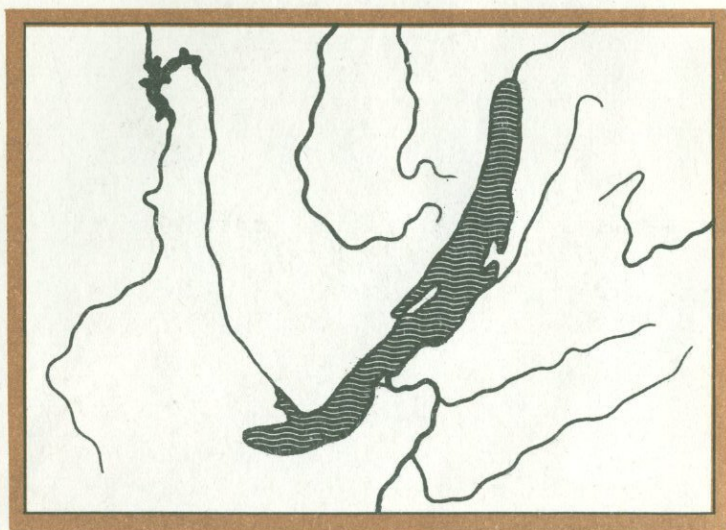


С. В. Лысак,
Ю. А. Зорин

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С. В. Лысак, Ю. А. Зорин

550.8.

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ
БАЙКАЛЬСКОЙ
РИФТОВОЙ ЗОНЫ

1850



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1976



Лысак С.В., Зорин Ю.А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны.

На примере Байкальской рифтовой зоны, Западного Забайкалья и южных районов Сибирской платформы описано геотермическое поле. Установлено количественное соотношение теплового поля со строением земной коры, геофизическими полями, тектонической, сейсмической и гидротермальной активностью.

Рассмотрена природа глубинного теплового потока с оценкой доли радиогенного тепла и выяснением источника положительных тепловых аномалий. Разработана методика количественной интерпретации геотермических аномалий и построена геотермическая модель земной коры и верхней мантии.

Даны практические рекомендации по использованию глубинного тепла в бальнеологии, промышленности и сельском хозяйстве и оценена его экономическая эффективность.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков и гидрогеологов.

Табл. 4, ил. 14, библиогр. 120 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
Н.А. ЛОГАЧЕВ

ВВЕДЕНИЕ

О характере теплового поля Земли, основных закономерностях его распределения и тепловом состоянии земной коры и верхней мантии можно судить по величинам глубинного теплового потока. Экспериментальную основу количественного изучения глубинной тепловой энергии составляют измерения температур в буровых скважинах и горных выработках, определение геотермических градиентов в донных осадках акваторий и исследование тепловых свойств горных пород.

В настоящее время на земном шаре имеется несколько тысяч измерений теплового потока, причем большинство из них сделано на океанах и морях. Многими исследователями установлено, что низкие величины потоков приурочены к структурам древних щитов и глубоководным океаническим впадинам, высокие — к молодым горным сооружениям и рифтовым зонам (Ф. Берч, Э. Буллард, П.Н. Кропоткин, В.Ли, Е.А. Любимова, Г. Магдональд, Р.Фон Герцен, W. Telford, Я.Б. Смирнов и др.). В самом характере распределения теплового поля имеется еще много неясностей, хотя факт наличия его связи со строением земной коры не вызывает сомнений.

Особый интерес представляет изучение теплового поля Байкальской рифтовой зоны, которая является единственной в Советском Союзе и одной из наиболее типичных континентальных рифтовых зон земного шара.

Изучение геотермического поля указанной зоны стало возможным только с 1949 г., когда началось бурение глубоких скважин. Температурные измерения в скважинах проводились Восточным геофизическим трестом (1950–1970 гг.), Селенгинской экспедицией Бурятского геологического управления (1966–1973 гг.), Институтом физики Земли (1966–1967 гг.), Институтом геологии и геофизики СО АН СССР (1966–1971 гг.), Институтом земной коры СО АН СССР (1967–1973 гг.) и др. Были определены и геотермические градиенты со дна оз. Байкал (Любимова, Шелягин, 1966).

Теплофизические свойства kernового материала и донных осадков оз. Байкал исследовались в лабораториях Института физики Земли, Института земной коры и Института геологии и геофизики.

