение..., 1975; Беран, 1978; и др.]. Отметим, что растворимость кремнезема зависит (кроме температуры) и от других факторов, в частности, от формы кремнезема и содержания в растворе углекислоты. Роль углекислотного выщелачивания в области высоких температур снижается, а в области низких температур этот процесс играет значительную роль. В.Н. Дислер [1978] рассмотрел поведение различных форм кремния как в жидкой фазе, так и в виде минералов при различных P - T условиях. Им выполнена типизация термальных вод по составу и температуре, отраженная кривыми регрессии, причем для каждой линии расчет температур ведется с учетом форм кремнистых соединений.

Р. Фурнье, Дж. Рове [1966] и Трусделл [1976] предложили аналитическое выражение этих кривых в виде формул для аморфного кремнезема, β – кристобалита, α – кристобалита, халцедона, кварца при адиабатическом и кондуктивном охлаждении. Глубинные температуры по кремниевому геотермометру рассчитаны по формуле Фурнье-Рове, соответствующей кривой растворимости халцедона и применяемой для α низкотемпературных ($t_{\text{поверх}} < t_{\text{кип}}$) и малодобитных систем:

$$T_{\text{SiO}_2} = 1315 / (5,205 - Ig\text{SiO}_2) - 273,15, \text{ где содержание } \text{SiO}_2 \text{ (в мг/л)}. \quad (4.3)$$

Эта формула является наиболее подходящей для гидротермальных систем Хангая, так как температура термальных источников не выше температура кипения, дебиты не столь значительны, а в геологическом разрезе установлено присутствие халцедона. Пробы воды и спонтанно выделяющегося газа были отобраны из 27 источников Прихубсугуля, Хангая-Хэнтэйской зоны и Керуленского блока (табл. 4.1). Эти пробы предназначались для химического анализа с целью определения концентраций характерных компонентов геотермометров: SiO_2 , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} . Таким образом, одним из самых распространенных химических геотермометров является кремнеземный или Si-геотермометр. Это связано с тем, что растворимость кремнезема, находящегося в растворе в виде молекул $\text{Si}(\text{OH})_4$, сильно зависит от температуры и мало от содержания других ионов и широких диапазонов pH .

Циркуляционные системы инфильтрационных вод нагреваются региональным фоновым тепловым потоком в ходе конвекционного цикла, глубина которого, называемая базовой

глубиной гидротермальной системы, располагается менее 2–3 км. Такая модель полностью соответствует артезианским бассейнам термальных вод, но является принципиально иной в мобильных областях, где флюиды могут нагреваться не только региональным кондуктивным тепловым потоком, но и поступающими из глубины теплоносителями (магмой или высокотемпературным глубинным флюидом). В таком случае расчетные температуры характеризуют уровень, на котором глубинный теплоноситель оказывает воздействие на подземные воды. Температуры, отвечающие расчетным, часто фиксируются уже в пределах верхних 1–2 км, а иногда – первых сотен метров разреза (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Прогнозные глубинные температуры термальных вод Монголии
[Бадминов и др., 2011; с дополнениями автора]

N п/п	Название источника	$T_{\text{пов}}, ^\circ\text{C}$	$\text{SiO}_2, \text{мг/л}$	$T_{\text{рас}}, ^\circ\text{C}$
1	Булнай	47	73.6	104*
2	Улаан хаалга	41	23.1	46
3	Отгонтэнгэр	53	70.7	102*
4	Хожуул	35–44	44.8–56.9	77–89
5	Зарт	38	59.6	82
6	Тоин	50	35.4	65
7	Чулуут	44	78.1	107*
8	Хуйтэн	12	96.1	120*
9	Бор тал	50	47.6	80
10	Халуун ус	86	69.5	100
11	Шивэрт	63	87.7	114*
12	Цэнхэр	65–90	46.7	79
13	Цагаан сум	69	65.8	97
14	Хужирт	42	107.8	128*
15	Хульж	51	60.1	92
16	Цохио	23	42.0	74*
17	Оргее	42	22.0	44
18	Ухэг	56	30.8	59
19	Нарийн	59	56.1	88
20	Шаргалжуут	90	71.1	102
21	Таац	53	58.1	90
22	Гятруун	36	54.1	87
23	Хурэмт	53	72.1	103*
24	Эмт	54	86.5	114*
25	Ероо	43	61.1	93
26	Хонжил	16	30.0	58
27	Халуун рашаан	70	72.1	103*

Температура, рассчитанная по Si-геотермометру, прогнозирует ее величину в наиболее глубоких частях гидротермальной системы. В тех случаях, когда:

$$T_{\text{расч}} = T_{\text{ср.расч}} + 1,96 S / \sqrt{n}, \quad (4.4)$$

где $T_{\text{ср. расч.}}$ – среднее значение в выборке из n элементов по региону, S – среднеквадратичное отклонение [Хуторской, 1996].

можно говорить о полном соответствии условий их формирования модели Бедварссона, т.е. о нагреве их только региональным геотермическим полем без дополнительных локальных тепловых источников.

$$\text{В тех случаях, когда: } T_{\text{расч}} > T_{\text{ср.расч}} + 1,96 S / \sqrt{n}, \quad (4.5)$$

можно говорить о наличии дополнительного теплового питания от локальных источников – магматических тел, сохранивших избыточную температуру. В таком случае расчетные температуры характеризуют уровень, на котором глубинный теплоноситель оказывает воздействие на подземные воды.

4.4.2. Оценка глубинных температур с помощью катионных геотермометров

Глубина формирования гидротерм по Si-геотермометру определяется соотношением:

$$h_{\text{форм}} = t_{\text{форм}} \text{ по } \text{SiO}_2 / \gamma, \quad (4.6)$$

где $\gamma = 25 \text{ }^\circ\text{C/км}$ – средний геотермический градиент в регионе.

Значение геотермического градиента принято с учётом теплопроводности магматических и метаморфических пород в горных районах Хангайского сводового поднятия. Для сравнения полученных результатов рассчитаны глубинные температуры по соотношениям концентраций щелочных металлов в водном растворе *Na-Li*, *Mg-Li*, *Na-K*, *Na-K-Ca* (катионные геотермометры). Наиболее надежным оказался *Na-K-Ca* – геотермометр, менее чувствительный к процессам смешения термальных вод с метеорными (холодными), т.к. в расчётной формуле используются не абсолютные величины химических элементов, а их соотношения [Шестакова, Гусева, 2018]:

$$t_{\text{форм}} = 1647 / (I g(\text{Na/K}) + \beta I g(\text{Ca}^{1/2} / \text{Na}) + 2,24) - 273, \quad (4.7)$$

где Na , K , C – концентрации ионов соответствующих элементов, моль/л, β – константа, зависящая от стехиометрических коэффициентов реакции и равная $3/4$ при $t < 100 \text{ }^\circ\text{C}$ и $\text{Ca}^{1/2} / \text{Na} > 1$.

Рассчитанные глубины формирования термальных вод в Центральной Монголии приведены в таблице 4.2, характеристические показатели флюидов указаны в таблице 4.3. Результаты расчетов глубинных температур Хангайского сводового поднятия, полученные по разным геотермометрам, несколько отличаются. Аналогичные результаты расчетов получаются и для гидротермальных систем других регионов Земного шара, в частности, и для

Байкальской рифтовой зоны, где значения температур находятся в пределах 62–142 (Si-геотермометр) и 31–194 °С (Na-K-Ca – геотермометр), причем средние значения составляют 104 и 93 °С, соответственно [Голубев, 2007]. Здесь коэффициенты линейной корреляции (r) между температурами на поверхности и глубинными значениями, рассчитанные разными геотермометрами, близки и составляют $0,51 \pm 0,2$ и $0,56 \pm 0,2$.

Таблица 4.2

Прогнозная оценка определения глубины формирования термальных вод на некоторых источниках Хангайского сводового поднятия (с дополнениями автора)

N п/п	Название источника	T _{поверх} , °C	H_4SiO_4	T _{форм} , °C по Na-K-Ca	T _{форм} , °C по SiO ₂	H _h , км T _{форм} °C по SiO ₂ /γ	Энергети- ческие ресурсы, > 35°C/kw
1	Шивэрт	57	145,5	139	120,8	4,83	335,2
2	Хуйтэн рашаан	12,5	131,07	100	114,1	4,56	-
3	Цэнхэр	84	178,57	123	134,4	5,37	2136
4	Бор тал	52	98,05	98	97	3,88	242,5
5	Гялгар	52	121,95	105	109,5	4,39	71,2
6	Цагаан сум	69,1	133	101	115,1	4,61	10,7
7	Хульж	57	104	-	100,4	4,01	192,7
8	Чулуут	45,2	100	131	98,1	3,93	50,2
9	Ноён хангай	36,4	130	86	113,7	4,55	75,4
10	Шаргалжуут	88	154	110	124,5	4,98	12180+(963,7)
11	Хужирт	47	144	123	120,1	4,8	1340
12	Хурэмт	55,5	133	109	115,1	4,61	419
	Среднее	-	-	111,4	113,6	4,54	

Значения глубинных температур, полученные кремнеземным и катионными геотермометрами, позволили выделить наиболее перспективные участки в центральной части Монголии вне зависимости от природы возникновения тепловой аномалии. Ими на территории Хангайской неотектонической структуры оказались месторождения термальных вод Шивэрт (рис. 4.9), Булнай, Отгон тэнгэр, Чулуут, Хуйтэн, Хужирт, Цохиот, Хурэмт, Эмт, Халуун рашаан и др.

Максимальные отношения изотопов $^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-5}$ определенные в газах областей современного вулканизма, отражают примесь первичного гелия, сохранившегося в подкорковых геосферах, и является прямым вещественным индикатором современной разгрузки тепломассопотока из магнии в земную кору. Промежуточные значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ отражают либо постепенное стирание исходной изотопно-гелиевой концентрации

мантийного вещества, вошедшего в состав земной коры, либо контаминацию корового гелия дополнительной порцией мантийных дериватов при повторной тектоно-магматической активизации.



Рис. 4.9. Обустроенный выход термальных вод на месторождении Шаргалжуут

Таблица 4.3

Характеристические показатели гидротерм (флюидов) Хангая [Хуторской, 1996]

Номер на рис. 1.2	Название источника	$T, ^\circ\text{C}$	He , об. %	${}^3He/{}^4\times 10^{-8}$	Преобладающий компонент газового состава	Тепловой поток, мВт/м^2
1	Ухны рашаан	7	0,014	>290		77
2	Булнайн халуун рашаан	47	0,574	46		64
3	Билуутийн булаг	5	0,018	77	N_2	68
4	Хожуулын халуун рашаан	35	0,24	11	N_2	54
5	Чулуутын халуун рашаан	44	0,970	12	N_2	55
6	Халуун рашаан	80	0,549	26	N_2	60
7	Хужиртын халуун рашаан	44	0,722	13	N_2	55
8	Яргачийн булак	1	0,024	30	N_2	61
9	Уртын рашаан	4	<0,003	190	CO_2	74
10	Дундын-Амралтын рашаан	10	0,237	13	N_2	55
11	Оргил рашаан	2	0,002	110	CO_2	70

Таким образом, температура подземных вод за пределами районов современной вулканической деятельности остается важнейшим критерием глубины проникновения метеогенных вод в открытые каналы разрывных дислокаций. Для оценки глубинных температур применена методика, использующая данные о химическом составе гидротерм. Теоретически и экспериментально установлена зависимость концентрации кремнезема и

соотношения ряда щелочных металлов от температуры термальных источников, позволяющая по концентрации того или иного компонента оценить температуру на глубине формирования гидротерм.

Гидротермальная активность и высокий тепловой потенциал земных недр Центральной Монголии связан с вулканической деятельностью и ее пространственно-временной эволюцией, явившейся следствием коллизионного сжатия со стороны Индийского индентера и образования ослабленных мантийных зон. На Хангае существуют вулканические постройки миоценового возраста и ареалы четвертичной вулканической деятельности. Мантия под такими районами должна быть наиболее высокотемпературной и остается потенциально способной к магмогенерации [Саватенков и др., 2010; и др.]. Очаги магмовнедрений также дали начало многофазным плутонам, которые в процессе внедрения и кристаллизации сформировали сложную многофазную структуру Хангайского гранитоидного батолита [Ярмолюк и др., 2016; и др.]. Кроме того, плотность кондуктивного теплового потока (q) оцененная по изотопному составу гелия в термальных источниках Хангая превышает нормальный фоновый уровень для палеозойской коры и свидетельствует о более позднем, дополнительном поступлении в нее гелия из верхней мантии [Поляк и др., 1992].

Таким образом, пространственная приуроченность очагов разгрузки гидротерм Хангая, находящихся в районах проявлений четвертичного вулканизма, связана с особенностями глубинного строения Центральной Монголии, и сопряжена, главным образом, с ее тектонической активизацией в современную эпоху. Гидротермальная система региона характеризуется повышенными тепловыми потоками, обусловленные выносом глубинного тепла из недр Земли, в основном, за счет конвекции, оцененной по изотопному составу гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-5}$), что свидетельствует о более позднем, дополнительном поступлении флюидов из мантии. Обоснована ведущая роль рифтогенного геодинамического режима развития Хангайского поднятия в формировании современных гидротерм, выводимых на дневную поверхность по зонам дробления пород глубоких обводненных разломов. Это и является **вторым защищаемым положением**.

ГЛАВА 5. РЕСУРСНАЯ БАЗА ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ОСНОВНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

5.1. Группа гидрокарбонатных натриевых гидротерм

5.1.1. Термальные источники и месторождение Хужирт

Источники термальных вод месторождения Хужирт, расположенные в 330 км к юго-западу от г. Улаанбаатар, являются единственным объектом минеральных вод Монголии, в районе которых в 1944-1945 гг. под руководством В.Н. Попова были проведены гидрогеологические работы. Их цель – изучение природных условий для дальнейшего развития действующего здесь санатория республиканского значения. Месторождение Хужирт находится на территории самона Хужирт Убурхангайского аймака, в 70 км к северу от аймачного административного центра – Арвай хээр. Высотная отметка места выхода источников над уровнем моря около 1650 абс. м.

Выходы гидротерм находятся в 40–50 км к северу от водораздельного магистрального хребта Хангай, на его северном склоне. Здесь берут начало некоторые правые притоки р. Орхон. В окрестности курорта большие речные долины расчленили северные отроги Хангай на ряд отдельных горных возвышенностей, создающих характерный радиально-лучистый тип горно-долинного ландшафта, обычно свойственный горстовым горным возвышенностям. Наиболее крупные из них – гора Мойтлу ула (высота 2048 абс. м), расположенная в 10–12 км к северу от источников, и гора Их Бэрх Ула (около 1955 абс. м), находящаяся в 10–12 км к западу от санатория.

По данным соседних метеостанций Цэцэрлэг и Арвайхээр, среднемноголетнее количество осадков в районе месторождения Хужирт может составлять близким к 200–250 мм, большая часть из которых обычно выпадает в летний период. С периодом летних дождей связан максимальный паводок постоянно действующих местных водотоков. Судя по значительной приподнятости территории над уровнем моря (1500–2000 абс. м) и местоположению ее в южной зоне распространения многолетнемерзлых пород (ММП), можно предположить наличие последних в виде небольших линз (островков) в некоторых долинах и в отдельных межгорных котловинах, особенно на затененных и обращенных к северу участках, сложенных суглинистыми и глинистыми породами. Об этом же свидетельствует характерный кочковатый микрорельеф на таких площадях.

Сезонное промерзание супесчаных грунтов с примесью мелкой дресвы на площадке санатория достигает 3,5–4,0 м. На глубине 3,0–3,5 м отрицательные температуры держатся до конца июня. На глубине 2 м грунты оттаивают в первых числах июня, а на меньшей глубине – в первых числах мая. Зона почти нулевых колебаний температур находится на

глубине около 9 м, т.е. на уровне залегания грунтовых вод; здесь она имеет температуру около 1 °С. В пойме р. Хужирт, где сверху распространены торфянистые образования и значителен растительный слой, процесс оттаивания деятельного слоя затягиваются до августа – сентября. Вероятно, в годы с глубоким зимним промерзанием и с прохладным летом в речных долинах остаются такие же «перелетки», что отмечены нами в долине р. Хужирт. На отдельных же участках, по-видимому, сохраняются ММП.

Главной водной артерией района является река Орхон, протекающая в 15 км к северо-западу от термальных источников, которые находятся на правом берегу ее правого притока р. Хужирт. Река Орхон – типичный горный водоток. Ее русло сложено валунно-галечными отложениями. Диаметр многих валунов и глыб – 1,5–2,0 м, ширина русла – 60–100 м; ширина водотока 30–50 м. Глубина реки в межень на перекатах не превышает 0,5–0,7 м; а наиболее распространенная – 1,0–1,5 м. Иногда встречаются ямы глубиной до 3–4 м. Скорость течения водотока 1,4–1,5 м/с. Уровень реки во время летних паводков иногда поднимается на 2,5–3,0 м выше меженного.