О результатах проведенных геотермических исследований уже сообщалось как в обобщающих монографиях (Лысак, 1968; Люби-

мова, 1968), так и в отдельных статьях (Лысак, 1962, 1963 и др., Любимова, 1966, 1967 и др.; Моисеенко и др., 1972, и др.). В этих работах дана общая картина распределения теплового поля на территории южной части Восточной Сибири, выявлено наличие положительной тепловой аномалии в Байкальской рифтовой зоне и качественно сопоставлены геотермические данные с геологическими и гидрогеологическими условиями региона. Дальнейшее детальное изучение геотермии земной коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с нею районов, выполненное в Институте земной коры, позволяет в настоящее время не только сравнительно детально картировать тепловое поле и выделять локальные геотермические аномалии, но и установить количественные соотношения геотермических данных с различными геологическими структурами и геофизическими полями. Это в свою очередь дает основу для построения теоретической модели распределения глубинных температур и тепловых потоков в земной коре и верхней мантии на исследуемой территории и способствует выявлению природы теплового поля и причин возникновения локальных геотермических аномалий. В заключении даются перспективы использования глубинного тепла и термальных вод в народном хозяйстве Восточной Сибири.

В экспедиционных исследованиях, сборе и обработке фактического материала, кроме авторов, принимали участие многие сотрудники Института земной коры (М.М. Ивашков, В.А. Голубев, В.Ю. Левицкий, Р.П. Дорофеева, А.Г. Борисов, А.А. Долженко и др.). Материалы, необходимые для корреляции теплового потока с гравитационным и магнитным полями, а также с сейсмической и гидротермальной активностью, любезно были предоставлены авторам М.Р. Новоселовой, Н.С. Боровик и И.С. Ломоносовым. Содействие в сборе материалов температурных измерений по Западному Забайкалью оказали сотрудники Бурятского геологического управления И.М. Борисенко, Л.В. Замана, В.А. Литвиненко, Л.В. Волков и др., а также сотрудники Института геологии и геофизики А.Д. Дучков и Л.С. Соколова. В опробировании полученных данных принимали участие Я.Б. Смирнов, В.И. Кононов, Б.Г. Поляк, Е.А. Любимова, В.А. Вашенко и др. Большую помощь при подготовке рукописи к печати оказали Б.Ф. Перлович, Н.Ф. Морозова, Н.С. Снякина, Е.С. Дмитриева, Л.М. Картушина и Л.Р. Шеломенцева.

Всем указанным лицам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ
ДОКАЙНОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Главными тектоническими подразделениями Прибайкалья и Забайкалья являются Сибирская платформа, области байкальской, каледонской, герцинской складчатостей. Область мезозойской активизации Забайкалья в общих чертах совпадает с областью герцинид, частично распространяясь в область каледонид.

Фундамент Сибирской платформы сложен архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими образованиями: гнейсами, сланцами, амфиболитами, прорванными крупными массами интрузий, состав которых колеблется от кислых до основных. Фундамент обнажен в области Алданского шита. Аналогичный состав имеют древние глыбы в областях байкальской, каледонской и герцинской складчатостей.

На большей части платформы фундамент перекрыт осадочным чехлом, основной объем которого слагают нижнепалеозойские образования. В составе последних наряду с кластическими широко развиты карбонатные и галогенные породы. В краевых частях платформы распространены кластические отложения небольшой мощности. В области байкалид широким развитием пользуются кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, амфиболиты, прорванные громадными массивами гранитоидов. Структуры байкалид образуют в плане "сигмоиду", огибая границы платформы.

В области каледонид набор образований в общих чертах сходен с описанным выше. Здесь также преобладают глубоко метаморфизованные породы, прорванные крупными массами гранитоидов. Складчатые структуры каледонид имеют общее северо-восточное простирание.

В области герцинид широким развитием пользуются кластические образования, метаморфизованные сравнительно слабо. Это — песчанико-сланцевые толщи с редкими прослоями эффузивов и карбонатных пород. Масштаб проявления гранитоидного магматизма менее значителен, чем в описанных выше областях. Складчатость также является менее напряженной, однако по своему типу она относится к голоморфной, за исключением отдельных поздних прогибов, где наблюдаются прерывистые формы. Общее простирание структур — северо-восточное с некоторыми отклонениями в районах, примыкающих к древним глыбам.

Область мезозойской активизации, наложенная на герциниды и каледониды, представлена отдельными разобщенными прогибами и впадинами. Раннемезозойские прогибы (триас—средняя юра) занимают относительно крупные площади. Выполнены они морскими и прибрежно континентальными кластическими образованиями. В Западном Забайкалье широко развиты эффузивы разнообразного состава (от основного до кислого). Складчатость этих образований относится по типу к прерывистой. Позднемезозойские впадины имеют небольшие размеры, но развиты на обширной площади. Заполнены они позднеюрскими эффузивными (преимущественно андезитовыми) и раннемеловыми кластическими слабо нарушенными образованиями. В области мезозойской активизации Забайкалья сравнительно широко развиты раннемезозойские и позднемезозойские гранитоиды. Характерной их особенностью является преимущественная приуроченность к позднемезозойским сводовым поднятиям.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА

Южная часть Восточной Сибири по степени проявления новейших движений разделяется на Саяно-Байкальскую область интенсивного горообразования, Забайкальскую область умеренного горообразования и юго-восточную часть Сибирской платформы (область слабого горообразования).

Основную часть Саяно-Байкальской области интенсивного горообразования в пределах рассматриваемой территории занимает Байкальская рифтовая зона, протягивающаяся на расстояние около 2000 км от района Косогольской и Дархатской котловин на территории МНР до района Токкинской впадины в южной Якутии. Здесь имеется в виду область развития типичных, хорошо выраженных морфологически рифтовых структур. В рифтовую зону, очевидно, следует включать и высокие горные хребты, разделяющие и окружающие впадины. При такой трактовке она в структурном отношении совпадает с большей частью Саяно-Байкальского сводового поднятия, выделенного Е.В. Павловским (1948).

Средняя ширина Саяно-Байкальского сводового поднятия составляет 200 км. Превышения входящих в него хребтов по отношению к наиболее стабильным внутренним частям Сибирской платформы достигают 2000–2500 км. Сводовое поднятие неоднородно по своему простиранию. Поперечными понижениями вершинной поверхности оно разделяется на три части: Восточно-Саянскую (до нижнего течения Селенги), собственно Байкальскую (от Селенги до субмеридиального отрезка долины Витима) и Становую.

Рифтовая зона только в своей средней (по простиранию) части граничит с Сибирской платформой. На юго-западе и северо-востоке она отделяется от платформы переходными структурами — шитовидными поднятиями: Присаянским и Байкало-Патомским (Солоненко, 1968).

Крупные рифтовые впадины обычно имеют длину порядка 150–250 км и ширину 35–45 км. Байкальская впадина протягивается

на 640 км при средней ширине 40–55 км. Однако между впадинные перемычки обычно характеризуются меньшими высотами, чем окружающие их поднятия. Поэтому впадины как бы соединяются между собой, образуя протяженные ветвящиеся рифтовые долины. Так, Байкальская впадина соединяется с Тункинской, Верхнеангарской и Баргузинской, Чарская – с Муйской и Токкинской.

Байкальская впадина диагональным поднятием Академического хребта разделяется на Южную и Северную котловины. Судя по геофизическим данным, мощность кайнозойских слабо литифицированных континентальных отложений в первой котловине достигает 7000 м (район дельты р. Селенги), а во второй – 4500 м (район устья Верхней Ангары).

В других крупных рифтовых впадинах (Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, Нижнемульской и Чарской), мощности кайнозойских отложений достигают 2300–2800 м. Такие мощности характерны для внутренних котловин, которые по простиранию разделяются седловидными перемычками. В пределах последних глубины фундамента уменьшаются обычно в 2–3 раза. Нередки случаи, когда в пределах седловидных перемычек породы фундамента обнажаются на земной поверхности (Тункинская впадина). Возраст осадков, заполняющих крупные рифты, охватывает интервал от олигоцена до четвертичного периода включительно.

Высоты денудационной верхнемелово-палеогеновой поверхности выравнивания до начала новейшей активизации, видимо, могут быть оценены в 300–600 м. Следовательно, судя по современной гипсометрии этой поверхности, поднятие Байкальского свода и опускания фундамента в крупных рифтовых впадинах являются абсолютными, а не относительными. Полный размах вертикальных движений в рифтовой зоне достигает 5000–6000 м, а в районе оз. Байкал даже 8000 м.

Кроме перечисленных выше впадин, в пределах рифтовой зоны встречаются довольно обширные по площади негативные структурные формы со сравнительно небольшой мощностью кайнозойских неогеновых и четвертичных осадков. К числу таких медленно развивающихся структур относятся Баунтовская и Цитиканская впадины, в которых мощности кайнозойских отложений не превышают несколько сотен метров.

В рифтовой зоне развиты также небольшие негативные структурные формы: эмбриональные и зарождающиеся впадины (Солоненко, 1968). Первые имеют длину в несколько десятков километров при ширине до 5 км. Мощность осадков (преимущественно четвертичных) в них составляет 100–200 м. Зарождающиеся впадины начали формироваться в конце плейстоцена и в голоцене. Длина их около 10–15 км, ширина 0,5–1 км, глубина около 100 м. Осадконакопление в таких впадинах находится в начальной стадии (Солоненко, 1968).