Русло р. Хужирт песчано-галечниковое с небольшими валунами. Ширина русла 3–6 м. Берега песчаные с галькой или чисто песчаные, обрывистые, высотой 0,5–1,0 м. Водоток постоянный с шириной 2–5 м, а наиболее распространенная глубина 0,15–0,3 м. Скорость реки в меженный период 0,3–0,5 м/сутки; расход 0,21 (IX) – 0,6 (IV) м³/сек. Формула химического состава воды р. Хужирт, взятой 21 августа 2015 г. в 250 м выше источников при температуре воздуха 13,3 °С:

$$M_{0.184} \frac{(HCO_3 74 + CO_3 12) 86 SO_4 9 Ce 4}{Ca 64 Mg 20 (Na + K) 16} H_2 Si O_3 20.8; pH=8.35; T 3 \text{ } ^\circ C;$$

Формула химического состава воды в р. Орхон, взятой 09.08.2016 г. ниже впадения в него р. Хужирт:

$$M_{0.095} \frac{(HCO_3 72 + CO_3 11) 83 SO_4 13}{(Ca + Mg) 71 (Na + K) 29} H_2 SO_3 14, pH=8.3;$$

Гидрогеологические условия. По условиям накопления и движения подземные воды района делятся на четыре группы: порово-пластовые, трещинно-пластовые, трещинные верхней зоны коры выветривания и трещинно-жилые термальные воды основной тектонической зоны. Порово-пластовые воды приурочены к четвертичным отложениям, которые заполняют все более или менее крупные пади и речные долины (рис. 5.1). Водовмещающие породы представлены преимущественно разнотермными песками, часто глинистыми, содержащими обильную гальку и гравий, редко линзы, а также прослои супесей и суглинков. Формула химического состава воды в современных отложениях:

$$CO_2 0.016; M_{0.23} \frac{HCO_3 83 SO_4 12 Ce 4}{Ca + (Na + K) 34} H_2 Si O_3 18.2; pH=7.6; T=5.6 \text{ } ^\circ C$$

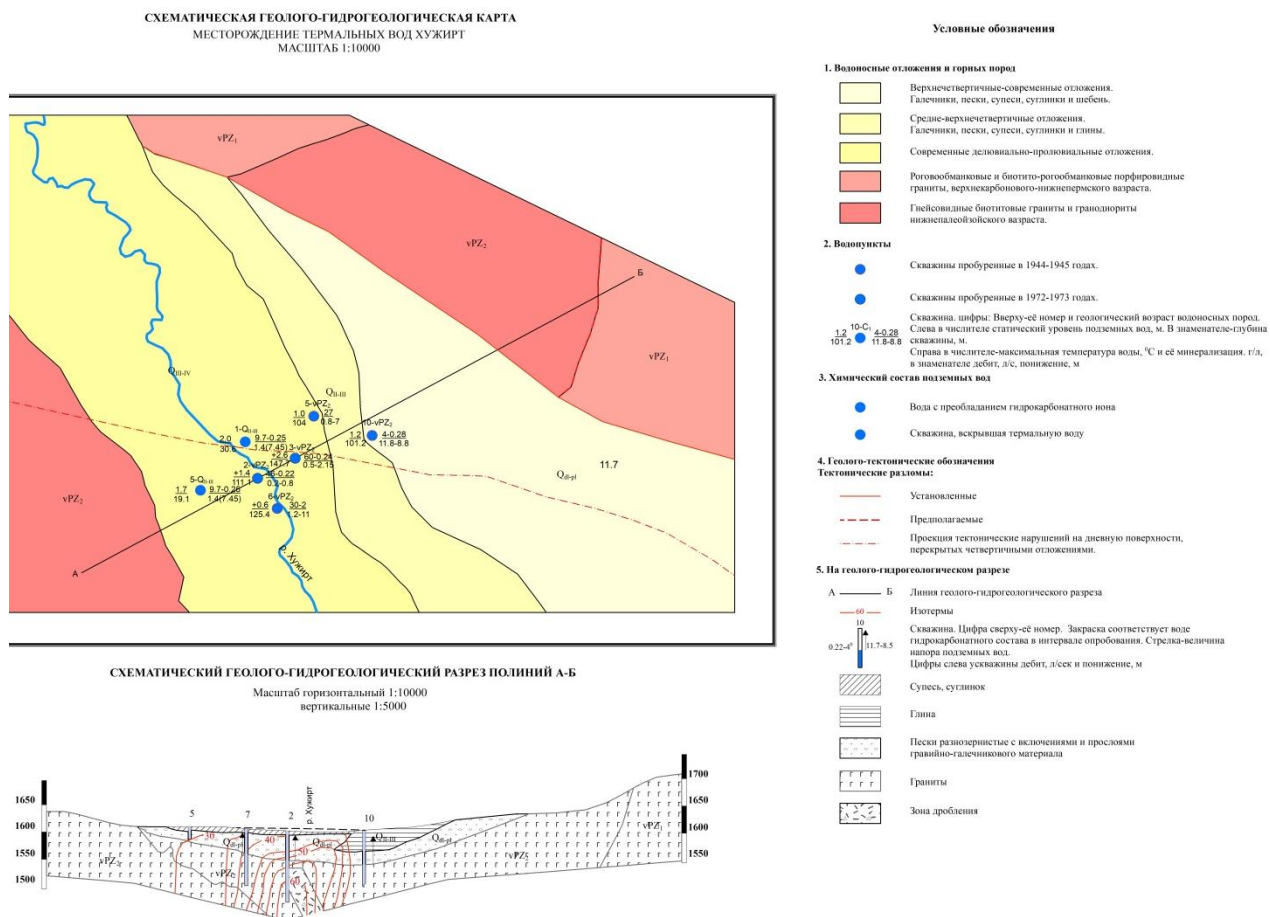


Рис. 5.1. Геолого-гидрогеологическая карта месторождения термальных вод Хужирт (1972 г.)

Трещинно-пластовые воды приурочены к комплексу песчаниково-конгломератовых пород третично-мелового возраста. Дебит родников колеблется от 2,0 до 7,5 м³/ч. Формула химического состава воды следующая:

$$\text{CO}_2 \ 0.006; \text{M}0.27 \frac{(\text{HCO}_3 94 \text{SO}_4 5)}{(\text{Ca} + \text{Mg}) 96 (\text{Na} + \text{K}) 4} \text{H}_2\text{SiO}_3 \ 18.2; \text{pH} = 7.6; \text{T} = 12^\circ \text{C}$$

Питание трещинно-пластовых вод происходит, главным образом, за счет подтока трещинных вод гранитоидов, которые дренируют эти отложения. Трещинно-грунтовые воды распространены в гранитах, которые наиболее развиты в районе, и в палеозойских метаморфических образованиях. Эти воды накапливаются и движутся в верхней наиболее трещиноватой зоне. Дебиты родников иногда достигают 35 м³/ч, но обычно не превышают 3,6 м³/ч. Формула химического состава воды гранитоидов следующая:

$$\text{M}0.2 \frac{(\text{HCO}_3 82 + \text{CO}_3 6) 88 \text{SO}_4 8 \text{Ce} 4}{(\text{Ca} + \text{Mg}) 78 (\text{Na} + \text{K}) 21} \text{H}_2\text{SiO}_3 \ 28.6; \text{pH} = 8.2.$$

Эксплуатационные запасы месторождения термальных вод Хужирт, рассчитанные по категориям А+В+С, представлены в таблице 5.1.

5.1.2. Месторождение термальных вод Шаргалжуут

Месторождение Шаргалжуут (рис. 5.2) находится на территории Баянхонгорского аймака, в 60 км к северо-востоку от административного центра аймака – г. Баянхонгор, в 30 км к востоку от самонного центра Эрдэнэцогт. Абсолютная высота места выхода аршана 2500 м. Наиболее активный очаг разгрузки системы термальных вод расположен в южной части месторождения Шаргалжуут на высоте 2100 абс. м. Здесь на термальной площадке площадью 0,25 км² имеется более 80 источников с температурой воды выше 40 °С.

Таблица 5.1

Эксплуатационные запасы месторождения термальных вод Хужирт (оценка автора)

N п/п	Курорт, эксплуатационная скважина	Категория промышленных запасов, м ³ /сут			Общие запасы, (А+В+С), м ³ /сут
		А	В	С	
1	Курорт Хужирт, скважина Х-19	45	71,64		116,64
2	Курорт Хужирт, запасная скважина			96	96
3	Курорт Хужирт, скважина 20 (хозяйственная и лечебная)	35	85	25,92	145,92
4	Курорт «Эльма Хужирт», эксплуатац. скважина	20	50	70	140
5	Курорт «Ананд Хужирт», эксплуатац. скважина		4,33	80,34	84,67
6	Гидрогеологическая скважина 4			1123,2	1123,2
7	Курорт «Сэмжид Хужирт», эксплуатац. скважина	36			36
	Сумма эксплуатационных запасов	136	210,97	1395,46	1742,43



Рис. 5.2. Месторождение термальных вод Шаргалжуут (фото автора, 2015)

Отдельные выходы гейзерного типа излияния имеют температуру 88–92 °С. При суммарном дебите источников в 51 л/с и средней избыточной температуре 68 °С общие конвективные теплотери составляют около 3600 ккал/с, а удельный вынос тепла с термальными водами, отнесенный к площади области питания (условно проведенной по границе водораздела), оценивается в 1,3 мккал/см²×с (рис. 5.3).



Рис. 5.3. Испарения на выходе источников термальных вод Шаргалжуут
(фото автора, 2015)

Шаргалжуутское месторождение азотных терм в структурном плане приурочено к склону гидрогеологического массива, в котором распространены интрузивные породы триаса и перми. Установлено, что азотные минеральные воды приурочены к зоне тектонического дробления нижнепермских отложений (рис. 5.4). Разгрузка азотных терм связана с региональным разломом субширотного простирания и поперечных дизъюнктивов. Ширина разломной зоны дробления в пределах участка месторождения составляет 20–30 м. Общая площадь очага разгрузки гидротерм составляет около 0,25 км².

Разведочными скважинами вскрыты на глубинах от 3 (аллювий) до 120 м (коренные породы) термальные воды с температурой 6–48 °С и дебитами 1,1–1,92 л/с при понижениях 16,0 и 17,7 м, соответственно. По химическому составу азотные гидротермы Шаргалжуутинского месторождения – гидрокарбонатные натриевые. Они характеризуются низкой минерализацией (0,2–0,49 г/л), горячие ($T > 42$ °С), щелочной реакцией ($pH=8,5–9,3$) и аномальными содержаниями кремнекислоты (94,46–174,0 мг/л), фтора (13,25–16,2 мг/л) и других элементов.

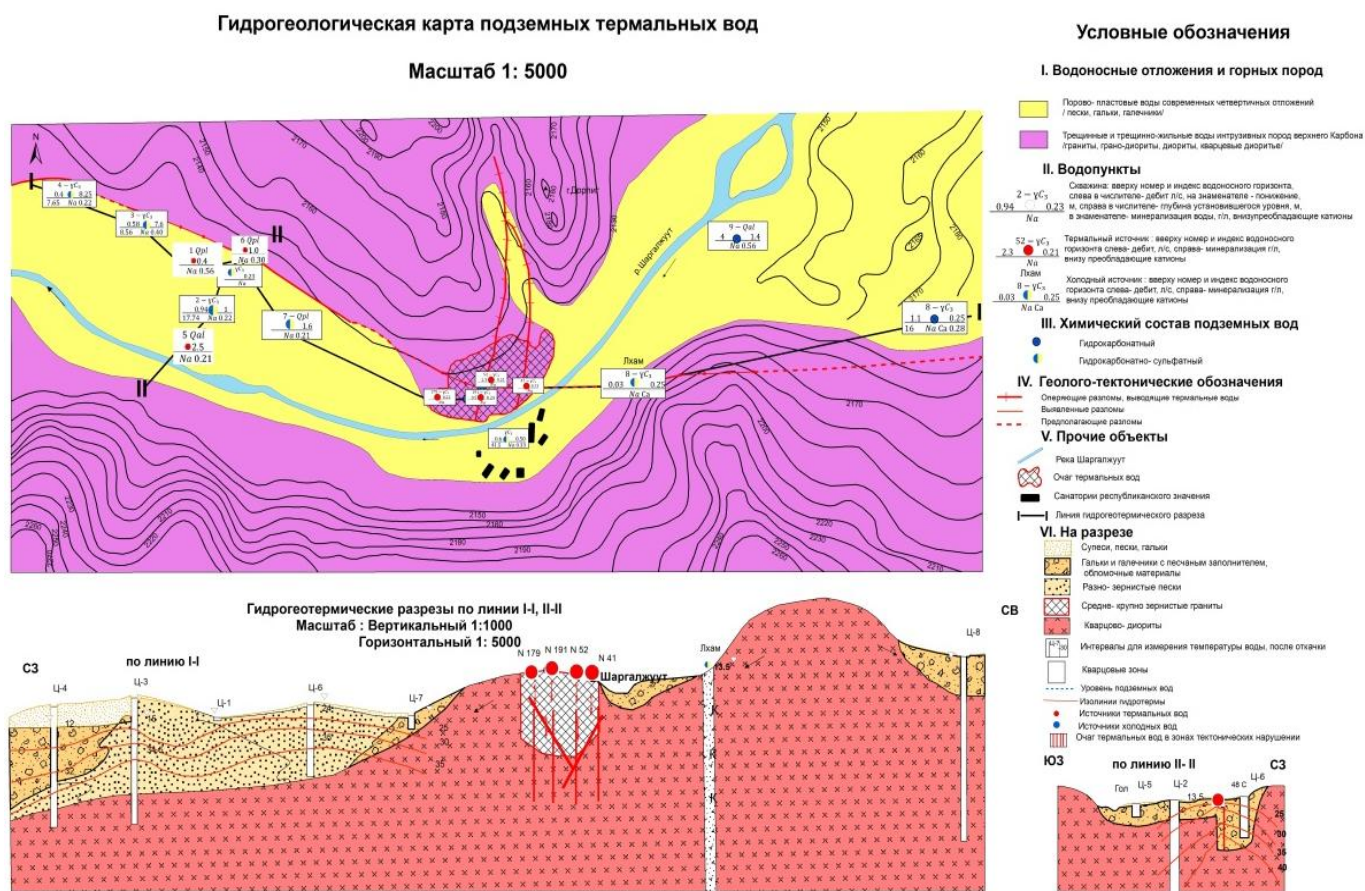


Рис. 5.4. Гидрогеологическая карта месторождения термальных вод Шаргалжуут
(Н. Лхагва, 1974 г.)

5.2. Группа сульфатных натриевых гидротерм

5.2.1. Месторождение термальных вод Сайхан Хульж

Месторождение находится в 350 км к западу, северо-западу от г. Улаанбаатор (рис. 5.5), на территории Булганского аймака, в 2 км к юго-западу от административного центра Могот сомона. Абсолютная высота в районе месторождения около 1450 м. Проявления сульфатных натриевых терм Сайхан Хульж впервые были описаны В.А. Смирновым в 1927 г. В разные годы его посещали Ф.К. Шипулин (1941 г.), В.Н. Попов (1946 г.), О. Намнандорж, Ш. Цэрэн (1958 г.) и Г.М. Шпейзер, Б.И. Писарский (1973 г.), З. Нарангэрэл, Н. Лхагва (1974 г.) и др. При проведении поисково-разведочных буровых работ получены новые данные по месторождению сульфатных натриевых терм Сайхан Хульж, которые сводятся к следующему.

В геологическом строении месторождения термальных вод Сайхан Хульж принимают участие эффузивные породы верхнего триаса и нижнеюрского возраста и нерасчлененные четвертичные отложения (рис. 5.6). Эффузивные породы представлены андезит-базальтами

от светло-серых до темно-серых цветов, андезит-порфирами и туфами, которые на участке разведки вскрыты всеми скважинами на глубинах 36–62 м. Нерасчлененные четвертичные отложения представлены, главным образом, разнотернистыми песками с включением и отдельными слоями валунно-гравийно-галечникового материала мощностью до 2–4 м. Установлено, что термальные воды приурочены к зоне тектонического дробления эффузивных пород верхнего триаса-нижнеюрского возраста (рис. 5.7). Общая площадь очага разгрузки гидротерм вместе «с растеканием» минеральных вод достигает 0,3 км² (рис. 5.8).



Рис. 5.5. Общий вид выходов гидротерм на месторождении Сайхан Хульж
(фото автора, 2018)



Рис 5.5. Панорама территории разгрузки гидротерм вблизи Моготского «живого» разлома
(фото автора, 2015)

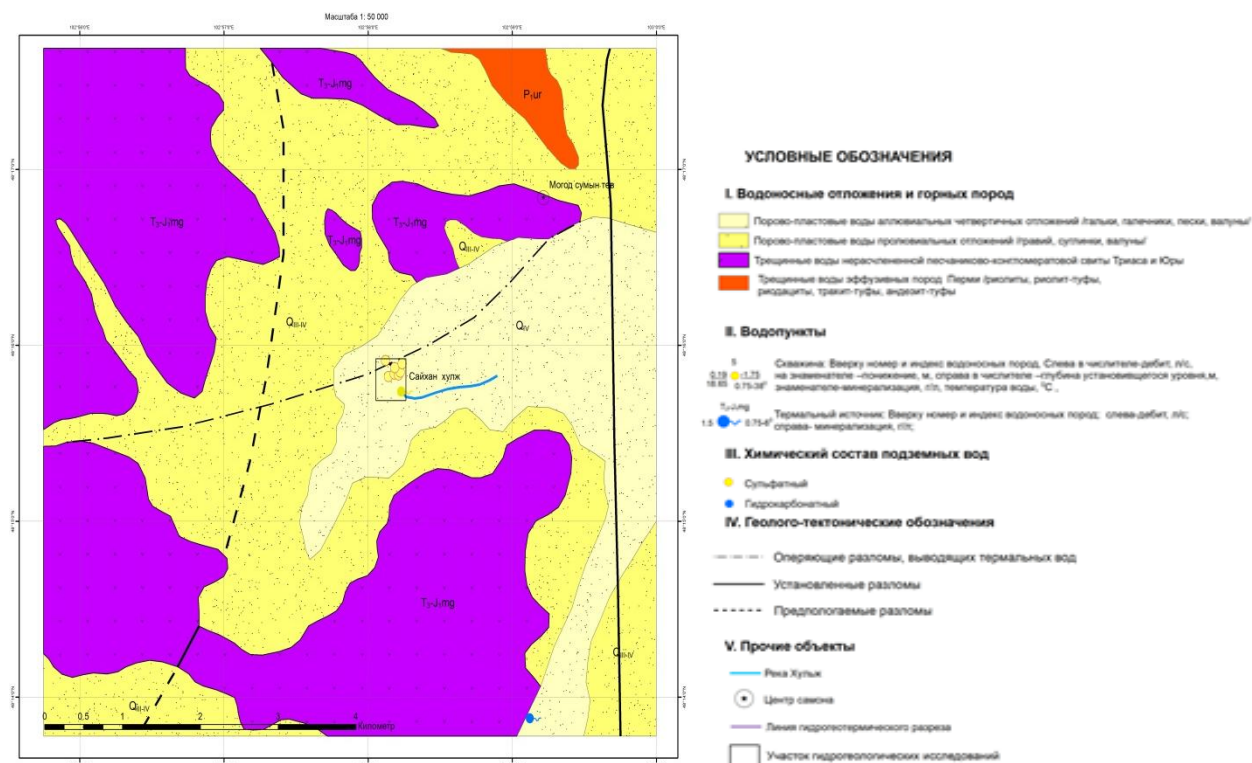


Рис. 5.6. Гидрогеологическая карта района месторождения термальных вод Сайхан Хулж (масштаб 1:500000)

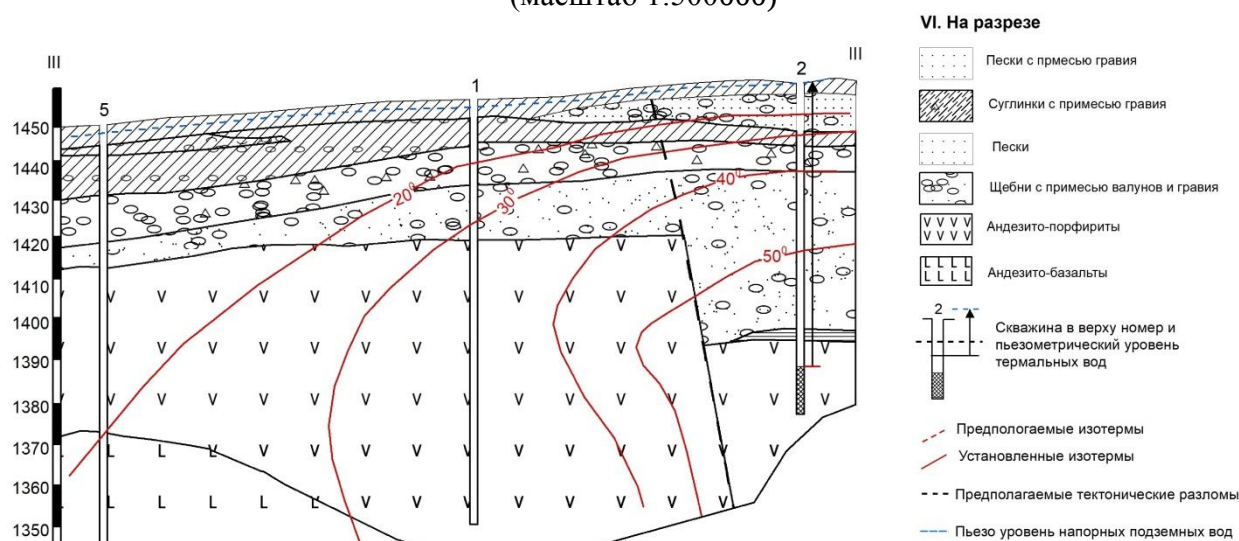


Рис. 5.7. Гидрогеологический разрез месторождения Сайхан Хулж [Нарангэрэл, 1979]

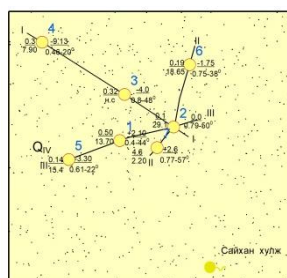


Рис. 5.8. План расположения гидрогеологических скважин на месторождении термальных вод

Термальные воды были вскрыты поисково-разведочными скважинами на глубинах от 6 (в рыхлых отложениях) до 202 м (в коренных породах) с температурой 20–55 °С и дебитами 0,3–4,6 л/с при понижениях 2,0–2,6 м, соответственно. Термальные воды Сайхан Хульжинского месторождения относятся к так называемому Хульжинскому типу и характеризуются низкой минерализацией (не более 0,83 г/л), сульфатным натриевым составом, высокой температурой (45–57 °С) и кислой реакцией (6,6–6,9). В настоящее время на гидротермах Сайхан Хульж сезонно действует курорт местного значения. Отметим, что высокие лечебные качества термальных вод, значительные ресурсы месторождения Сайхан Хульж и благоприятные природно-экономические условия территории создают предпосылки для дальнейшего расширения гидроминеральной базы Хангайской термальной области.

5.2.2. Месторождение термальных вод Отгонтэнгэр

Месторождение Отгонтэнгэр находится на территории Дзабханского аймака, в 75 км к востоку от аймачного административного центра г. Улиастай, в сильно пересеченном горном районе хр. Хангай. Гидротермальные источники расположены у северного подножья горы Отгонтэнгэр, вершина которой является самой высокой в горной стране Хангая (4031 абс. м). Первые сведения о проявлении термальных вод Отгонтэнгэр приводились химиком В.А. Смирновым в 1926 г. После этого его обследовали О. Намнандорж, Ш. Цэрэн (1957 г.), З.П. Козловская (1964 г.), Г.М. Шпейзер, Б.И. Писарский (1973 г.), З. Нарангэрэл, Н. Лхагва и другие.

В геологическом строении месторождения минеральных вод Отгонтэнгэр принимают участие интрузивные породы палеозоя и четвертичные отложения (рис. 5.9). Интрузивные породы представлены гранитами, субщелочными гранитами, средне-крупнозернистыми ясно порфировидными лейкократовыми гранитами. Этот массив характеризуется интенсивным эрозионным расчленением. Четвертичные отложения представлены гравийно-галечниковым материалом и слюдинистым песком с валунами ледникового происхождения. Видимая мощность ледниковых отложений составляет 10–15 м [Н. Лхагва и др., 1989].

Установлено, что термальные воды приурочены к зоне тектонического дробления интрузивных пород, а их разгрузка связана с опеляющими и поперечными второстепенными трещинами разного направления. Основной разлом проходит в долине р. Аршаан, имеет северо-западное направление и сопровождается зоной дробления. Общая площадь очага разгрузки термальных вод на дневной поверхности достигает 0,13 км² (650×200 м). Самые высокотемпературные (50–55 °С) выходы (9, 23) приурочены к узлам пересечения тектонических разломов и находятся в центральной части участка.

В пределах месторождения отмечены 40 горячих выходов с температурой 28–55 °С. Температура воды у 60 % отмеченных источников в среднем составляет 42–47 °С, в остальных

она не превышает 23–38 °С. Суммарный дебит горячих источников с температурой 42–55 °С составляет 6,0 л/с. В результате режимных наблюдений на месторождении в течении годичного цикла не отмечались изменения химического состава, температуры и дебита в зависимости от интенсивности выпадения атмосферных осадков.

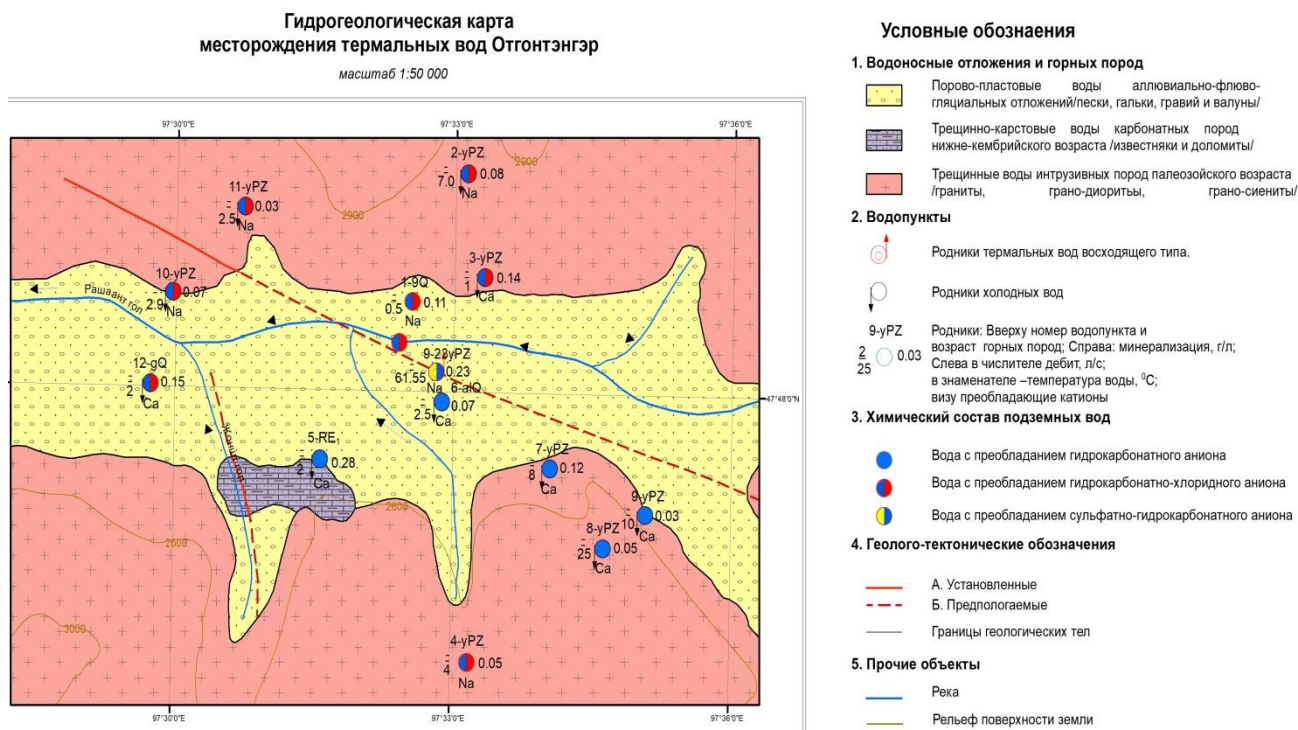


Рис. 5.9. Гидрогеологическая карта месторождения термальных вод Отгонтэнгэр (Масштаб 1:50000)

Выходы горячей воды расположены на высоте до 40 м над урезом реки на расстоянии 0,5 км от русла. По химическому составу термальные воды относятся к Хульжинскому типу сульфатных натриевых гидротерм и характеризуются низкой минерализацией (до 0,29 г/л), кислотнo-щелочной реакцией (7–9), с содержанием кремниевой кислоты 32–74 мг/л. В настоящее время на месторождении термальных водах Отгонтэнгэр сезонно действует курорт республиканского значения, который базируется на естественных выходах термальных вод, имеющих температуру до 57 °С. Минеральные воды Отгонтэнгэрского месторождения используются для лечения болезней суставов, нервной системы, органов кровообращения, кишечнo-желудочного тракта, кожных и генекoлогических заболеваний.

5.3. Основные гидроминеральные комплексы

Одной из особенностей распространения минеральных вод на территории Монголии является существование, так называемых, природных гидроминеральных комплексов [Геохимия..., 1976; Доржсурен, 1983]. Под природным гидроминеральным комплексом

понимается сосредоточение проявлений и месторождений различных типов минеральных вод в непосредственной близости друг от друга, что значительно расширяет возможности их использования для бальнеологических целей на существующих здравницах и курортах, повышает перспективы освоения новых объектов [Геохимия..., 1976; Инструкция..., 1979; Карта..., 2003; и др.]. Результаты проведенных исследований за период 1976–2018 гг. позволяют выделить на территории Центральной Монголии лишь только два таких природных гидроминеральных комплексов.

Комплекс Аварга Тосон расположен в Хэнтэйском аймаке, в районе Дэлгэрхан самона и включает минеральное оз. Тосон, месторождение лечебных сероводородных грязей и углекислый источник Аварга рашаан. Озеро с объемом водной массы 700000 м^3 имеет гидрокарбонатный натриевый (содовый) состав воды, повышенную концентрацию ряда микрокомпонентов и минерализацию около 11 г/л, характеризуясь сильнощелочной средой ($pH=9,7$) и окислительной геохимической обстановкой. Максимальная глубина озера – 3,5 м. Дно озера сложено сероводородным илом с ориентировочными запасами 60000 м^3 . Сероводородная жирная грязь залегает в пересохшей озерной котловине рядом с оз. Тосон, а ориентировочные запасы которого составляют 100000 м^3 .

Углекислый источник Аварга рашаан находится в 10 км к юго-востоку от оз. Тосон. В округлых ямках среди обломков гранитов имеется несколько выходов гидрокарбонатных магниевых вод с концентрацией CO_2 – 2 г/л и их минерализацией 0,7 г/л. Суммарный дебит источника составляет около 0,25 л/с. Содовые воды озера, грязи и углекислые водные растворы источника стихийно используются местным населением в лечебных целях. Терапевтический эффект применения воды оз. Тосон привлек внимание монгольских медиков, ведущих наблюдения за больными с определенными видами болезней. Однако общего врачебного контроля на водоемах нет.

Интересно, что рядом с оз. Тосон имеется еще одно озеро с водой близкого состава, но с очень низкой минерализацией (0,2 г/л). Вода этого водоема используется для питьевых нужд местным населением. Однако здесь нет зон санитарной охраны, как и у источника Аврага рашаан, о сильном поверхностном загрязнении которого свидетельствует высокое содержание иона NH_4^+ (15 мг/л). Как нам представляется, комплекс Аварга тосон является первоочередным объектом для создания курорта государственного значения. Прежде всего, здесь необходимы режимные комплексные наблюдения за всеми гидроминеральными объектами с участием гидрогеологов, физико-химиков и врачей-бальнеологов, а также требуется бурение разведочно-эксплуатационных скважин на углекислую подземную воду.

Комплекс Хужирт включает крупное и широко известное в Монголии месторождение азотных гидротерм, на базе которого функционирует курорт

международного значения Хужирт. В районе существует углекислый источник Ууртийн тохой, где можно достаточно уверенно прогнозировать наличие месторождения углекислых вод. Азотные гидрокарбонатные натриевые термы Хужирт характеризуются высокой температурой +55 °С и целым рядом компонентов, концентрация которых превышает бальнеологические нормы. К числу таких компонентов относятся: кремний – до 123 мг/л (H_2SiO_4), гидросульфид – около 12 мг/л (HS^-), радон – 5–6,8 тмС/л. Кроме этого, в водах Хужирта установлена повышенная концентрация бора – 8,5 мг/л ($H_3BO_2 + H_2BO_3$), фосфора – 0,1 мг/л (HPO_4), рубидия (0,1 мг/л). Термальные воды также содержат фтор ($F=17–21$ мг/л). Такой широкий спектр бальнеологически активных компонентов флюидов предопределяет уникальность вод месторождения гидротерм Хужирт.

В 36 км к северу-западу от курорта Хужирт установлены и нами впервые оценены гидрокарбонатные кальциево-натриевые источники с концентрацией $CO_2 = 0,84$ г/л и минерализацией 2,2 г/л. Их вода аналогична с известным в России водами курорта «Ласточка» в Приморском крае. Источники радоновые ($R_n=6–8$ тмС/л), здесь отмечено повышенное содержание кремния – 58 мг/л (H_4SiO_4), бора – 4,2 мг/л (H_3BO_3), лития (3 мг/л), стронция (0,3 мг/л), марганца (1,6 мг/л). Воды Ууртийн тохой рашаана, таким образом, очень богаты компонентами, имеющими бальнеологическое значение. Дебит источника оценить пока невозможно, так как часть углекислых струй по разломной зоне разгружается в русло р. Орхон.

Освоение Ууртийн тохойского проявления углекислых вод в настоящее время представляется неотложным. Оно должно начаться с детальной разведки района источника, включающей бурение разведочно-эксплуатационных скважин, физико-химическое и санитарно-гигиеническое исследования. Комплекс Хужирт после освоения углекислых вод Ууртийн тохой может стать курортом с уникальной гидроминеральной базой, возможно его превращение в крупный центр международного туризма, чему способствует живописная природа в районе источника, а также протекающая здесь р. Орхон и прилегающая к ней зеленая зона.

К числу гидроминеральных объектов Монголии, требующих расширения и первоочередного освоения, относится месторождения Шаргалжуут и Халзан-уул. Карбонатно-гидрокарбонатные натриевые воды Шаргалжуутинского месторождения с их исключительно слабой минерализацией (0,36 мг/л) уникальны по температуре, достигающей в зимний период 96 °С. Месторождение характеризуется значительными запасами термальных вод, суммарный дебит видимых струй превышает 10 л/с. На его базе функционируют курорт государственного значения.

В термальных водах Шаргалжуутского месторождения в концентрации, превышающей бальнеологические нормативы, содержатся гидросульфит – 11,4 мг/л (HS^-), выявлено повышенное содержание кремния – 23 мг/л (H_4SiO_4), бора – 4,0 мг/л

($H_3BO_2+H_2BO_3$), лития (0,35 мг/л), рубидия (0,04 мг/л), молибдена (0,02 мг/л). Гидротермы фтористые ($F=18$ мг/л). Нет сомнения, что при бурении глубоких скважин на месторождении можно получить паро-водяную смесь с очень высокой температурой. Это открывает исключительно широкие возможности использования Шаргалжуутских гидротерм, за счёт которых могут быть осуществлены теплоснабжение и электрофикация мощного парниково-тепличного хозяйства, а также курортов. Учитывая, многочисленность выходов гидротерм с разной температурой и, по-видимому, с вариациями состава воды в различных источниках, представляется необходимым детальное физико-химическое исследование месторождения с постановкой режимных наблюдений для выявления показаний лечебного использования различных источников.

Месторождение Халзан уул представлено гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми водами с содержанием CO_2 около 1 г/л и общей минерализацией 10 г/л. В растворах Халзан уулского месторождения в концентрациях, превышающих бальнеологические нормы, содержится: сероводород – 11 мг/л (H_2S+HS^-), бор – 141 мг/л (H_3BO_3), литий (6 мг/л). В высоких концентрациях обнаружены радон ($R_n=6-7,5$ тмС/л), рубидий (19 мг/л), фосфор – 0,25 мг/л ($HPO_4^-+HPO_4^{2-}$), железо – 4 мг/л ($Fe^{2+}+Fe^{3+}$). На месторождении проведены предварительные разведочные работы, где пробурены 3 скважины. Представляется необходимым строительство на базе этого месторождения курорта государственного значения довольно редкого не только в Монголии, но и для России. Перечисленные гидроминеральные комплексы и гидротермальные объекты, на наш взгляд, наиболее перспективны, что требует первоочередного и детального комплексного их изучения, в дальнейшем освоения и расширения.

Из других обследованных месторождений гидротерм и проявлений минеральных вод следует выделить месторождение сульфатных натриевых гидротерм Хульж, запасы которого предварительно можно оценить как очень высокие. На базе этого месторождения также представляется целесообразным строительство крупного курорта государственного значения. Ранее в 1980 г. Е.В. Пиннекером проведена типизация термальных вод Хангайской гидротермальной системы Монголии, позволяющая расширить представления об особенностях химического и газового состава подземных флюидов разных месторождений (таблица 5.2).