Характерной особенностью большинства крупных рифтов (впадин байкальского типа) является однообразная асимметричность поперечных сечений: более крутыми являются их северо-западные и север-

ные борты. Для Байкальской, Тункинской, Баргузинской и Чарской впадин эта особенность установлена по геоморфологическим и геологическим данным. Интерпретация геофизических материалов позволила установить, что подобной же "байкальской" асимметрией обладают внутренние котловины Нижнемульской впадины и Кочерская котловина Верхнеангарской. Эта закономерность нарушается у небольших по своим размерам впадин.

Однообразная асимметричность крупных рифтов связана с тем, что крупноамплитудные сбросы приурочены преимущественно к их северо-западным и северным бортам. Обычно в этих местах отмечается не один разлом, а целая серия сложно ветвящихся разрывов фундамента. Амплитуды отдельных сбросов достигают 1500–2000 м, у Обручевского разлома, ограничивающего Южно-Байкальскую котловину с северо-запада, даже 3000–4000 м. Следует отметить, что приведенные величины в 2–4 раза меньше полного размаха вертикальных движений.

На юго-восточных бортах крупных впадин разрывные дислокации играют незначительную роль. Здесь их вертикальные амплитуды обычно не превышают первых сотен метров, и они мало нарушают общую картину постепенного увеличения мощности кайнозойских отложений к осевым частям депрессий. В поперечных сечениях поверхность кристаллического фундамента крупных впадин описывается выгнутыми вниз пологими дугами, которые лишь в отдельных местах осложняются сбросовыми уступами. Таким образом, геофизические данные подтверждают мнение Н.А. Флоренсова (1960) о постоянном сочетании в структуре крупных впадин байкальского типа разрывных и пластических дислокаций фундамента.

Повышенная сейсмичность рифтовой зоны свидетельствует о ее высокой современной тектонической активности. Наличие корреляционных связей между сейсмичностью и некоторыми геоморфологическими и геофизическими параметрами, отражающими новейшую структуру, позволяет считать, что в современных движениях сохраняются основные тенденции неотектонического развития рифтовой зоны: образование, углубление и расширение рифтовых впадин на фоне общего сводового воздымания территории.

С новейшими тектоническими движениями в Байкальской рифтовой зоне связаны излияния эффузивов основного состава. Вулканическая деятельность на юго-востоке и в центральной части зоны началась, очевидно, в конце олигоцена и продолжалась с перерывами до голоцена. На северо-востоке рифтовой зоны начало вулканической деятельности, видимо, относится к концу плиоцена (Солоненко и др., 1968).

Связь вулканизма с новейшей тектоникой выражена лишь в самой общей форме. Поля эффузивов обычно не приурочены непосредственно к крупным рифтовым долинам. Исключение представляет Тункинская впадина, в отдельных местах которой наблюдается переслаивание осадочных образований с базальтами. Однако и в этом районе (Саяно-Хамардабанское поле эффузивов) покровы ба-

зальтов и пирокластические образования распространяются далеко за пределы депрессии на вершины горных хребтов. В разрезах отложений других крупных рифтовых впадин (Байкальской, Баргузинской, Верхнеангарской, Баунтовской, Муйской и Чарской) вулканогенные образования не встречены. Отсутствуют также связи эффузивной деятельности с разломами, ограничивающими перечисленные впадины.

Витимское поле базальтов резко смещено к юго-востоку от оси рифтовой зоны. Фактически большая его часть расположена даже за пределами рифтовой зоны в Забайкальской области умеренного горообразования.

Третье поле основных эффузивов расположено в вершинной части Удоканского хребта, т.е. и здесь отмечается некоторое смещение района проявления кайнозойского вулканизма от оси рифтовой зоны в сторону Забайкалья.

Детальное рассмотрение геологических материалов по Байкальской рифтовой зоне не оставляет места для сомнений в наложенном характере ее новейшей структуры (Солоненко, 1968; Зорин, 1971). Юго-западный фланг зоны расположен в области каледонид, центральная часть — в области байкалид, а своей северо-восточной частью она вторгается в область развития карелид и более древних структур Алданского щита. В северо-восточной половине зоны рифтовые впадины под большими углами пересекают оси древних складок. В юго-западной ее половине наблюдается приближенное соответствие рифтовых разломов линейным элементам байкальской и каледонской структуры. Однако сами рифтовые впадины по своему положению в плане не совпадают с докайнозойскими негативными структурными формами. Впадина оз. Байкал в районе дельты р. Селенги пересекает под значительным углом узкое ответвление мезозойского прогиба, а Чарская впадина сечет юрскую межгорную депрессию. Таким образом, рифтовые структурные формы Байкальской зоны обязаны своим происхождением только новейшим тектоническим движениям. Некоторые черты преемственности ее структуры от древнего тектонического плана (такие, как согласование простираний структур на отдельных участках, использование фрагментов древних разрывных нарушений) связаны с приспособлением новейших деформаций к механическим неоднородностям земной коры, возникшим на докайнозойских этапах развития Прибайкалья.