5.4. Теплоэнергетические ресурсы, возможность их расширения

5.4.1. Использование термальных вод в народном хозяйстве

Таблица 5.2

Схема типизации термальных вод Хангайской гидротермальной системы Монголии (по Е.В. Пиннекеру, 1980)

Группа вод (по газовому составу и температу- ре)	Тип воды (по минера- лизации и химическому составу)	Структурно- геологи- ческая обстановка	Основ- ные приз- наки типа	Физико-химические особенности типа		Главный представитель, состав воды и бальнеологическое использование (сходные типы в России)	Предста- вители, отнесен- ные к типу	Подтип вод (концентрации выше бальнеологи- ческих форм)	Представители, отнесенные к подтипу
				Реакция (<i>pH</i>) Темпера- тура, °C	Среда (<i>Eh</i> , мВ)				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Азотные (> 80 %, термаль- ные T > 20 °C	Хульжийн- ский - воды очень слабой минерализа- ции, сульфатные натриевые	Зоны разломов и узлы их пересече- ния в гранитах и эффузивах	$M < 1$ г/л, $SO_4 >$ HCO_3 $Na + K \geq$ 66 экв. %	Щелоч- ная и слабо- щелочная <u>8,45–8,65</u> 21–56	Восстанови- тельная переходная или окислитель- ная (+70...+420)	Месторождения Хульж $T = 58$ °C; $M = 0.6-0.8$ г/л $HS (13.5) + H_2S (0.5) = 14$ мг/л, $pH = 8.5$ <u>$SO_4 79 (HCO_3 6 + CO_2 6) 12 Ce 10$</u> $Na 80 Ca 18 NH_4 1 K 1$ Курорт аймачного значения (Горячинский в Бурятии)	Месторож- дения: Отгонтэнгэр, Зарт, Уртрэг, Хонжил	Гидро- сульфидные слабые. Гидросуль- фидные слабые, фтористые	Месторождения Хульж Месторождения Отгонтэнгэр, Зарт,
	Хужиртинс- кий - воды исключи- тельно слабой минерализа- ции, гидрокарбо- натные натриевые	Зоны разломов и узлы их пересечения в гранитах и прикантакто- вых зонах гранитоидов с эффузивами и палеозойским и осадочными отложениями	$M < 0,5$ г/л, $HCO_3 +$ CO_3 $Na + K \geq$ 66 экв. % CO_3 > 20 экв. %	Щелоч- ная <u>8,5–9,0</u> 20–92	Восста- новитель- ная переход- ная или окисли- тельная (+90...+220)	Месторождения Хужирт $T = 56$ °C; $M = 0.3$ г/л $HS (12.9) + H_2S (0.5) = 13.4$ мг/л $H_4SiO_4 = 198$ мг/л, $pH = 8.5$ <u>$(CO_3 32 + HCO_3 29) 61 F 18 SO_4 13$</u> $Na 94 K 3 NH_4 1$ Курорт международного значения (Горячинский в Бурятии)	Месторож- дения: Шаргалжуут бага Шаргалжуут, Цэнхэр, Шивэрт	Гидросульфидные слабые, кремнистые. Гидросульфидные слабые, фтористые. Кремнистые слаборадоновые. Гидросульфидные слабые, слабо- радоновые. Кремнистые, слаборадоновые, фтористые	Месторождения Бага Шаргалжуут, Шивэрт, Чулуут, Гялгар, Цэнхэр, Хужирт

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Таацынский - воды слабой минерали- зации, гидрокарбо- натно- или сульфатно- хлоридные натриевые или кальциевые	Зона разломов в гранитах	$M < 2$ г/л $Cl + HCO_3$ или $Cl + SO_4$ 66 экв. %	Слабо- щелоч- ная <u>8,4</u> 19–55	Восстано- вительная переход- ная или слабо окислитель- ная	Источник Таацын $T=55$ °C; $M=0.4$ г/л $HS + H_2S = 6.5$ мг/л, $pH=8.4$ <u>$Cl 49(HCO_3 21 + CO_2 13) SO_4 17$</u> $(Na + K) 75 Ca 13 Mg 7$ Курорт международного значения (Горячинский в Бурятии)	Источник Саарал морь	Гидро- сульфидные слабые	Источник Саарал морь

Вопросы изучения и практического использования недр Земли привлекают в последние годы все большее внимание. Во многих странах осуществляются широкие геотермические исследования и разведочные работы по изучению и выявлению ресурсов природных носителей, которые могут использоваться в теплоэнергетических целях. Большие работы, проведенные в этом направлении в Новой Зеландии, Италии, Японии и других странах, а также разносторонние исследования и разведка термальных вод в Монголии дали обширные новые материалы о возможных тепловых ресурсах и перспективах использования различных геотермальных месторождений.

Высокие температуры подземной гидросферы Хангая связаны с магматогенной термоаномалией и представляют огромный практический интерес. Этот регион может быть рекомендован для использования гидротермальной энергии не только в коммунальном хозяйстве, но и для выработки электроэнергии. Расчетные глубины формирования гидротерм находятся в пределах 4 км, однако их реальные значения, учитывая потери тепла при подъеме флюидов и их смешении с метеорными водами, будут значительно больше.

Отметим, что гидротермальная энергия является экологически чистым и возобновляемым ресурсом земных недр. Одним из огромных преимуществ использования гидротермальных систем является их доступность и непрерывность во времени. Постоянный приток тепла Земли обеспечивает неисчерпаемый источник энергии [Ресурсы..., 1975; Берман, 1978; и др.]. Монголо-Байкальский регион, особенно восточный сегмент Хангайского сводового поднятия, чрезвычайно богат термальными водами и представлен многочисленными источниками с температурами флюидов от 30 до 92 °С. Накопленные данные о тепловом режиме различных районов – областей современного и молодого вулканизма, а также многих древних платформенных и складчатых областей – в сочетании с результатами разведки и использования многих месторождений термальных вод позволяет в настоящее время обоснованно и реально подойти к оценке их практической значимости (рис. 5.10).

Месторождения термальных вод представляют собой естественные скопления в верхних горизонтах земной коры различных теплоносителей (магмы, горячих газов, паров, термальных вод), обладающих высокими тепловыми параметрами, которые позволяют использовать их в теплоэнергетических целях [Инструкция..., 1985]. Они могут формироваться в разнообразных геоструктурных условиях и существенно различаться по составу теплоносителей и тепловой мощности. Выявление типов геотермальных месторождений, геологических закономерностей их образования и возможных тепловых ресурсов необходимо для правильной оценки их практического использования. Тип геотермального месторождения

может быть определен четырьмя основными показателями: видом теплоносителя, геоструктурным положением месторождения, составом теплоносителя, тепловыми параметрами. Геотермальные месторождения подразделяются по виду теплоносителя на магматические, газопаровые, гидротермальные и воздушные.

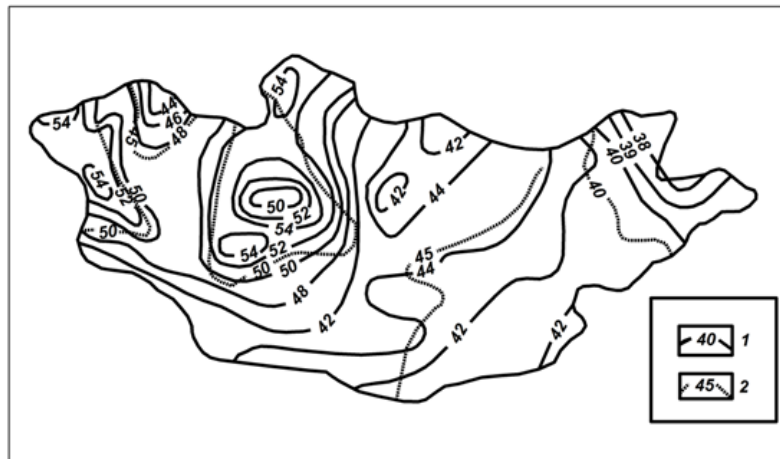


Рис. 5.10. Схема теплового потока на территории Монголии (изолинии теплового потока, мВт/м²: 1 – установленные уверенно; 2 – предполагаемые) [Хуторской, 1996]

Термальные воды гранитных массивов Монголии характеризуются широким распространением, но ограниченными запасами, не превышающими даже в случае вскрытия их глубокими скважинами с дебитами 3–5 л/с, в исключительных условиях до 10 л/с и температурами (на выходе) не более 90–96 °С. Ограниченные ресурсы таких месторождений, аналогичные по масштабам проявлениям азотных слабоминерализованных терм гранитных массивов, и малая минерализация растворов позволяют рассматривать их только как возможные источники теплофикации небольших предприятий, санаторных учреждений и парниково-тепличных хозяйств с обязательным применением теплообменников. Сколько тепла заключено внутри недр Земли – неизвестно, однако, если судить по извержениям вулканов с лавовыми потоками, а также по таким, не менее явным проявлениям, как термальные источники, гейзеры и фумаролы – его вполне должно быть достаточно, чтобы обеспечить большую часть населения необходимой энергией. Также при этом необходимо учитывать объемы внутренней, жидкообразной части Земли с магмой и ее теплоемкость.

В Монголии геотермальные ресурсы страны по использованию разделились на 3 главных типа: бальнеология и санатория, отопление, электроснабжение. Теплоснабжение в Монголии на базе термальных вод развивалось, в основном, путём создания мелких объектов отопления, горячего водоснабжения и бальнеологии (рис. 5.11). В 1965 г. советские учёные С.С. Кутателадзе, А.М.

Рузенфельд запатентовали геотермальную энергетическую установку для получения электроэнергии из горячей воды с температурой более 80 °С. В 2016 г. японские специалисты впервые поставили на курорте «Цэнхэр» установку и получили электричество для гостиничного комплекса.



Рис. 5.11. Участок сбора, накопления и перекачки термальных вод для санаторно-курортного потребления (фото автора, 2019)

Под термином «теплоэнергетические» понимаются природные подземные воды, пригодные для использования в народном хозяйстве в качестве источника для получения тепла или выработки теплоэнергии [Справочное..., 1979]. Основным показателем для отнесения подземных вод к категории теплоэнергетических является их температура. При этом, следует учитывать и расходы (запасы) гидротермального источника (месторождения). Теплоэнергетические воды, также, как и другие виды подземных вод (питьевые, технические, минеральные), используемые в народном хозяйстве, являются полезным ископаемым. При этом, они рассматриваются, как комплексное сырье и могут быть использованы как в лечебных целях, так и как источник получения ценных элементов или их соединений для различных технологических нужд.

При региональном картировании с учётом возможных направлений практического использования подземных вод, как комплексного полезного ископаемого, выделены следующие группы термоисточников по температуре (°С) [Маврицкий, 1971, Справочное..., 1979]:

Слаботермальные	20–50
Термальные	50–75
Очень горячие	70–100

К теплоэнергетическим относят, как правило, воды с температурой выше 35–40 °С, учитывая при этом, что нижний ее предел, применяемой для обогрева защищенного грунта и для бальнеопроцедур без дополнительного обогрева, составляет 35 °С, а нижний предел температуры воды, употребляемой для горячего водоснабжения, 40–45 °С. На основании опыта по использованию, теплоэнергетические воды делятся низко- и среднепотенциальные.

Воды низкопотенциальные (с температурой 35–70 °С) можно эффективно использовать для оттаивания мерзлых пород и промывки россыпей, интенсификации рыбоводства, обогрева открытого грунта, для закачки в нефтеносные пласты, для технологических процессов, требующих низкопотенциальных теплоносителей. Для теплоснабжения промышленных, сельскохозяйственных и коммунально-бытовых объектов эти гидротермы имеют ограниченное применение. В основном они используются в районах с благоприятными климатическими условиями или в любых районах применением пикового подогрева.

Воды среднепотенциальные (с температурой 70–100 °С) могут эффективно использовать для теплоснабжения промышленных, сельскохозяйственных и коммунально-бытовых объектов, для технологических нужд, заводнения нефтяных залежей. Эффективность теплотехнического использования этих вод может быть существенно повышена при оборудовании объектов – теплопотребителей специальными системами отопления и вентиляции, оптимизированными для условий низко- и среднепотенциальных теплоносителей, включая комбинирование этих систем с тепловыми насосами.

К теплоэнергетическим ресурсам относятся подземные воды с температурой более 35 °С независимо от их химического состава [Инструкция..., 1985; и др.]. Распространение термальных вод в центральной части Монголии показано на рис. 5.12. Для уточнения потенциала тепловых ресурсов термальных вод Хангайского сводового неотектонического поднятия нами произведен расчёт суммарно возможной выработки тепла по формуле [Ресурсы..., 1975], адаптированной для установки циркуляционных систем теплоотбора (табл. 5.3):

$$G = 10^{-3} \times Q \times C \times (T_2 - T_1), \quad (5.1)$$

где G – тепловые ресурсы, ГДж/сут; Q – эксплуатационные запасы и ресурсы, м³/сут; T_2 – температура извлекаемой воды из скважины, °С; T_1 – теплоэнергетическая вода с температурой 35 °С; C – удельная теплоёмкость воды (4,186 кДж/кг×°С).

Естественные ресурсы термальных вод на территории Хангайского сводового поднятия Монголии выражаются величиной 12 681,29 м³/сут. Это гидротермы, в основном, выходящие из больших глубин земной коры на поверхность, обладают значением 1 880,926 ГДж/сут энергетического потенциала (табл. 5.3). В настоящее время в Монголии низко- и

среднепотенциальные теплоэнергетические воды используются для теплоснабжения промышленных, сельскохозяйственных и гражданских объектов, и рассматривается возможность широко масштабного использования термальных вод Хангая для целей выработки электроэнергии. Величины глубинных температур, полученные разными геотермометрами (см. главу 4.4) позволили выделить наиболее перспективные участки вне зависимости от природы возникновения тепловой аномалии (см. табл. 4.2).

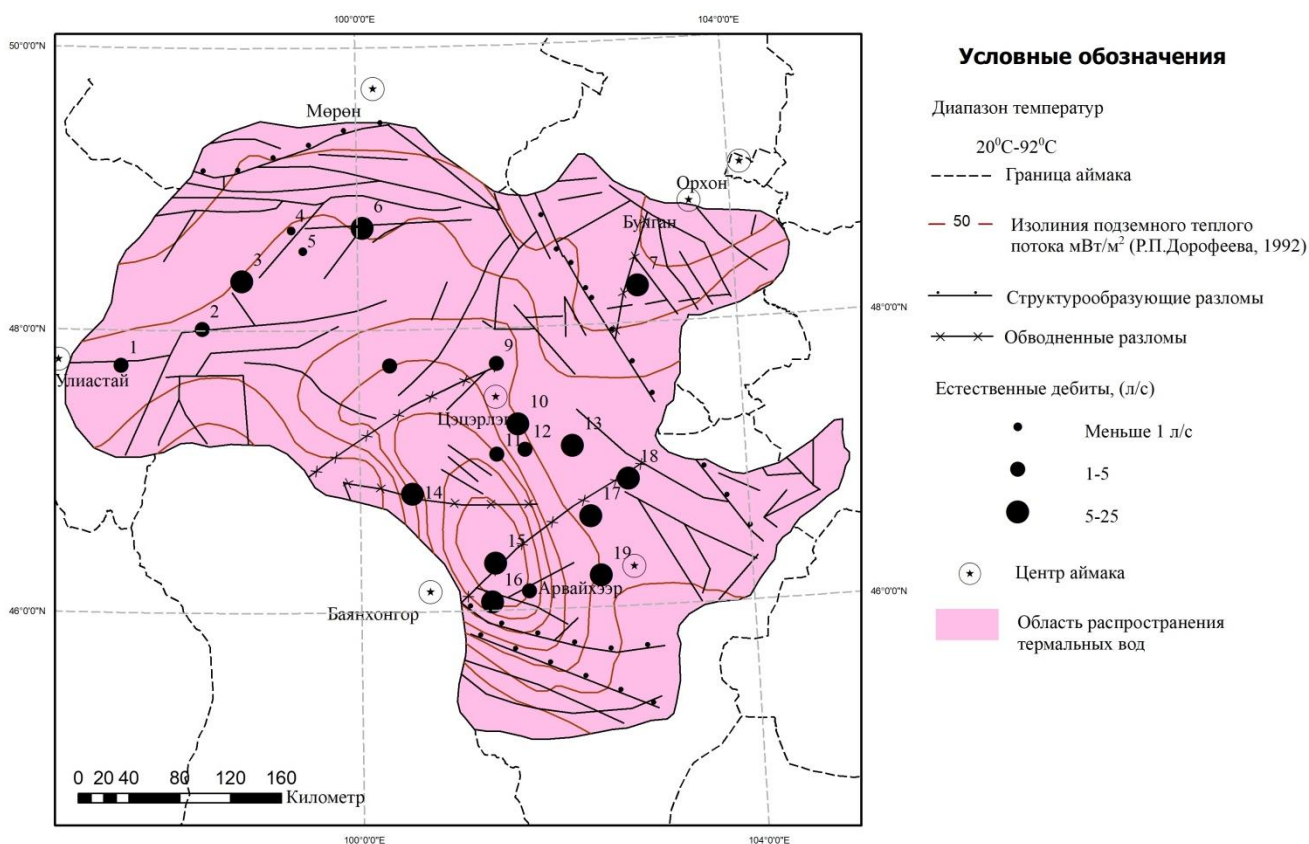


Рис. 5.12. Карта проявлений и месторождений термальных вод Хангайской гидротермальной системы

К перспективным объектам развития термальных вод трещинно-жильного типа можно отнести районы и участки, характеризующиеся многочисленными локальными термопроявлениями, связанными с разломными узлами, где происходили тектонические движения кайнозойского возраста. Районы, расположенные в складчатых областях, испытавших интенсивное воздействие новейших тектонических движений и связанных с ними явлений вулканизма, считаются гидротермальной областью, где термальные воды имеют локальное развитие и относятся к трещинно-жильному типу. Перспективным районом гидротермальных систем Монголии считается Хангайское сводовое поднятие, на территории которого оказались

Таблица 5.3

Оценка тепловых ресурсов термальных вод Хангайского сводового поднятия Монголии
[Сурмаажав, 2019]

№ п/п	Источники и месторождения	Расположение и координаты	Температура на устье, °C, T ₂	(T ₂ -T ₁), °C	Экспл. запасы и ресурсы, м ³ /сут	Выработка тепла, ГДж/сут	Суммарное количество тепла, ГДж/сут
1	Хожуул	48° 12' 98" 08'	45	10	345,6	14,466	
2	Зарт	48° 21' 98" 46'	44	9	241,92	9,114	
3	Чулуут	47° 55' 100" 15'	45	10	103,68	4,34	
4	Ургуут	47° 15' 100" 05'	40	5	43,5	0,91	
5	Цэнхэр	47° 19' 0,03'' 101° 39' 07,6''	86	51	864,0	184,451	
6	Гялгар	46° 36' 102" 00'	52	17	86,4	6,148	
7	Бор тал	47° 12' 101" 36'	46	11	388,8	17,902	
8	Цагаан сум	47° 40' 102" 00'	69	34	691,2	98,37	
9	Могойт	46° 45' 102" 15'	72	37	604,8	93,67	
10	Хужирт	46° 54' 0,07'' 102° 46' 23,4''	55	20	1742,43	145,87	
11	Хурэмт	46° 16' 102° 47'	55	20	432,0	36,16	
12	Шивэрт	47° 38' 44,7'' 101° 31' 34,4''	55	20	345,6	28,93	
13	Отгонтэн-гэр	47° 45' 97° 30'	56	21	544,32	47,84	
14	Ухэг	46° 48' 30,0'' 100° 52' 2,0''	57	22	43,2	3,97	
15	Шаргал-жуут	46° 20' 0,11'' 101° 13' 56,6''	92	57	4406	1051,28	
16	Бага Шаргалжуут	46° 13' 101° 15'	58	23	864,0	83,184	
17	Таац	46° 07' 101° 38'	55	20	216,0	18,08	
18	Хонжил	48° 34' 99° 22'	62	27	0,72	0,081	
19	Салбарт	48° 35' 99° 37''	44	9	518,4	19,53	
20	Хульж	48° 15' 48,9'' 102° 59' 10,9''	55	20	198,72	16,63	
Итого:					12 681,29		1 880,926

месторождения термальных вод Шивэрт, Цэнхэр (рис. 5.13), Отгон тэнгэр, Чулуут, Хужирт и др. (см. табл. 4.2, 4.3) [Хуторской М.Д. и др., 1991]. Общая характеристика 20 источников и разведанных к настоящему времени главнейших месторождений азотных и слабо минерализованных гидротерм Монголии представлена в таблице 5.3.



Рис. 5.13. Лечебные ванны на месторождении термальных вод Цэнхэр (фото автора, 2017)

Эксплуатационные запасы термальных вод утверждены в ГКЗ по категориям А, В, С на месторождениях Хужирт, Шаргалжуут, Отгонтэнгэр, Шивэрт, Хульж, Зарт и др. Азотные гидротермы используются в Монголии на более 10 курортах, функционирующих на базе упомянутых и разведанных месторождений, а на других термоисточниках имеются бальнеолечебницы. Кроме того, несколько десятков лечебниц местного значения работают на базе неразведанных термальных источников (Могойт, Чулуут, Цэнхэр, Хамар, Цагаан сум, Ухэг, Таац, Бага Шаргалжуут, Хонжил, Салбар, Хожуул, Бор тал и другие).