В Забайкальской области умеренного горообразования, примыкающей к рифтовой зоне с юго-востока, развиты узкие линейно-вытянутые впадины, которые обычно именуются впадинами забайкальского типа (Флоренсов, 1960). По своей длине они соизмеримы с крупными рифтами. Однако их ширина обычно не превышает 15–20 км, а мощность кайнозойских осадков в их пределах изменяется от 0 до 50 м, только в редких случаях повышаясь до 100–150 м. Ширина их разделяющих поднятий составляет 20–40 км. Относительные превышения вершин поднятий над днищами соседних впадин оцениваются в 300–800 м.

Кроме этого, в Забайкалье выделяются позитивные и негативные зоны – структурные формы первого порядка, по отношению к которым впадины забайкальского типа и разделяющие их невысокие поднятия выступают как структурные формы второго порядка. Позитивные структурные зоны – это крупные сводовые поднятия, высоты которых господствуют над окружающими территориями. В их пределах впадины забайкальского типа либо отсутствуют, либо встречаются редко.

Наиболее крупной позитивной структурной зоной является Даурское сводовое поднятие, выделенное Н.А. Флоренсовым (1960). Современные геоморфологические и геофизические данные показывают, что это поднятие по простиранию целесообразно разделить на два свода: на собственно Даурский и Олекминско–Становой. В междуречье Шилки и Аргуни выделяется Удино–Газимурское сводовое поднятие. Ширина позитивных структурных зон достигает 120–150 км, длина 300 км и более.

Негативные структурные зоны – это обширные междусводовые пространства, в пределах которых преимущественно и развиты впадины забайкальского типа. Наиболее крупной негативной зоной является Витимо–Селенгинская, впервые выделенная Н.А. Флоренсовым (1960). В Забайкалье дополнительно можно выделить Агинскую, Приаргунскую и Пришилкинскую негативные зоны (Зорин, 1971).

Полный размах вертикальных движений в Забайкальской области умеренного горообразования составляет 2000 м (превышение вершины Даурского свода над днищами впадин Витимо–Селенгинской зоны), что в 2,5–4 раза меньше аналогичных величин, характерных для Байкальской рифтовой зоны. В отличие от последней в Забайкалье в новейшее время господствовали восходящие движения. Участки земной коры, соответствующие негативным структурным формам первого и второго порядков, опускались лишь относительно, т.е. отставали в воздымании от смежных территорий.

Судя по тому, что кайнозойские отложения во впадинах забайкальского типа в подавляющем большинстве случаев имеют возраст не древнее плиоцена, следует считать, что новейшие движения в Забайкальской области умеренного горообразования начались позже, чем в Байкальской рифтовой зоне. Развитие новейших структурных форм здесь продолжается и в настоящее время (Зорин, Сизиков, 1965).

В целом Забайкалье относится к слабо сейсмичным районам.

До недавнего времени считалось, что в Забайкальской области умеренного горообразования широко проявился кайнозойский базальтовый вулканизм. Однако сейчас накапливается все больше данных, указывающих на нижнемеловой возраст этих проявлений. Те излияния основных эффузивов, которые бесспорно относятся к кайнозой, имеют крайне незначительный объем. Исключение составляет только упомянутое выше Витимское поле базальтов, которое тяготеет к юго-восточной границе рифтовой зоны.

Новейшие структурные формы Забайкальской области умеренного горообразования обнаруживают унаследованность от поздне-мезозойских (верхнеюрско-нижнемеловых) впадин и поднятий. Эта унаследованность имеет характер более или менее полной преемственности относительного направления вертикальных движений, что характерно как для структурных форм первого, так и второго порядков (Флоренсов, 1960; Зорин, 1971). Отличия новейшего этапа от поздне-мезозойского заключаются в несколько меньшей интенсивности движений и в преимущественной активности поднятий.

В юго-восточной части Сибирской платформы, примыкающей к Саяно-Байкальской области интенсивного горообразования, выделяется обширное и пологое Верхнеленское поднятие, которое с юго-востока окаймляется Прибайкальским, а с юго-запада Присяянским предгорными прогибами. Максимальное превышение вершины поднятия над днищами прогибов составляет 1000-1100 м. Мощность кайнозойских отложений на большей части прогибов невелика. Она обычно изменяется от первых метров на водоразделах до нескольких десятков метров в долинах крупных рек. На площади Прибайкальского прогиба выделяются локальные впадины, в которых мощность неогеновых отложений достигает 250-300 м (Логачев и др., 1964).