На ряде курортов, помимо бальнеологического использования термальных вод, последние применяются для отопления зданий на самих курортах близлежащих самонах, а также для теплично-парниковых овощных хозяйств. В качестве основных мероприятий по дальнейшему освоению месторождений азотных слабоминерализованных терм следует предусматривать прежде всего их бальнеологическое использование: строительство новых курортов на Цэнхэрских водах, на источниках Могойт, Чулуут, расширение и благоустройство всех действующих курортов и ряда местных бальнеолечебниц. Использование азотных гидротерм гранитных массивов и метаморфических пород в целях теплоснабжения

можно рекомендовать лишь для местных теплофикационных установок – в рамках теплоснабжения только курортов и небольших тепличных хозяйств. Для использования этих вод в указанных целях, в большинстве случаев, необходима разведка месторождений гидротерм с использованием глубокого бурения и подсчетом запасов подземных вод.

Месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных породах имеют более значительные ресурсы азотных гидротерм. Эти ресурсы будут широко применяться для теплофикации, горячего водоснабжения курортов и различных населенных пунктов, вплоть до крупных городов и для развития теплично-парниковых хозяйств. Сотрудниками Института систем энергетики им. Мелентьева разработаны технологические схемы, учитывая особенности применения геотермальной энергии для энергоснабжения потребителей города Цэцэрлэг. Наиболее перспективными оказались месторождения гидротерм Шивэртэ и Цэнхэр (рис. 5.14),



Рис. 5.14. Использование термальных вод на курорте «Цэнхэр»

расположенные в 10–12 км от города. При таком подходе проект использования геотермальной энергии для тепловодоснабжения г. Цэцэрлэг становится экономически оправданным и рентабельным. В дальнейшем, рассматривается возможность широкомасштабного расширения в применении гидротерм Хангайской гидротермальной системы для целей выработки тепло- и электроэнергии.

5.4.2. Возможность увеличения теплоэнергетических ресурсов

5.4.2.1. Поиски гидротерм с применением геофизических методов

Район выполненных исследований расположен в пределах Хангайского сводового поднятия и территориально расположен в пределах Архангайского аймака (рис. 5.15). Предпосылками существования разломных зон с трещинно-жильными термальными водами в районе г. Цэцэрлэг является его близость к месторождениям гидротерм Шивэртэ, Цэнхэр (20–30 км) и Хуйтен, окружающих со всех сторон долину р. Урд-Тамир с предположительно единым источником тепла и

механизмом теплопередачи. Локальные тепловые аномалии, часто совпадающие с зонами разгрузки гидротерм, обусловлены, в основном, тектонической активизацией и конвективным выносом тепла из наиболее проницаемых участков верхних горизонтов земной коры. Такие трещинные зоны наиболее перспективны для получения и использования гидротермальной энергии.

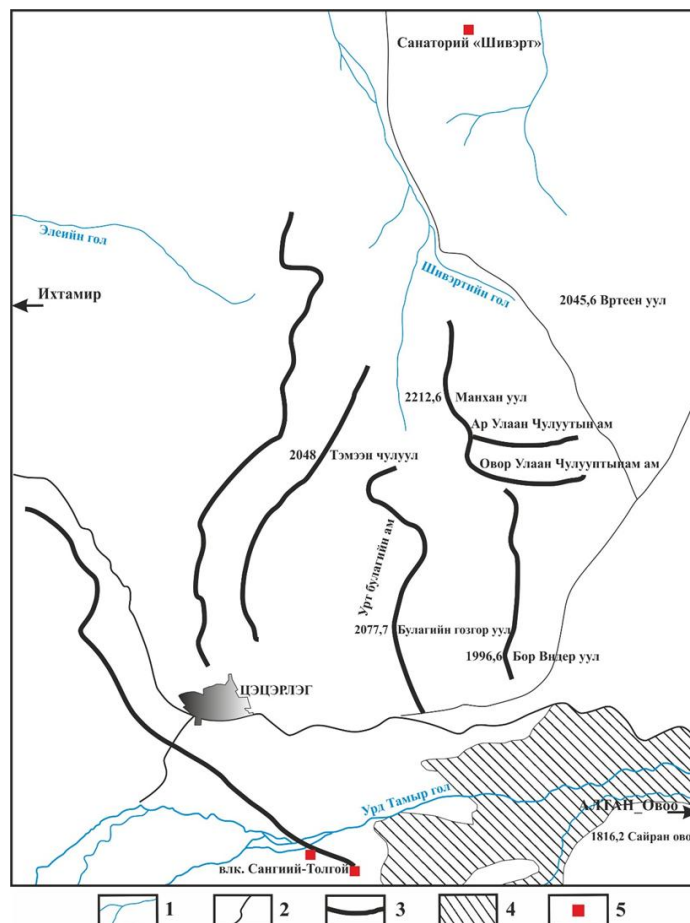


Рис. 5.15. Схема района геофизических исследований: 1 – реки; 2 – дороги; 3 – горные хребты; 4 – заболоченные участки; 5 – геофизические полигоны на участках выходов гидротерм

Основу геологического разреза исследуемого района составляют осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя, прорванные герцинскими интрузиями, наиболее широко распространенными в Монголии, а также кайнозойские эффузивы. Среднепалеозойские отложения представлены, главным образом, песчаниками и реже кристаллическими сланцами, конгломератами, известняками, кварцитами, филлитами, спилитами. В отложениях континентальных фаций к этим породам добавляются еще углисто-глинистые сланцы.

Герцинские интрузии представлены гранитами, составляющими обычно срединные их части, в краевых частях интрузий наблюдаются гранодиориты, кварцевые сиениты,

граносиениты, диориты. Кайнозойские эффузивные образования представлены преимущественно базальтами позднекайнозойских вулканических извержений. Вулканические останцы расположены, главным образом, на вершинах горных отрогов, но в тектонически опущенных блоках они обнажены на уровне тальвегов речных долин. Юго-восточнее г. Цэцэрлэг базальты находятся в долине р. Урд Тамир. Сама межгорная Урд-Тамирская впадина сложена песками, песчаниками, конгломератами, гравелитами, глинами.

Существует два наиболее эффективных метода, позволяющие осуществлять поиски термальных вод в Монголии: пассивная сейсмотомография и электроразведка. Первый метод, изначально появившийся в инженерных изысканиях (микросейсмика), ныне является крайне перспективным для прослеживания путей миграции жидкостей и газов, контроля за изменением проницаемости ослабленных зон. Метод основан на изучении микроземлетрясений, происходящих как при формировании трещин и микроразрывов под влиянием гидравлического давления, так и при шумах, связанных непосредственно с движением флюидов по трещинам. Метод требует организации сети наблюдений и регистрации естественных шумов горного массива, а также достаточно сложной математической обработки и интерпретации полученных сигналов [Колонин, 1989].

Электроразведка, в частности, метод зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и метод вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП), использовались ранее для обнаружения залежей углеводородов, рудных тел и являются эффективными при выделении объектов с контрастными удельными сопротивлениями. Известно, что удельное сопротивление в сильной степени зависит от температуры породы и минерализации насыщающих его растворов [Иселидзе и др., 2014]. Геофизические исследования, проведенные ранее на месторождениях гидротерм Шивэрт (Монголия), Сухая (Россия) показывают, что причиной низких сопротивлений 5–10 Ом×м пород горного массива являются трещиноватые зоны, насыщенные высокотемпературными минерализованными растворами, которые фиксируются скважинами и термальными источниками. В данном регионе гидротермы имеют повышенную минерализацию по сравнению с распространенными здесь холодными подземными водами. Континентальные пресноводные отложения не имеют в своем разрезе галогенных формаций характерных для осадочных толщ морских бассейнов, а седиментационные воды даже в застойных условиях могут оставаться пресными. Если осадочный покров невелик или полностью отсутствует (месторождения Шивэрт, Цэнхэр, Хуйтен), то термальные воды изливаются на поверхности, а если осадочная толща достаточно мощная (200–300 м), в данном случае она надежно изолирует гидротермальные резервуары (гидрогеологические бассейны), которые могут быть вскрыты только буровыми скважинами.

Для поисков таких участков (зон) были проведены наземные геофизические исследования на территории Архангайского аймака методом зондирования становлением поля в ближней зоне в варианте метода переходных процессов, методом вызванной поляризации, а также использована технология вертикальных электромагнитных зондирований (ВЭЗ) [Бадминов и др., 2020]. Совместное применение комплекса наземных методов обеспечивает максимальную информативность и надежность полученных результатов. Геофизические работы проведены на эталонном (месторождение Шивэрт) и на прогнозном участках вблизи вулкана Сангийн-Толгой. Сеть профилей и точек наблюдений разбивалась с помощью GPS-навигаторов таким образом, чтобы подсечь возможный переток термальных вод по долине р. Шивертийн гол в Урд-Тамирскую впадину, а также обнаружить их возможную дислокацию в районе вулкана Сангийн-Толгой (рис. 5.15).

На эталонном участке низкоомные объекты со значениями удельных электрических сопротивлений (УЭС) 1–10 Ом×м маркируются на поверхности термальными источниками и скважинами глубиной до 78 м, что послужило основой для предположения о существовании термальных вод на прогнозном участке, где также на различных глубинах выделены объекты с низкими значениями УЭС. На эталонном участке геофизические профили проложены вдоль (метод ЗСБ) и в крест (метод ВЭЗ) простирания долины р. Шивэртийн гол (рис. 5.16, 5.17). В геоэлектрическом разрезе месторождение гидротерм Шивэрт выделяется в виде неглубоко залегающего резервуара с низкими значениями УЭС 0–30 Ом×м. В 500 м выше по склону долины на восток, в точке V3 обнаружен еще один объект с пониженными значениями УЭС до 80–100 Ом×м. В плане он совпадает с местоположением скважины холодного питьевого водоснабжения курорта «Шивэрт».

В результате проведения поисково-разведочных работ Аршанской партией Улан-Баторского геологического Управления были пробурены 4 скважины и еще одна по результатам работ гидрогеологического отряда Института земной коры СО РАН. Составлен схематический гидрогеологический и геотермический разрез вкрест простирания долины р. Шивэрт (рис. 5.18). Разгрузка термальных вод происходит по зоне разлома через песчано-гравийные отложения, а сам гидротермальный резервуар сосредоточен в зоне дробления коренных пород на глубине от 40 м до 150 м и имеет свой подводящий канал. Проекция этого резервуара на земную поверхность имеет овальную форму, что хорошо прослеживается по гидрогеологическому, геоэлектрическому разрезам и геоморфологическим признакам (рис. 5.16–5.18). Деграция многолетней мерзлоты обнажила выходы обломков коренных пород в пойме реки Шивертийн-Гол.

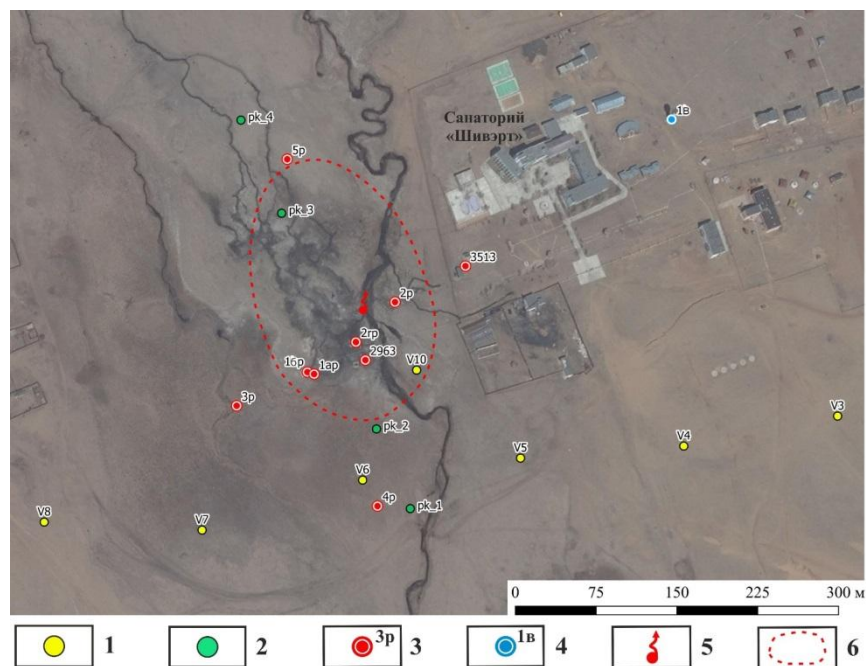


Рис. 5.16. Схема геофизических профилей в районе долины р. Шивэртийн-Гол [Бадминов и др., 2020]: 1 – точки ВЭЗ; 2 – точки ЗСБ; 3 – скважины, вскрывшие термальные воды; 4 – водозаборная скважина; 5 – термальный источник; 6 – проекция гидротермального резервуара

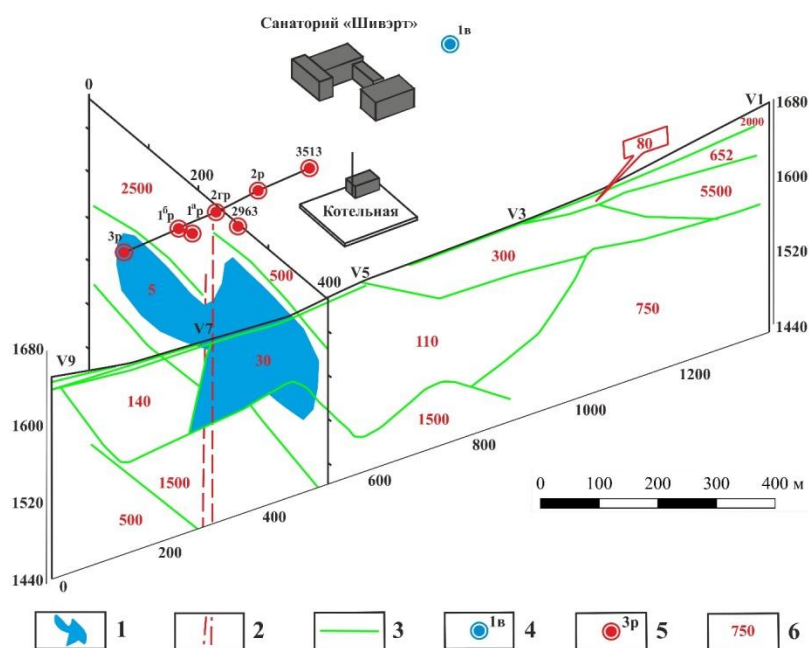


Рис. 5.17. Схема геоэлектрических разрезов в трехмерной проекции с контуром санатория Шивэрт [Бадминов и др., 2020]: 1 – гидротермальный резервуар; 2 – зона разлома; 3 – границы геоэлектрических слоев; 4 – водозаборная скважина; 5 – скважины, вскрывшие термальные воды; 6 – значения УЭС

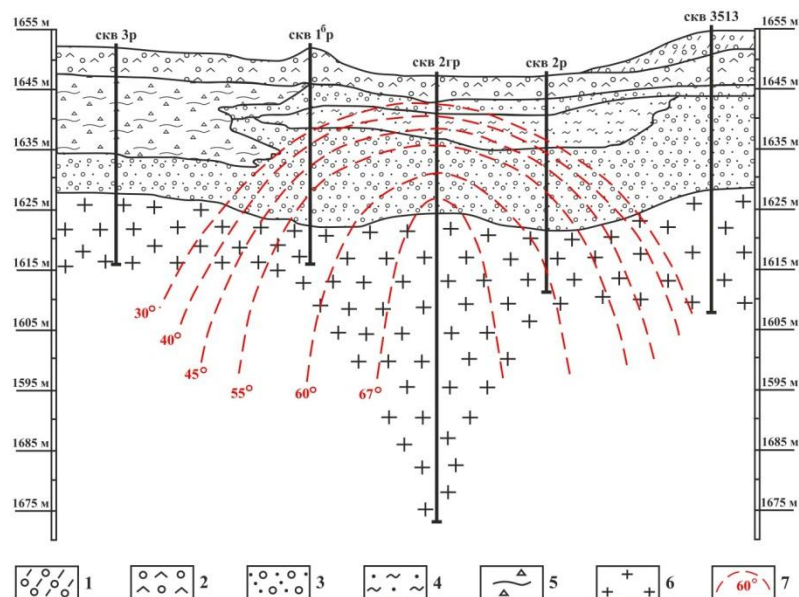


Рис. 5.18. Геолого-геотермический разрез вкрест постирания долины р. Шивэртийн гол [Бадминов и др., 2020]: 1 – супесь и суглинок с редкими валунами; 2 – валунно-обломочный материал с заполнителем из тонкозернистых песков; 3 – пески с гравием; 4 – разномерные пески с прослоями глины; 5 – глины с гравием и дресвой; 6 – граниты окварцованные; 7 – гидроизотермы

Прогнозный участок расположен в долине р. Урд Тамир в 7–8 км от аймачного центра г. Цэцэрлэг у подножья вулкана Сангийн-Толгой. На самом вулкане обнаружен горизонт гиалокластитов и подушечных лав, перекрытый базальтовыми потоками. Поток из нижней части лавового пакета показал среднемиоценовый $K-Ar$ возраст $15,6 \pm 0,7$ млн. лет [Рассказов и др., 2012]. Гиалокластиты и подушечные лавы имеют мощность до 30 м. Эти породы связаны со взаимодействием магматических расплавов с водой среднемиоценового палеоозера Тамирской впадины. Под слоем гиалокластитов и подушечных лав можно ожидать распространение обломочных отложений, накопившихся в палеоозере при нисходящем движении тектонических блоков фундамента впадины. На прогнозном участке геофизические исследования проводились методом электромагнитного зондирования и вызванной поляризации.

На геоэлектрическом разрезе по аналогии с разрезом на эталонном участке «Шивэрт», выделяются как субгоризонтальные, так и субвертикальные зоны с аномально низкими значениями удельных электрических сопротивлений 1–10 Ом×м. (рис. 5.19). Субгоризонтальные структурные элементы представляют собой толщи пород с высокотемпературными минерализованными растворами (гидротермальные резервуары), а субвертикальные зоны являются подводящими (трещинными) каналами, по которым

осуществляется подъем нагретых флюидов с больших глубин. Стоит отметить, что размеры этих резервуаров небольшие 100–200 м, залегают они на глубинах от 400 до 2000 м. Сверху участки с гидротермальными растворами перекрыты непроницаемыми породами и многолетней мерзлотой. Вертикальное электромагнитное зондирование на прогнозном участке было проведено до глубин 80–100 м, и показало отсутствие вторичных резервуаров на этих глубинах. Бурение заверочной скважины глубиной 123 м подтвердило наличие двух обводненных зон с низкими температурами, выделенных на геоэлектрическом разрезе.