Большая часть территории предгорных прогибов опускалась лишь относительно. Поэтому можно считать, что структурные формы первого порядка юго-восточной части Сибирской платформы образовались в результате неравномерного воздымания ее территории. Упомянутые выше локальные впадины созданы, очевидно, в результате перетекания пластического материала (каменной соли?) в осадочном чехле платформы (Логачев и др., 1964).

Новейшие структурные формы первого порядка в этом регионе обнаруживают только некоторые черты унаследованности от соответствующих элементов мезозойской тектоники. В кайнозое здесь резко расширилось Верхнеленское поднятие за счет площадей предгорных прогибов, которые превратились в сравнительно узкие зоны относительного опускания.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ

Анализ гравитационного поля показывает, что в Байкальской рифтовой зоне отсутствуют значительные нарушения изостатического равновесия (Зорин, 1971). При этом приблизительно уравновешенными оказываются как Саяно-Байкальское сводовое поднятие в целом (региональная изостазия), так и находящиеся в его пределах крупные рифтовые впадины (локальная изостазия). Отсутствие заметных нарушений изостазии свидетельствует само по себе о закономерной связи поверхностной новейшей структуры, четко выраженной в рельефе, с глубинным строением.

Региональная изостазия осуществляется в значительной степени за счет наличия в самых верхах мантии линзы относительно разуплотненного вещества. На существование такого вещества указывают данные ГСЗ об уменьшении граничной скорости на разделе Мохо под рифтовой зоной до 7,75 км/сек по сравнению с сопредельными регионами, где указанный параметр остается равным 8,1 км/сек (Крылов и др., 1970).

Локальная компенсация осуществляется как за счет относительного утонения земной коры под крупными рифтовыми впадинами с образованием "антикорней", так и за счет некоторого увеличения веса земной коры под этими же структурными формами в связи с внедрением основных и ультраосновных интрузий (Зорин, 1971).

Судя по данным ГСЗ (Пузырев и др., 1974), глубина раздела Мохо под крупными рифтовыми впадинами составляет 40 км, а под Южно-Байкальской даже 35 км. Под окружающими впадинами горными хребтами толщина коры увеличивается до 44-46 км. Однако подобная закономерность проявляется лишь как общая тенденция.

О температурном режиме глубинных недр Байкальской рифтовой зоны можно судить по данным геотермии, магнитометрии и магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Удельный тепловой поток через дно рифтовых впадин в три с лишним раза превышает поток, характерный для районов Сибирской платформы, что уже само по себе указывает на аномально высокий разогрев земных недр рифтовой зоны (Любимова, 1968, Лысак, 1968).

Статистическая обработка результатов интерпретации магнитных аномалий указывает на меньшую мощность магнитоактивного слоя земной коры в рифтовой зоне по сравнению с Сибирской платформой и даже с Забайкалем. Так как ограниченность крупных магнитных тел снизу связана, видимо, с повышением температуры выше точки Кюри титаномагнетита, который, как показывают новейшие исследования, является основным ферромагнетитом в глубинных зонах, подобное воздымание нижней границы магнитоактивного слоя также свидетельствует о повышенном разогреве земной коры (Новоселова, 1971).

Наконец, исследования методом МТЗ показывают, что под рифтовой зоной в верхней мантии слои высокой электропроводности расположены на значительно меньших глубинах, чем под сопредельными регионами (Горностаев и др., 1970). Уменьшение удельного электрического сопротивления силикатных пород с низкой пористостью связано с увеличением их температуры. Поэтому данные МТЗ следует интерпретировать как указание на повышенный разогрев верхней мантии под рифтовой зоной. Температура на разделе Мохо здесь, по-видимому, близка к 1000-1100°С (Зорин, 1971).

Сравнительно резкие латеральные границы области высоких температур в верхней мантии (резкое поднятие слоев высокой электропроводности) являются вполне определенными указаниями на конвективный перенос тепла в мантии (Зорин, 1971).

Так как существование астеносферного слоя (слоя пониженной вязкости) связано, очевидно, с температурными эффектами (Гутен-

берг, 1963), данные МТЗ о степени разогрева мантии содержат косвенную информацию и о положении кровли астеносферы, т.е. о мощности литосферы. В рифтовой зоне, где температура недр максимальна, кровля астеносферного слоя, очевидно, поднимается особенно высоко и, возможно, достигает раздела Мохо. Судя по материалам МТЗ, можно полагать, что поднятие поверхности астеносферы под рифтовой зоной асимметрично. Эта поверхность весьма круто погружается в сторону платформы и более полого — в сторону Забайкалья.