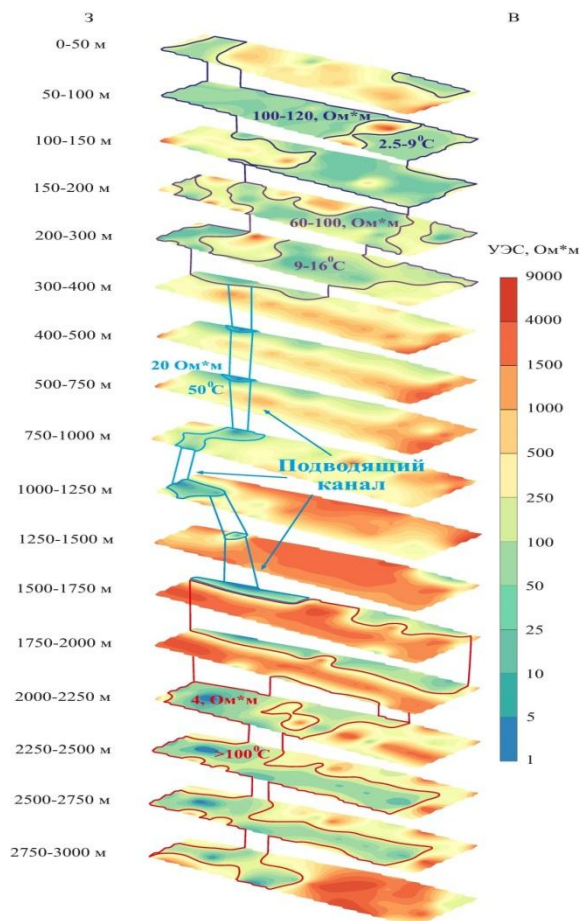


Рис. 5.19. Горизонтальные срезы удельных электрических сопротивлений по данным ЭМЗ-ВП [Бадминов и др., 2020]

В 2016 г. было начато бурение скважины проектной глубиной 700 м, однако на глубине 450 м ее проходка была остановлена. Скважина вскрыла напорные субтермальные воды с температурой 16 °C на забое. При определении геотермических градиентов для четырех интервалов (через 100 м) выполнена непрерывная запись температуры по стволу скважины. Установлена сложная картина сочетания обводненных зон с различными температурными

градиентами. Градиент температуры ($grad\ T$) на первых трехстах метрах составил $+3,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом возрастал с каждым последующим интервалом, однако вследствие притока холодных вод на глубинах 345–360 м далее понизился до $+2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Тенденция на увеличение $grad\ T$ с глубиной дает надежду на вскрытие термальных вод с температурой до $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ на доступных глубинах. Величина теплового потока с учетом среднего $grad\ T = +3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, полученного при бурении 450 – метровой скважины и среднего значения теплопроводности метаморфических пород $2,65\text{ Вт/(м}\times\text{ }^{\circ}\text{C)}$, принятого для Хангайского сводового поднятия [Лысак, Дорофеева, 2003] составит $79,5\text{ мВт/м}^2$, что превышает величины теплового потока, полученные расчетным путем по содержанию изотопов гелия в термальных водах Хангая.

Таким образом, геофизические методы, в частности ЗСБ, ЭМЗ-ВП и ВЭЗ, вполне могут быть использованы для поиска перекрытых зон и участков проявлений гидротерм (гидротермальных ресурсов) в Южно-Монгольском регионе, где сама природа создала все необходимые предпосылки для существования многочисленных проявлений и месторождений термальных вод на небольших и доступных глубинах при гидрогеологическом бурении.

5.4.2.2. Технологические особенности бурения и обустройства гидрогеологических скважин на термальные воды

Технологические аспекты при бурении и сооружении гидрогеологических скважин разного назначения на термальные воды обусловлены рядом природных и технических факторов, которые необходимо учесть при проектировании технологии проходки и обустройства буровой выработки [Сурмаажав и др., 2019]. В их числе: температура гидротерм; пластовое давление в природном подземном резервуаре; глубина залегания и минерализация термальных вод, водопроницаемость вскрываемых обводненных зон, а также категория буримости, трещиноватость, абразивность горных пород, в которых планируется проводка, гидроизоляция (обсадка) и освоение скважины. Необходимо учесть также и потери (поглощение) буровых растворов при охлаждении породоразрушающего инструмента с их применением в обводненных интервалах (зонах).

Ранее по результатам бурения скважин выявлена сложная картина чередования обводненных зон с холодными и субтермальными водами в трещинных зонах кристаллического массива [Сурмаажав и др., 2019, Бадминов и др., 2020]. Для добычи термальных вод с более высокими температурами необходимо надежно изолировать интервалы (места) притоков холодных вод в ствол скважины. Рассмотрим термогидрогеологические условия при бурении и обустройстве гидрогеологических скважин, сооружаемых ранее на термальные воды в регионе,

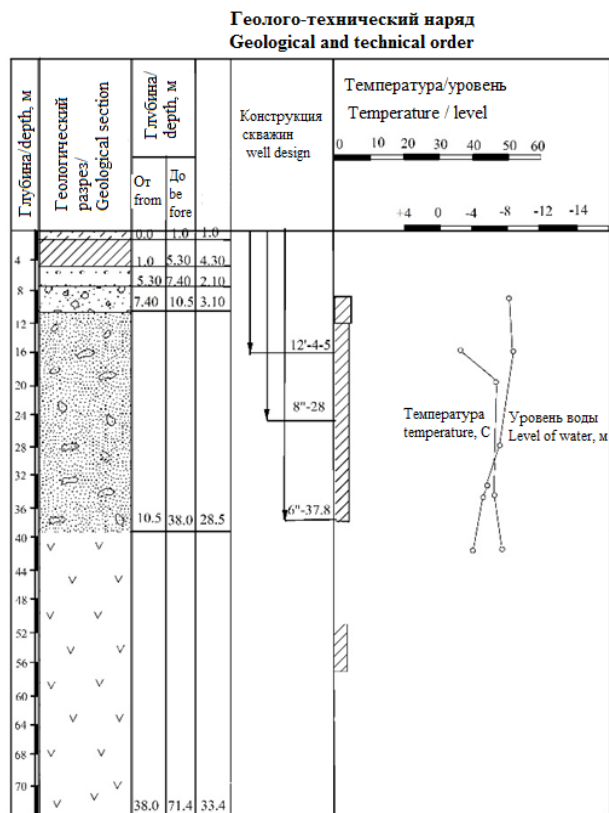


Рис. 5.20. Конструкция гидрогеологической скважины на термальные воды на месторождении Сайхан Хульж (1974 г.) [Сурмаажав и др., 2019]

В условиях охлажденного разреза верхней части осадочного чехла мезо-кайнозойских впадин и речных долин Центральной Монголии горячий подземный флюидопоток неизбежно встречается с холодной массой пресных подземных вод в аллювии речных долин, либо с потоками холодных подземных вод в отложениях предгорных конусов выноса. По сути это основные, главные типы месторождений пресных подземных вод, изучение которых в целях водоснабжения выполнялись в стране многие десятилетия. В большинстве случаев гидрогеологическими исследованиями подтверждены локализованные потоки холодных подземных вод трещинно-жильного типа, приуроченные к обводненным разломным зонам [Ясько, 1978; Степанов, 1985; и др.].

Здесь не исключена сосредоточенная или рассредоточенная разгрузка в аллювиальные отложения горячих термальных и холодных питьевых или азотных минеральных вод по отдельным участкам транзитных разломных зон. Имеющиеся примеры совместной разгрузки горячих и холодных подземных вод на месторождениях гидротерм Хангайского сводового поднятия позволяют сделать вывод о неизбежном разубоживании горячих термальных вод,

поднимающихся с больших глубин, и их охлаждении в зонах смешения с холодными водами в приповерхностных условиях. Поэтому напрашивается вывод о необходимости изоляции или тампонажа интервалов вскрываемого разреза с охлажденными подземными водами. Процесс разубоживания и последующего охлаждения горячих термальных потоков при смешении их с холодными пресными или минеральными водами в природных условиях не позволяет полностью использовать естественный гидроэнергетический потенциал земных недр в очагах разгрузки термальных вод.

В целом, существуют и применяется много методов гидроизоляции интервалов обводненных зон и скважинных выработок (глинизация, битумизация, цементация и т.д) или изоляции с применением обсадных колонн (включая и с использованием композиционных материалов). Выбор того или иного способа зависит от целого ряда факторов: геолого-гидрогеологических, технологических, экономических и других. Для этого производится поиск и разработка метода гидроизоляции по различным вариантам (механического, химического, геотермического и др.); поиск и исследование разных составов поли- или монокомпонентных смесей, в том числе и для инъекционного (химического, механического) тампонажа трещиноватых или пористых пород; кроме этого могут использоваться, также различные коагулянты, кольматанты, гели (типа ГАЛКА[®], КРИОГЕЛЬ) и также другие материалы, в частности, полиуретановые смолы (типа «ЛТ-70»).

При проектных проработках необходимо выполнить информационный поиск по тампонажным и инъекционным глиноцементным, цементным (или другим) составам и технологиям инъектирования трещиноватых горных пород; определение заданных свойств инъекционных растворов. Выбор тампонажных растворов на начальном этапе должен учитывать коррозионную стойкость используемого материала к воздействию термальных вод (флюидов). Закачка инъекционных (или гелеобразующих) композиций приводит к резкому снижению коэффициента фильтрации, при этом учитываются размеры трещин (ширина, протяженность) скального массива, межзерновых пространств поровых толщ и т.д.

Отталкиваясь от задачи сохранения максимально высоких естественных температурных параметров гидротерм, необходимо предложить рациональный комплекс технико-технологических решений, а также их реализация на практике. Если в этом ключе решать задачу оптимизации конструкции скважин, то приходим к выводу, что каждая промежуточная обсадная колонна в стволе гидрогеологической скважины играет двоякую функцию. Помимо закрепления стенок скважины от осыпей, вывалов в рыхлых или слабо сцементированных отложениях, а также в трещиноватых породах, обсадная колонна разобщает рабочее пространство скважины от прямого влияния

подземных вод природных резервуаров, уже вскрытых бурением.

Дополнительно для снижения температурных потерь гидротерм при их движении по стволу скважины на поверхность в ее конструкции следует применять обсадные трубы (включая и эксплуатационные), выполненные из композитных термоизоляционных материалов. При этом будут достигнуты более высокие значения температур гидротерм, перехваченные скважиной, чем наблюдаются в очаге естественной разгрузки через аллювиальные отложения, за счет снижения сопротивлений и увеличения скорости перетока флюида по эксплуатационной колонне. Применение термокейсов (термоизолирующий эффект) показало высокую эффективность при строительстве скважин в интервалах криогенных пород на месторождениях нефти и газа Тюменской области, Республики Саха (Якутия) и на севере Красноярского края. В данном случае предлагается использовать термокейсы, которые снизят степень охлаждения термальных вод в стволе скважины при ее движении от забоя к устью.

Одним из перспективных направлений снижения теплопроводности крепи скважины считается также использование в ее конструкции полимерных материалов на основе полиуретанов. Предложено [Сурмаажав и др., 2019] применять обсадные колонны с двойной стенкой (технология «труба в трубе»), внутри которой находится теплоизолирующий материал – пенополиуретан. Его основным преимуществом следует считать низкие значения коэффициента теплопроводности ($0,019\text{--}0,03\text{ Вт/м}\cdot\text{К}$), в то время как для стали обсадных колонн он составляет $27\text{--}40\text{ Вт/м}\cdot\text{К}$, а небольшая весовая характеристика пенополиуретана не потребует использования дополнительного оборудования для спуска обсадных колонн. Использование данной технологии позволит уменьшить теплотери по стволу скважины на $20\text{--}30\%$, чем обеспечивается возможность получить на поверхности температуру флюида, максимально приближенную к показателям перегретого глубинного раствора.

Особенно важно реализовать надежное разобщение в природных подземных резервуарах с высокими значениями гидрогеологических параметров фильтрационной среды, вмещающей холодные пресные или минеральные воды, таких как коэффициент фильтрации, уровнепроводность и др. Очевидно, что несколько последовательно спущенных в скважину обсадных колонн с обязательным креплением заколонного пространства цементным (глиноцементным) раствором снижают суммарные потери теплотока, который будет получен из данной скважины. Безпрепятственное поступление горячих и перегретых флюидов через эксплуатационную обсадную колонну позволит значительно снизить теплотери, что даст существенную экономическую эффективность. Можно ожидать поступление гидротерм с более высокой температурой ($> 20\text{--}25^\circ\text{C}$), перехваченных скважиной, чем в очагах естественной

разгрузки на земной поверхности.

Рассмотрим в качестве примера гидрогеологические условия месторождения гидротерм Шаргалжуут (см. подглаву 5.1.2.), и предлагаемую конструкцию эксплуатационной скважины, технологию ее проходки и обустройства (рис. 5.21). В целом горно-геологические условия месторождения Шаргалжуут являются благоприятными для бурения скважин на термальные воды [Генезис..., 1982]. Единственной сложностью при сооружении скважины представляется проходка и последующее разбуривание интервалов с кварцевыми диоритами, распространенными в разрезе на всей площади месторождения термальных вод. В этих условиях можно рассмотреть возможность применения пневмо- или гидроударников с целью бурения пилотного ствола колонковым способом с дальнейшим его расширением шарошечными долотами.

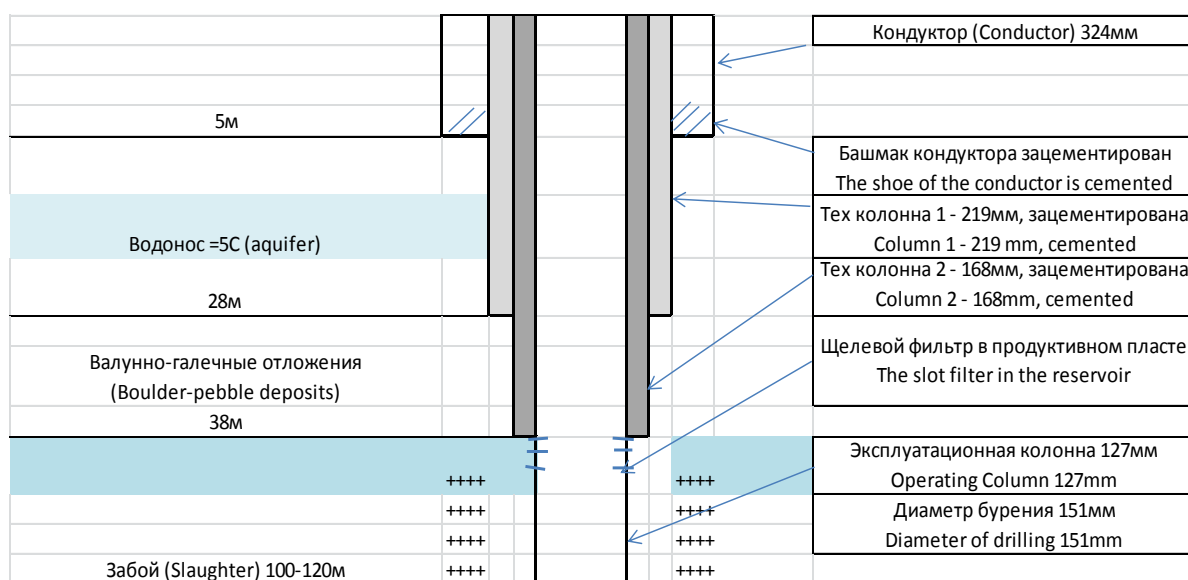


Рис. 5.21. Рекомендуемая конструкция эксплуатационных гидрогеологических скважин на термальные воды [Сурмаажав и др., 2019]

Породоразрушающий инструмент может быть твердосплавным или с алмазным напылением. Буровым станком может выступить буровая установка типа УРБ-2А-2 (УКБ-500С или др.) на базе вездеходного шасси (УРАЛ, КАМАЗ). Глубина бурения скважинных эксплуатационных выработок должна составлять 100–120 м, но может достигать 200–250 м. Рекомендуемая конструкция скважины может быть следующая. На рисунке 5.21 по аналогии с месторождением Шаргалжуут отмечены: интервал рыхлых пород-коллекторов, кровля

трещиноватых пород кристаллического массива, глубина зоны трещинных пород обводненного разлома с термальными водами.

Предложенная конструкция эксплуатационной гидрогеологической скважины на гидротермы с учетом геолого-гидрогеологического разреза, технологические решения в цикле ее походки и крепления решает стоящие перед ней задачи и имеет конкретный экономический эффект, измеряемый в единицах теплового потока (Гкал, кВт), а также в денежном эквиваленте и последующей долговременной экономической целесообразности ее сооружения.

Таким образом, в настоящее время низко- и среднепотенциальные теплоэнергетические воды Хангайского сводового поднятия используются для теплоснабжения промышленных, сельскохозяйственных, гражданских объектов в незначительных объемах. Автором осуществлена систематизация проявлений термальных вод в Центральной Монголии по степени изученности, определены направления дальнейших исследований их бальнеологических свойств и генетического облика. Оцененный тепловой поток гидротерм Хангайской гидротермальной системы, в дальнейшем, позволяет обеспечить значительное расширение практического использования гидроминеральной и теплоэнергетической ресурсов страны. Для этого апробирован и внедрен комплекс геофизических исследований (в частности, электроразведка) на перспективных участках, а также технология проходки и сооружения гидрогеологических скважин, позволяющие сохранить температуру и увеличить тепловой баланс восходящих подземных флюидов. Это и является **третьим защищаемым положением.**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория Центральной Монголии представляет собою типичную горно-складчатую область. В геологическом строении Хангайского сводового поднятия принимает участие комплекс осадочных, магматических и метаморфических пород, где относительно большее распространение имеют кристаллические сланцы, известняки и гранито-гнейсы древнепалеозойских и докембрийских пород. Для кайнозоя характерен отчетливо выраженный базальтовый вулканизм, породы которого представлены относительно слабо дифференцированными базальтами щелочно-оливиновой серии. Вулканиты Монголии содержат разнообразные по химическому и минеральному составу включения глубинных пород и минералов, термодинамически устойчивых в нижних горизонтах земной коры и верхней мантии.

Монголия входит в область интенсивных сейсмодислокаций с проявлением новейшего базальтового вулканизма Центральной Азии. Излияния основной магмы были тесно связаны с новейшими блоковыми движениями земной коры и происходили неоднократно. В Хангайской структуре известны кайнозойские вулканы и особенно широко распространены обширные поля базальтоидов, связанные с центральными (стратовулканы) и трещинными излияниями лав. Значительный объем кайнозойских базальтов приурочен к зоне Северо-Хангайских разломов, играющих важную роль в размещении магматических образований Монголии.

Особенностью неотектоники региона является наличие глубоких радиальных разломов, возникших в результате действия сил растяжения под влиянием интенсивного общего сводового поднятия этой территории, в частности, в конце третичной – начале четвертичной эпох. В процессе дальнейшего тектонического развития данной области появлялись новые разломные зоны, а некоторые из более древних разломов неоднократно подновлялись. Отзвуки активных тектонических движений отмечаются и в современную эпоху, о чем свидетельствуют ежегодно происходящие на этой территории землетрясения, иногда катастрофического характера. Отметим, что разрывные нарушения можно разделить на глубинные и региональные (структурообразующие), а также локальные (в основном обводненные для решения конкретных гидрогеологических задач).

Наибольшее количество термальных источников приурочено к центральной части магистрального хребта Хангай. Этот район максимального проявления новейших дифференцированных поднятий крупных блоков земной коры характеризуется глубокими разломами с сопровождающими их многочисленными оперяющими дислокациями. Такие хребты,

как Хангай, являются основными структурами, раздвигающими земную кору и верхнюю мантию, и представляют области подъема горячих флюидов из глубинных горизонтов земных недр.

Рассматриваемая территория Монголии расположена в пределах двух крупных гидрогеологических регионов – Северного и Южного, соответствующих одноименным тектоническим мегаблокам, а регионы, в свою очередь, подразделяются на гидрогеологические районы первого порядка: в Северном их три, в Южном – два. Районы первого порядка отвечают одноименным складчатым системам, которые сформировались в разные эпохи складчатости.

Систематизация гидрогеологических структур является исходной составляющей для построения геолого-структурных моделей месторождений термальных вод, определения граничных условий, выбора оптимальных и расчётных схем при оценке запасов и ресурсов гидротерм. На основе структурно-гидрогеологического районирования Хангайского сводового поднятия в Центральной Монголии выделено 3 типа гидрогеологических структур, различающихся условиями формирования и распределения подземных вод: гидрогеологические массивы с распространением трещинно-грунтовых вод; гидрогеологические бассейны с порово- и трещинно-пластовым типом подземных вод и обводненные разломы с подземными флюидами трещинно-жильного типа.

Глубокие обводненные разломы, как и приповерхностные разрывные дислокации, являются, в основном, структурами поперечными. Они опережают глубинные и региональные разломы, тектоническая активность которых возобновлялась на современном этапе. На территории Хангайского сводового поднятия глубокие дизъюнктивные дислокации проявляются многочисленными выходами термальных источников, которые формируют месторождения гидротерм Монголии. Проанализировав имеющиеся данные, автором выполнена систематизация выходов и месторождений термальных вод в обводнённых разломах Хангайской гидротермальной системы, при этом разделив их на три типа и выделив их характерные показатели.

Рассматриваемый регион исследований расположен в пределах трех провинций развития минеральных вод. Его северную часть занимает провинция азотных термальных вод, центральную и южную – область азотных, метановых соленых вод и рассолов, в северо-восточной части небольшая территория относится к провинции углекислых холодных вод, и несколько более обширная отнесена к территории с неясными перспективами. В провинции азотных термальных вод сосредоточены почти все известные в Монголии проявления гидротерм, которые относятся к Хангайской гидротермальной области.

Анализ распространения подземных вод в гидрогеологических структурах центральной части Монголии свидетельствует о том, что их наиболее крупные скопления формируются в

пределах бассейнов и обводненных разломов. При этом, в зонах дробления приповерхностных разломов локализуются, как правило, холодные пресные подземные воды, а трещинно-жильные воды глубоких разломов обладают повышенной температурой, специфическим составом и также низкой величиной минерализации. Поэтому, поисковыми признаками проявлений трещинно-жильных термальных вод и локализации месторождений гидротерм следует считать комплекс поисковых критериев благоприятных участков (зон), включающий сейсмический, литологический, гидрогеотермические, структурно-тектонические, геоморфологические, магматические, криогенные, геофизические, геохимические признаки.

В глубоких геосинклинальных бассейнах термальный флюид не связан непосредственно с метеорными водами, питающими приповерхностные горизонты и высвобождается из порового пространства осадочных пород под действием геостатического давления. Разгрузка термальных вод происходит, главным образом, в глубоко врезаемых речных долинах или в межгорных впадинах. В таких структурах создаются гидростатические напоры, в некоторых случаях термодинамические конвективные потоки, облегчающие выход термальных вод на поверхность Земли. Значительная доля в химическом составе термальных вод принадлежит кремнекислоте (H_2SiO_3). Наиболее ее распространенное содержание в термальных источниках Хангая колеблется от 80 до 100 мг/л и более, что составляет около 30 % от минерализации водного раствора. Это позволяет называть термальные воды этой области Монголии кремнекислыми.

Хангайское неотектоническое поднятие имеет свойственные малые мощности земной коры, повышенные показатели теплового потока и геотермического режима недр в виде многочисленных выходов гидротерм. Поэтому здесь наиболее реальные показатели температурного режима региона были получены с использованием различных гидрохимических геотермометров. Одним из самых распространенных химических геотермометров является кремнеземный или *Si*-геотермометр. Это связано с тем что растворимость кремнезема, находящегося в растворе в виде молекул $Si(OH)_4$ сильно зависит от температуры и мало – от содержания других ионов в широком диапазоне *pH*; кремнезем обычно медленно выпадает в осадок. Проведена прогнозная оценка основных показателей гидротермальных систем Центральной Монголии. Значения глубинных температур, полученных разными геотермометрами, позволили выделить наиболее перспективные участки вне зависимости от природы возникновения тепловой аномалии.

В настоящее время в Монголии низко- и среднепотенциальные теплоэнергетические воды Хангайской гидротермальной системы в незначительных объемах используются для теплоснабжения промышленных, сельскохозяйственных и гражданских объектов, но в настоящее время рассматривается возможность широко масштабного использования термальных вод

Хангая для целей выработки электроэнергии. Осуществлена систематизация проявлений термальных вод региона по степени изученности, определены направления дальнейших исследований их бальнеологических свойств и генетического облика. Оцененный тепловой поток гидротерм в Хангайской гидротермальной системе, в дальнейшем, позволяет обеспечить значительное расширение практического использования гидроминеральной и теплоэнергетической баз страны. Для этого оценен комплекс геофизических исследований на «базовом» и перспективных участках, рекомендуемый в дальнейшем для использования (в частности, электроразведка). Предложенная конструкция эксплуатационной гидрогеологической скважины на термальные воды, технологические решения в цикле ее походки и крепления решает стоящие перед ней задачи и имеет конкретный экономический эффект, измеряемый в единицах теплового потока (Гкал, кВт), а также в денежном эквиваленте и последующей долговременной экономической целесообразности ее сооружения.

Таким образом, в диссертационной работе дано теоретическое обобщение и решение научной проблемы – изучению термальных вод в пределах Хангайского сводового поднятия Центральной Монголии. Автором выполнены исследования основных гидрогеологических структур Хангая, условий формирования источников и месторождений термальных вод, проведена оценка теплоэнергетических ресурсов месторождений гидротерм. Сделано обоснование перспектив расширения и использования гидроминеральной базы страны на основе разработки современных представлений о закономерностях локализации и распространения трещинно-жильных термальных вод, имеющих важное народно-хозяйственное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алей М. Условия распространения подземных вод в гидрогеологических структурах центральной части Южной Монголии / М. Алей, Н. Батсук, В.М. Степанов, Д. Сурмаажав // Сб.: Вопросы геологии и металлогении Монголии и сопредельных территорий. – Иркутск, 1989. – С. 84–85.
2. Алей М. Гидрогеологические условия «Тарианы хендий» и оценка эксплуатационных запасов подземных вод / М. Алей, Д. Сурмаажав // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. гидрогеол. – 2012. – № 20. – С. 175–181.
3. Альтовский М.Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод // В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1950. – № 13. – С. 23–29.
4. Аракчаа К.Д. Формирование химического состава Чойганских углекислых вод (Восточные Саяны) / К.Д. Аракчаа, М.Б. Букаты, С.В. Карабибер // Проблемы геологии Сибири. Ч. 2. – Томск.: Изд-во Томск. ун-та, 1996. – С. 288–289.
5. Арсанова А.Г. Щелочные элементы в гидротермах Узона // В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. – М.: Недра, 1974. – С. 195–201.
6. Арсанова Г.И. К геохимии цезия: источник цезия в термальных водах и кислых вулканитах // Электронное научное издание Альманах. Пространство и Время. – Т. 4. – 2013. – Вып. 1.
7. Артемьев М.Е. Корреляция новейшей тектоно-магматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля / М.Е. Артемьев, Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский // Доклады АН СССР. – 1978. – № 211 (6). – С. 1303–1306.
8. Бадминов П.С. Оценка глубинных температур термальных источников Хангая и Восточного Саяна с помощью гидрохимических геотермометров / П.С. Бадминов [и др.] // Вестник БГУ. Химия, физика. – 2011. – Вып. 3. – С. 90–94.
9. Бадминов П.С. Термальные воды Хангая и их возможное использование для целей тепловодоснабжения / П.С. Бадминов [и др.] // . – 2018. – С. 90–94.
10. Батсук Н. Структурно-гидрогеологические условия Хубсугульского фосфоритоносного бассейна / Н. Батсук, В.Е. Путятин, Д. Сурмаажав // Сб.: Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР. – Улаанбаатар, 1986. – С. 38–39.
11. Батсук Н. К вопросу защищенности и загрязнения подземных вод Прихубсугулья / Н. Батсук, М.В. Крашенников, Д. Сурмаажав // Сб.: Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР. – Иркутск, 1988. – С. 35–37.
12. Башкатов Д.Н. Бурение скважин на воду / Д.Н. Башкатов, В.Л. Роговой. – М.: Недра, 1976. – 206 с.
13. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. – М.: Наука, 1966. – 123 с.

14. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли (результаты и задачи исследований) // Сов. геология, 1969. – № 1. – С. 11–30.
15. Белоусов В.И. Структура гидротермальной системы / В.И. Белоусов [и др.]. – М.: Наука, 1993. – 298 с.
16. Берман Э. Геотермальная энергия. – М.: Мир, 1978. – 416 с.
17. Берри И.Л. Новые данные о месторождениях углекислых минеральных вод Жанчивлин (МНР) / И.Л. Берри, З. Нарангэрэл // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1971. – С. 119–124.
18. Бондаренко С.С. Подземные промышленные воды / С.С. Бондаренко, Г.В. Куликов. – М.: Недра, 1984. – 358 с.
19. Бондаренко С.С. Научные и методические основы изучения, оценки и разработки месторождений промышленных вод / С.С. Бондаренко, Г.В. Куликов, В.П. Стрептов // Водные ресурсы, 1985. – № 2. – С. 175–177.
20. Вартанян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отеч. геология. – 2000. – № 6. – С. 14–22.
21. Войтов Г.И. Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах Земли // Журн. всесоюз. хим. об-ва. – 1986. – № 5. – С. 316–533.
22. Галазий Г.И. О возрасте Байкальской впадины / Г.И. Галазий, М.И. Кузмин, Б.Ф. Лут // География и природ. ресурсы. – 1999. – № 1. – С. 10–16.
23. Ганчимэг Д. Газовый состав подземных минеральных вод Монголии: Дис. канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2006. – 104 с.
24. Геншафт Ю.С. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии / Ю.С. Геншафт, Н.С. Зайцев, А.Я. Салтыковский // Геотектоника. – 1978. – № 5. – 105–115.
25. Геншафт Ю.С. О глубинном строении Монголии / Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский // В кн.: Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. – М.: Наука, 1990. – С. 177–181.
26. Геншафт Ю.С. Кайнозойский вулканизм Монголии / Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский // Российский журнал наук о Земле. – 2000. – Т. 2. – № 2. – 105–115.
27. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия / Под ред. Н.А. Маринова и др. – М.: Недра, 1973. – 584 с.
28. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. – М.: Недра, 1973. – 750 с.
29. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода: в 5 томах. Т. 1: Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / Отв. ред. С.Л. Шварцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.

30. Геологические тела (терминологический справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. – М.: Недра, 1986. – 334 с.
31. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, В.М. Швец; Отв. ред. академик Н.П. Лаверов. – М.: Наука, 2004. – 677 с.
32. Геохимия подземных минеральных вод МНР / Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский, П. Доржсурен [и др.]. – М.: Наука, 1976. – 79 с.
33. Гидрогеологическая карта (Масштаб 1:4500000). Национальный атлас Монголии / Н. Батсух, Д. Сурмаажав. – Улаанбаатар-Москва, 1990. – 48 с.
34. Гоби-Алтайское землетрясение. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 392 с.
35. Голубев В.А. Геотермия Байкала. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е. – 1982. – 150 с.
36. Голубев В.А. Гидротермальные системы, проницаемость и тепловые модели земной коры Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1990. – № 11. – С. 23–33.
37. Голубев В.А. Тепловой поток через дно озера Хубсугул и его горное обрамление (Монголия) // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1992. – № 1. – С. 48–60.
38. Голубев В.А. Опыт применения кремниевого геотермометра для оценки теплового потока на юге Восточной Сибири / В.А. Голубев, Л.М. Платонов // Геология и геофизика. – 1990. – № 6. – С. 155–159.
39. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. – Новосибирск.: Академ-кое изд-во Гео. – 2007. – 222 с.
40. Гусева Н.В. Исследование насыщенности термальных вод вторичными минералами (на примере природного комплекса Тарыс, Тува) / Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Хвощевская // Томский политех. ун-т. Секция геохим-я природ. вод. – 2015. – С. 400–404.
41. Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии. – М.: Наука, 1981. – 196 с.
42. Дели Р.А. Изверженные породы и глубины Земли. – Л.-М.: ОНТИ. Глав. ред. геол.-разв. и геодезич. лит-ры, 1936. – 576 с.
43. Дислер В.Н. Происхождение и практическое использование кремнистых пород. – М.: Наука, 1987. – С. 128–140.
44. Дорофеева Р.П. Геотермические разрезы (геотраверзы) литосферы южной части Восточной Сибири / Р.П. Дорофеева, С.В. Лысак // Геология и геофизика. – 1987. – № 6. – С. 71–80.
45. Дорофеева Р.П. Теплогенерация горных пород и радиогенный тепловой поток Монголии и сопредельных районов / Р.П. Дорофеева, А.А. Синцов // Физика Земли. – 1992. – № 9. – С. 70–83.
46. Доржсурен П. Особенности состава минеральных вод и гидроминеральные комплексы МНР: Дис...канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 1983. – 199 с.

47. Зайцев И.К. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР / И.К. Зайцев, Н.И. Толстихин // В кн.: Материалы по регион. и поиск. гидрогеологии. – 1963. – С. 5–35.
48. Зайцев И.К. Закономерности распространения и формирования подземных минеральных вод / И.К. Зайцев, Н.И. Толстихин. – М.: Недра, 1972. – 278 с.
49. Замана Л.В. О происхождении сульфатного состава терм Байкальской рифтовой зоны Забайкалья // Докл. РАН. – 1991. – Т. 372. – № 3. – С. 361–363.
50. Замана Л.В. Фтор в азотных термах Забайкалья // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 11. – С. 1575–1581.
51. Зиппа Е.В. Геохимия термальных вод провинции Цзянси (Китай): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2020. – 22 с.
52. Зорин Ю.А. Строение кайнозойской толщи Прихубсугулья по гравиметрическим данным / Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов, Н. Арвисбаатар // Геология и геофизика. – 1988. – № 10. – С. 130–136.
53. Зорин Ю.А. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии / Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов, В.М. Кожевников // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 10. – С. 1060–1074.
54. Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР // В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. – М.: Наука, 1960. – С. 171–260.
55. Иванов В.В. Классификация подземных минеральных вод / В.В. Иванов, Г.А. Невраев. – М.: Недра, 1964. – 167 с.
56. Изучение и использование геотермических ресурсов / Под. ред. Э. Тонджорджи. – М.: Мир, 1975. – 342 с.
57. Изучение и оценка ресурсов минеральных, термальных и промышленных вод / Сб. науч. тр. (Отв. ред. Л.В. Боровский, Р.И. Плотникова). – М.: ВСЕГИНГЕО, 1989. – 139 с.
58. Ильин В.А. Энергетика современных гидротермальных систем. – М.: Наука, 1983. – 133 с.
59. Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям термальных вод. – М.: ГКЗ СССР, 1979. – 56 с.
60. Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям теплоэнергетических вод. – М.: ГКЗ СССР, 1985. – 28 с.
61. Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям минеральных вод. – М.: ГКЗ СССР, 1979. – 50 с.
62. Иселидзе О.В. Влияние температуры на удельное электросопротивление водонасыщенного песчаника / О.В. Иселидзе [и др.] // Вести газовой науки. – 2014. – № 4 (20). – С. 174–183.

63. Карта минеральных вод Монголии / Б.И. Писарский, Б. Арьяадагва, Б. Намбар. (Масштаб: 1:2500000). – Улаанбаатар: Гос. упр. геодезии и картографии Монголии. – 2003.
64. Киселев А.И. Астеносферный диапир под Байкальским рифтом: петрологическая интерпретация / А.И. Киселев, А.М. Попов // Геотектоника. – 1990. – № 5. – С. 93–99.
65. Колдышева Р.Я. Особенности химического состава подземных вод зоны свободного обмена северо-востока Монголии // Всероссийское совещание по подземным водам востока России: Материалы XVIII Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 2006. – С. 65–68.
66. Колонин А.Г. Возможности использования результатов сейсмического просвечивания для обнаружения локальных неоднородностей // Геология и геофизика. – 1989. – № 3. – С. 101–110.
67. Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. – М.: Наука, 1965. – 147 с.
68. Кононов В.И. Термальные рассолы Рейкьянес в рифтовой зоне Исландии // Изв. АН СССР. Серия геол., 1979. – № 5. – С. 138–151.
69. Кононова В.А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона / В.А. Кононова, Й. Келлер, В.А. Первов // В кн.: Магматизм рифтов и складчатых поясов. – М.: Наука, 1993. – С. 234–264.
70. Копылова Ю.Г. Геохимия углекислых вод природного комплекса Чойган (Северо-Восток Тувы) / Копылова Ю.Г. [и др.]. // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 11. – С. 1635–1648.
71. Крайнов С.Р. Гидрогеохимия / С.Р. Крайнов, В.М. Швец. – М.: Недра, 1992. – 463 с.
72. Крайча Я. Газы в подземных водах. Пер. с чешск. – М.: Недра, 1980. – 343 с.
73. Кустов Ю.И. Термальные воды Юга Восточной Сибири и Монголии / Ю.И. Кустов, С.В. Лысак // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41 (6). – С. 880–895.
74. Кустов Ю.И. Термальные подземные воды как возможный источник теплоснабжения в зоне БАМ / Ю.И. Кустов, С.В. Лысак, Е.В. Пиннекер // Топливо-энергетический комплекс зоны БАМа. – Иркутск: ВСФ СО АН СССР, 1985. – С. 182–185.
75. Летников Ф.А. Флюидный режим Земной коры и верхней мантии / Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев [и др.]. – М.: Наука, 1977. – 284 с.
76. Лиханов И.И., Тен А.А. Определение одновременности-разновременности внедрения трапповых силлов на основании температур контактового метаморфизма // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 321. – № 5. – С. 1141–1143.