Повышенный разогрев земных недр рифтовой зоны вызывает уменьшение динамической вязкости астеносферы и понижение длительной прочности литосферы. Эти эффекты обеспечивают увеличение скорости движений, восстанавливающих изостатическое равновесие. Именно потому, что эта скорость превышает скорость протекания тектонических процессов, изменяющих структуру коры и верхней мантии, в рифтовой зоне не обнаруживается заметных нарушений изостазии.

Общей причиной образования и развития Байкальской рифтовой зоны, очевидно, является восходящее конвективное течение в верхней мантии. Доставляя относительно легкий и разогретый материал под земную кору (в выступ астеносферы), это течение обеспечивает изостатическое воздымание Саяно-Байкальского сводового поднятия, разогрев земной коры и (в связи с последним) уменьшение ее прочности. Растекание этого материала в стороны обеспечивает возникновение горизонтальных растягивающих напряжений, утонение коры с образованием рифтовых впадин. Некоторую роль в формировании рифтовых впадин, очевидно, играет и опускание участков в связи с увеличением ее веса за счет внедрения основных и ультраосновных интрузий. Однако пространство, необходимое для внедрения интрузий, освобождается в результате того же растяжения. Таким образом, и утонение коры, и замена ее части глубинными интрузиями есть две стороны единого процесса разрушения континентальной коры за счет растяжения.

В силу асимметрии выступа кровли астеносферы горизонтальная ветвь конвективного течения, очевидно, направлена преимущественно в сторону Забайкалья. Подобное течение могло уменьшать крутизну восточных склонов "антикорней", а асимметрия последних в силу изостатических тенденций отражалась в структуре крупных рифтовых впадин.

Скорость формирования впадин и высота сводового поднятия зависят от скорости восходящего течения в мантии. В олигоцене и миоцене последняя была, по-видимому, небольшой. Поэтому высота Саяно-Байкальского поднятия была невелика, а впадины развивались сравнительно медленно. Увеличение скорости конвективного потока в среднем плиоцене привело к образованию горного рельефа, к росту темпов формирования рифтовых впадин и к усилению роли разломов в их ограничениях.

В Забайкальской области умеренного горообразования также наблюдается тенденция к изостатической уравновешенности. Однако не-

которые систематические отклонения от полного равновесия здесь все же удается заметить (Зорин, 1971). Заключаются они в небольшой перекомпенсированности поднятий, которые продолжают развиваться в настоящее время. Можно полагать, что изостатические силы играли существенную роль в развитии новейшей структуры Забайкалья.

Под свдвовыми поднятиями первого порядка в Забайкальской области умеренного горообразования мощность земной коры оценивается в 43–44 км, а под Даурским сводом даже в 48 км. Под негативными структурными формами мощность коры близка к 40 км.

Судя по данным магнитометрии (Новоселова, 1972) и МТЗ (Горностаев и др., 1970), земные недра в Забайкалье разогреты в меньшей степени, чем в рифтовой зоне. Поэтому земная кора здесь имеет относительно повышенную прочность, что и обеспечивает сохранение небольших отклонений от изостазии.

Основные черты современного глубинного строения (рельефа раздела Мохо) в Забайкалье, по-видимому, сформировались еще в поздней юре – раннем мелу. Во время верхнемелово–палеогеновой тектонической паузы здесь (как, впрочем, и во всей Восточной Сибири) земные недра были охлаждены, что привело к исчезновению астеносферы и к резкому замедлению изостатических движений. Морфологическое выражение структурных форм в подобных условиях было уничтожено денудацией, но корни поднятий сохранились. В новейшее время произошел новый разогрев земных недр, вновь возник астеносферный слой, и в связи с улучшением условий плавления коры на мантии резко возросла скорость изостатических движений, которыми восстановлено геоморфологическое выражение позднемезозойских структурных форм коры (Зорин, 1971).

В юго-восточной части Сибирской платформы, судя по анализу гравитационного поля, неравномерное слабое воздымание не сопровождалось утолщением коры. Глубина раздела Мохо, по данным ГСЗ, здесь составляет 37–39 км. Создается впечатление, что в примыкающих к рифтовой зоне районах платформы приподнята вся литосфера в целом, а изостатическая компенсация осуществляется за счет слабого разуплотнения мантии на больших глубинах. Материалы магнитометрии (Новоселова, 1972) и МТЗ (Горностаев и др., 1970) указывают на то, что земные недра под платформой разогреты в наименьшей степени по сравнению с двумя перечисленными выше областями горообразования. Температуры 1000–1100°С здесь достигаются только на глубинах 110–120 км.

Однако в верхнемелово–палеогеновую тектоническую паузу недра, видимо, имели еще меньшую температуру. Новейшая активизация (поднятия краевой части) в рассматриваемом регионе произошла, очевидно, в результате расширения глубоких слоев мантии благодаря их сравнительно небольшому разогреву (Зорин, 1971).