77. Ломоносов И.С. Байкальские термы и их роль в рудообразовании // В кн.: Труды Иркутского политехнического ин-та. Гидрогеология и инженерная геология. – Иркутск: Изд-во ИПИ, 1973. – С. 30–41.
78. Ломоносов И.С. Геохимия и формирования современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск.: Наука, Сиб. отд-е, 1974. – 164 с.
79. Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. – М.: Наука, 1968. – 120 с.
80. Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. – М.: Наука, 1968. – 120 с.
81. Лысак С.В. Термальное состояние литосферы в Монголии / С.В. Лысак, Р.П. Дорофеева // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 9. – С. 929–941.
82. Лысак С.В. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны / С.В. Лысак, Ю.А. Зорин. – М.: Наука, 1976. – 90 с.
83. Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. – М.: Наука, 1971. – 240 с.
84. Маринов Н.А. Гидрогеология Монгольской Народной Республики / Н.А. Маринов, В.А. Попов. – М.: Гостехиздат, 1963. – 451 с.
85. Маринов Н.А. Новая схема районирования подземных минеральных вод Монголии / Н.А. Маринов, Н.И. Толстихин, С.Г. Шкапская // Изв. Вузов. Сер. геол и разв. – 1973. – № 5. – С. 95–103.
86. Меляховецкий А.А. Вязкостная структура верхов мантии Байкальского рифта // Физико-хим. и петрофиз. иссл. в науках о Земле / Тез. докладов. – М., 1997. – С. 42–43.
87. Методические рекомендации по поискам, разведке и оценке эксплуатационных запасов термальных вод. – М.: Недра, 1982. – 121 с.
88. Методы изучения и оценка ресурсов глубоких подземных вод / Под ред. С.С. Бондаренко, Г.С. Вартамяна. – М.: Недра, 1986. – 479 с.
89. Нарангэрэл З. Месторождение углекислых вод г. Улаанбаатара // Тр. Научн. иссл. геол. инс-та. Вып 2. – Улаанбаатар, 1972. – С. 104–108.
90. Нарангэрэл З. Условия формирования месторождений минеральных вод центральной части МНР и перспективы их освоение: дис. ...канд.геол.-мин. наук. – М.: 1979. – 179 с.
91. Нарангэрэл З. Углекислые минеральные холодные воды «Аварга» Восточной Монголии / З. Нарангэрэл, Д. Сурмаажав // Всероссийское совещание по подземным водам востока России: Материалы XXII Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: ИПЦ НГУ. – 2018. – С. 323–326.

92. Наумов Г.Б. Справочник термодинамических величин / Г.Б. Наумов, Б.Н. Рыженко, И.Л. Ходаковский. – М.: Атомиздат, 1971. – 238 с.
93. Норов Н. Некоторые радоновые воды Монголии / Н. Норов, П.С. Бадминов, Н. Энхбат // Всероссийское совещание по подземным водам востока России: Материалы XX Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 2006. – С. 90–92.
94. Овчинников А.М. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1970. – 200 с.
95. Обьедков Ю.Л. Формирование естественных ресурсов подземных вод аридных районов. – М.: Наука, 1986. – 148 с.
96. Оргильянов А.И. Современное состояние источника термальных вод Ероо / А.И. Оргильянов, И.Г. Крюкова, Б. Намбар [и др.] // Посвящается к 80-и летию создания курортной базы и природные лечебно-оздоровительные предприятия Монголии. – Улаанбаатар, 2011. – Китаб. – С. 3–9.
97. Оргильянов А.И. Сравнительная характеристика изотопного состава термальных вод Байкальской рифтовой зоны и смежных сводовых поднятий / А.И. Оргильянов, И.Г. Крюкова, П.С. Бадминов, Д. Ганчимэг // Материалы всероссийского совещания по подземным водам востока России. – Иркутск.: Изд-во ООО «Географ», 2012. – С. 218–221.
98. Оргильянов А.И. Перспективы использования термальных вод в бассейнах рек Селенга и Онон / А.И. Оргильянов, И.Г. Крюкова, П.С. Бадминов [и др.]. – Улан-Удэ, 2012. – С. 144–147.
99. Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. – М.: Наука, 1981. – 203 с.
100. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. – Новосибирск: Наука, 1980. – 232 с.
101. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. – Новосибирск: Наука, 1983. – 241 с.
102. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. – Новосибирск: Наука, 1982. – 288 с.
103. Павлов С.Х. Азотные термы как результат физико-химических взаимодействий в системе «вода-гранитоиды» / С.Х. Павлов, К.В. Чудненко // Всероссийское совещание по подземным водам востока России: Материалы XX Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Тюмень, 2009. – С. 75–78.
104. Парфеевец А.В. Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Западной и Центральной Монголии / А.В. Парфеевец, В.А. Саньков // Физика Земли. – 2010. – № 5. – С. 3–14.
105. Перельман А.И. Геохимия природных вод. – М.: Наука, 1982. – 152 с.
106. Пиннекер Е.В. Минеральные воды Тувы. – Кызыл.: Тув. кн. изд-во, 1968. – С. 39–43.
107. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии (Закономерности распространения и формирования подземных вод). – М.: Наука, 1977. – 196 с.

108. Пиннекер Е.В. Генезис термальных вод Прибайкалья и МНР по изотопным данным // Тез. докл. VII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. – М., 1980. – С. 207–208.
109. Пиннекер Е.В. Генезис углекислых и термальных вод МНР по изотопным данным // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР. – Улан-Батор, 1982. – С. 41.
110. Пиннекер Е.В. Разломы Байкальской рифтовой зоны как гидрогеологические резервуары / Е.В. Пиннекер, В.Г. Ясько // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. – М.: Наука, 1982. – С. 165–174.
111. Пиннекер Е.В. Изотопные исследования минеральных вод Монголии / Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский, С.Е. Павлова [и др.] // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36 (1). – С. 94–102.
112. Писарский Б.И. Гидрогеотермия // Общая гидрогеология. – Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1980. – С. 188–202.
113. Писарский Б.И. Гелиеносность подземных вод Монголии / Б.И. Писарский, Б. Арьяадагва, Ганчимэг // Вопросы гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии Монголии. – Улаанбаатар: Монгольский университет, 1997. – С. 51–52.
114. Писарский Б.И. Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал. – Новосибирск: Наука, 1987. – 157 с.
115. Писарский Б.И. Газовый состав подземных минеральных вод Монголии / Б.И. Писарский, Д. Ганчимэг. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – 106 с.
116. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества: СанПиН 2.1.4.559-96. – М.: Инф.-изд. центр Госкомсанэпиднадзора России, 1996. – 111 с.
117. Плюснин А.М. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм байкальской рифтовой зоны / А.М. Плюснин, Л.С. Замана, С.Л. Шварцев [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54 (5). – С. 647–664.
118. Поляк Б.Г. Геотермические особенности областей современного вулканизма (На примере Камчатки). – М.: Наука, 1966. – 178 с.
119. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. – М.: Наука, 1988. – С. 161–166.
120. Поляк Б.Г. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны / Б.Г. Поляк, Э.М. Прасолов, Н.И. Толстихин [и др.] // Изв. АН СССР. – 1992. – № 10. – С. 18–33.
121. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии на территории Монголии / Б.Г. Поляк, М.Д. Хуторский [и др.] // Геохимия. – 1994. – № 12. – С. 1693–1705.

122. Попов В.Н. Минеральные воды МНР и их аналоги в СССР / В.Н. Попов, Н.И. Толстихин // В кн.: Материалы по Монгольской Народной Республики. – М.: Недра, 1966. – С. 214–248.
123. Посохов Е.В. Формирование химического состава подземных вод. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 335 с.
124. Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия. – Л.: Недра, 1975. – 208 с.
125. Принципы гидрогеологической стратификации / Отв. ред. Г.В. Куликов. – М.: Тр. ВСЕГИНГЕО, 1982. – Вып. 148. – 115 с.
126. Рассказов С.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии / С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина [и др.]. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». – 2012. – 310 с.
127. Ресурсы термальных вод СССР / Отв. ред. С.С. Бондаренко. – М.: Недра, 1975. – 152 с.
128. Рид Р.К. Свойства газов и жидкостей / Р.К. Рид, Т.К. Шервуд // Определение и корреляция: Пер. с англ. – М.: Химия, 1971. – 600 с.
129. Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузий магм / Под ред. Дж. Ньюолла и Н. Раста. – М.: Мир, 1972. – С. 230–283.
130. Саватенков В.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований / В.М. Саватенков [и др.] // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 3. – С. 297–327
131. Салтыковский А.Я. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии / А.Я. Салтыковский, Ю.С. Геншафт. – М.: Наука, 1985. – 136 с.
132. Санитарные правила и нормы СанПиН 2.1.4.559-96. Питьевая вода и водоснабжение населенных мест. – М.: Госкомсанэпиднадзор России, 1996. – 112 с.
133. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект / К.Ж. Семинский, А.С. Гладков, О.В. Лунина [и др.]. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2005. – 293 с.
134. Соколов В.А. Геохимия природных газов. – М.: Недра, 1971. – 281 с.
135. Справочник по гидрохимии / Под ред. А.М. Никонорова. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 392 с.
136. Справочное руководство гидрогеолога. 3-е изд., перераб. и доп. Т. 1. / Под ред. В.М. Максимова. – Л.: Недра, 1979. – 512 с.
137. Степанов В.М. Введение в структурную гидрогеологию. – М.: Недра, 1989. – 229 с.
138. Степанов В.М. Гидрогеологические структуры Забайкалья. – М.: Недра, 1981. – 177 с.
139. Степанов В.М. О принципах систематизации гидрогеологических структур // Изв. Вузов. Геология и разведка. – 1985. – № 3. – С. 88–93.

140. Степанов П.П. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным / П.П. Степанов, В.С. Волхонин // Сов. Геология. – 1969. – № 5. – С. 47–63.
141. Структура гидротермальной системы / С.Н. Рычагов, Н.С. Жутнуев, А.Д. Коробков [и др.]. М.: Наука, 1993. – 298 с.
142. Сулин В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. – М.: Изд-во АН СССР, 1948. – 106 с.
143. Сурмаажав Д. Гидрогеологические условия депрессии «Балгасын Улан нур» / Д. Сурмаажав, Р. Баттемер // Сб.: Вопросы геологии и полезных ископаемых центральной и восточной Монголии. – Улаанбаатар, 1987. – С. 88–90.
144. Сурмаажав Д. Экспериментальные исследования процессов формирования ресурсов подземных вод засушливых территорий / Д. Сурмаажав, М. Алей // Сб.: Геология и разведка недр Монгольской Народной Республики. – Улаанбаатар, 1989. – С. 165–167.
145. Сурмаажав Д. Исследования подземных вод Южной Монголии с помощью трития / Д. Сурмаажав, Д.В. Ефимова // Учёные записки Монгольского Политехнического института. – Улаанбаатар, 1990. – № 2/12. – С. 107–111.
146. Сурмаажав Д. Воды конденсата в условиях Гоби / Д. Сурмаажав, С.Н. Чернышев, М. Алей // Вопросы геологии и металлогении Монголии и сопредельных территорий. – Улаанбаатар, 1991. – С. 157–159.
147. Сурмаажав Д. Новые данные эксперимента конденсата в Хангае / Д. Сурмаажав, Д. Буян-Арвижах, Д. Энхчулуун // Научные труды Мон. Тех. Университета. – Улаанбаатар, 1993. – № 3 (18). – С. 132–136.
148. Сурмаажав Д. Обводненность угольного месторождения «Мандах нуур» Южной Монголии / Д. Сурмаажав, М. Алей // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. гидрогеол. – 2012. – № 20. – С. 222–223.
149. Сурмаажав Д. Условия формирования и распределения подземных вод в Центральной Монголии // Геология и минерагения центральной Азии. XIX международная научно-техническая конференция КМГЭ. – Иркутск.: Изд-во Ирк. гос. тех. ун-та, 2015. – С. 68–75.
150. Сурмаажав Д. Условия и распределения подземных вод в мерзлых зонах Монголии // Всероссийское совещание по подземным водам востока России: Материалы XXI Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Якутск: ЯГУ, 2015. – С. 430–432.
151. Сурмаажав Д. Термальные воды месторождения «Шаргалжуут» / Д. Сурмаажав, Н. Лхагва // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. Гидрогеол. – 2015. – № 31. – С. 149–153.

152. Сурмаажав Д. Карта минеральных вод Монголии (масштаб 1:2500000, перевод с русского / Д. Сурмаажав, С. Пурэвсурэн, Б. Баяндуурэн // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. гидрогеол. – 2016. – № 24. – С. 68–72.
153. Сурмаажав Д. Особенности распределения термальных вод в разломах Монголии // Материалы научной конференции межвузовской Керуленской геологической экспедиции. – Улаанбаатар, 2017. – С. 198–200.
154. Сурмаажав Д. Теплоэнергетические ресурсы термальных вод Монголии и их использование // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. гидрогеол. – 2017. – № 25. – С. 18–25.
155. Сурмаажав Д. Месторождения углекислых минеральных вод «Халзан-Овоо» и образования вторичных минералов / Д. Сурмаажав, Г. Сэлэнгэ // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. гидрогеол. – 2018. – № 26. – С. 166–175.
156. Сурмаажав Д. Условия формирования термальных вод Монголии // Всероссийское совещание по подземным водам востока России: Материалы XXII Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: ИПЦ НГУ. – 2018. – С. 464–468.
157. Сурмаажав Д. Поисковые критерии термальных вод и локализаций месторождений // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. гидрогеол. – 2019. – № 27. – С. 8–12.
158. Сурмаажав Д. Особенности проявлений термальных вод Хангайского сводового поднятия (Монголия) // Науки о Земле и недропользование. – Том. 42. – 2019. – № 4. – С. 529–538.
159. Сурмаажав Д. Конструкция и технология бурения скважин в сложных горно-геологических условиях с целью добычи термальных вод / Д. Сурмаажав, А.Г. Вахромеев, Г.М. Толкачев [и др.] // Вестник ПНИПУ. Геология, нефтегазовое и горное дело. – 2019. – № 4. – С. 335–343.
160. Сэлэнгэ Г. Минеральные углекислые воды месторождения Халзан уул и образования вторичных минералов / Г. Сэлэнгэ, Д. Сурмаажав // Мон. Гос. Ун-т Науки и Технологии. Сер. гидрогеол. – 2018. – № 26. – С. 58–65.
161. Тектоника Монгольской Народной Республики. Труды, вып. 9. – М.: Наука, 1974. – 284 с.
162. Тектоносфера Земли. – М.: Наука, 1978. – 532 с.
163. Тепловой режим недр МНР: Тр. Совместной советско-монгольской научно-исслед. геол. экспедиции. Вып. 51. – М.: Наука, 1991. – 126 с.
164. Ткаченко Р.И. Минеральные и термальные подземные воды // В кн: Гидрогеология Азии. – М.: Недра, 1974. – С. 480–518.
165. Толстихин Н.И. Минеральные воды (учебное пособие) / Н.И. Толстихин, Е.В. Посохов. – Л.: Изд-во ЛГИ, 1975. – 310 с.

166. Ферронский В.И. Изотопия гидросферы Земли / В.И. Ферронский, В.А. Поляков. – М.: Науч. мир, 2009. – 632 с.
167. Фролов Н.М. Гидрогеотермия. – М.: Наука, 1976. – 279 с.
168. Харрис П. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород / П. Харрис, У. Кеннеди, К. Скарф // Механизм интрузии магмы. – М.: Мир, 1972. – С. 160 – 173.
169. Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Изд-во Рос. ун-та дружбы народов, 1996. – 289 с.
170. Хуторской М.Д. Введение в геотермию. – М.: Изд-во Рос. Ун-та дружбы народов, 1996. – 156 с.
171. Хуторской М.Д. Тепловой режим недр МНР / М.Д. Хуторской, В.А. Голубев, С.В. Козловцева [и др.]. – М.: Наука, 1991. – 126 с.
172. Чистовский А.И. О растворимости сероводорода в пластовых водах // Нефтепромысловая геология: Труды Куйбышевского НИИ НП, 1966. – № 35. – С. 15–18.
173. Шестакова А.В. Применение геотермометров для оценки глубинных температур циркуляции термальных вод на примере Восточной Тувы / А.В. Шестакова, Н.В. Гусева // Изв. Томского политех. ун-та. – 2018. – Т. 329. – № 1. – С. 25–36.
174. Шпейзер Г.М. Окислительно-восстановительное состояние минеральных вод Забайкалья, Прибайкалья и Монгольской Народной Республики // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья. – Иркутск.: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 1986. – С. 102–114.
175. Шпейзер Г.М. Новые данные о некоторых гидроминеральных комплексах МНР / Г.М. Шпейзер, Б.И. Писарский, Л.А. Минеева [и др.] // В кн.: Природные условия и ресурсы Прихубсугулья. – Иркутск.: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 1973. – Вып. 2. – С. 318–328.
176. Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. – М.: Наука, 1968. – 232 с.
177. Щербаков А.В. Газы термальных вод / А.В. Щербаков, Н.Д. Козлова, А.Г. Смирнова. – М.: Наука, 1974. – 219 с.
178. Ярмолюк В.В. Зональные магматические ареалы и анарогенное баталитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области / В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, М.И. Кузьмин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 3. – С. 457–475.
179. Ясько В.Г. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых Сибири. – М.: Недра, 1978. – 200 с.
180. Батсук Н. Хавсарга гидрогеологи. – ШУТИС. – Улаанбаатар, 2011. – 220 с. (на монгольском языке).

181. Батсүх Н. Гидрогеологи. – ШУТИС. – Улаанбаатар, 2012. – 275 с. (на монгольском языке).
182. Ган-Очир Ж. Сансарын геологи судлал. – Улаанбаатар, 2012. – 281 с. (на монгольском языке).
183. Намнадорж О., Цэрэн Ш., Нямдорж О. Бугд Найрамдах Монгол Ард Улсын рашаан / О. Намнадорж, Ш. Цэрэн, О. Нямдорж. – Улаанбаатар, 1966. – 467 с. (на монгольском языке).
184. Fournier R.O., Rowe J.J. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells // Amer. J.Sci. – 1966. – V. 264. № 9. – P. 685–697.
185. Truesdell A.H. Geochemical techniques in exploration. – Proc. Soc. United. Nat. Sumpos. Develop. and Use of Geotherm. Res. San Francisco. California. USA. – 1976. – V.1.
186. Molnar P. and Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision. – Sciences. – 1975. – № 289 (4201). – P. 419–426.
187. Norov N., Oyunchimeg Ts., Khuukhenkhoo G. Relativ analysis of the National University of Mongolia. – 2000. – № 159 (7). – P. 131–137.
188. Oyunchimeg Ts., Norov N., Khuukhenkhoo G. Nuclear physics methods for determination of the radon in water // Korean Journal of medical Physics. – 2002. – № 13 (1). – P. 51–53.
189. Windley B.F. and Allen M.B. Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia // Geology. – 1993. – № 21 (4). – P. 295–298.