Таким образом, новейшая активизация Восточной Сибири тесно связана с повсеместным, но неравномерным разогревом земных недр. При этом последний (по крайней мере, в рифтовой зоне) осуществлялся за счет конвективного переноса тепла в мантии.

Для характеристики геотермического поля изучались основные его параметры: скорость изменения температуры, определяемая величиной геотермического градиента, или геотермической ступенью, коэффициент теплопроводности горных пород и величина теплового потока. Как правило, величины геотермических градиентов являются конечным результатом измерения температур в выдержанных скважинах, реже они получают сразу, без температурных характеристик. Тепловые свойства горных пород исследовались экспериментально, а тепловой поток как произведение геотермического градиента и коэффициента теплопроводности определялся расчетным путем.

ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР В СКВАЖИНАХ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИН ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ГРАДИЕНТОВ

На территории Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных с нею районах температурные измерения проводились как в опорных скважинах, имеющих глубину свыше 2–3 км и расположенных преимущественно во впадинах байкальского типа и в Иркутском амфитеатре, так и в сравнительно неглубоких поисково-разведочных скважинах (глубиной до 300–600 м), пробуренных на участках горных перемычек или на месторождениях термальных вод, находящихся в зоне рифта. При определении величин геотермических градиентов в неглубоких скважинах были внесены соответствующие поправки на влияние рельефа, скорость осадконакопления и др.

При термокаротаже глубоких скважин, проведенном операторами Восточного геофизического треста или Селенгинской экспедиции Бурятского геологического управления, использовались преимущественно малоинерционные термометры типа ЭТМИ-55, ЭС-СБУ-3, ЭТС-2. Этими термометрами пользовались в соответствии с методическими указаниями, которые были изложены в руководствах по геотермическим исследованиям (Дахнов, Дьяконов, 1952; Комаров, 1956; Беляков, 1955 и др.), при этом точность определения температуры составляла $0,5^{\circ}$.

Прецизионные геотермические измерения в скважинах, осуществленные в Институте земной коры, Институте физики Земли и Институте геологии и геофизики, позволили повысить точность определения глубинных температур до $0,1-0,01^{\circ}$. Для таких измерений использовались переконструированные электрические термометры сопротивления типа ЭТМИ-55 (в модификации А.Д. Дучкова или В.Ю. Левицкого) или термометрическая аппаратура, созданная в Институте физики Земли (Любимова и др., 1966). Измерения температур производились в заполненных водой, но не фонтанирующих скважинах, законченных бурением и простоявших в покое более месяца и даже года. Расстояния между точками температурных измерений составляли 10-20 м и по мере возможности точки сгущались на контактах горных пород. В каждой точке термометр выстаивался в течение 3-5 мин и более, особенно в верхней части скважины. Во избежание случайных ошибок производились повторные замеры. Температурные измерения производились всегда при спуске термометра, а при его подъеме замерялись 2-3 контрольные точки, при этом выдержка в точке наблюдения увеличивалась до 5-10 мин.

Геотермический градиент является производной температуры по глубине в направлении радиуса Земли и определяется в общем виде по формуле

$$\text{grad } T = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1} = \frac{\delta T}{\delta H} \quad (1)$$

где H_1 и H_2 - начальная и конечная глубины температурных замеров; T_1 и T_2 - соответственно температуры на этих глубинах.

При обработке термограмм геотермический градиент вычислялся в интервале одинакового наклона температурной кривой. Если количество точек на этой кривой превышало 6-10, то величины градиентов определялись методом наименьших квадратов путем решения следующих уравнений:

$$\begin{cases} n T_0 + \text{grad } T \sum h = \sum T, \\ T_0 \sum h + \text{grad } T \sum h^2 = \sum Th, \end{cases} \quad (2)$$

где n - количество температурных точек в выбранном интервале; h - глубины измерения температур; T - температуры на этих глубинах (по каждой точке); T_0 - экстраполированная начальная температура.

Из (2) следует, что геотермический градиент равен

$$\text{grad } T = \frac{\sum Th}{\sum h} - \frac{\sum T}{n} \bigg/ \frac{\sum h^2}{\sum h} - \frac{\sum h}{h}. \quad (3)$$

Правильность полученной величины градиента проверяли путем сравнения начальной температуры выбранного интервала с расчетной температурой T_0 , определяемой по формуле

$$T_0 = \frac{\Sigma T}{n} - \frac{\Sigma h}{n} \text{grad } T, \quad (4)$$

Геотермический градиент по всей скважине определялся как средневзвешенная величина значений градиентов, полученных в интервалах) одинакового наклона термограмм:

$$\text{grad } T_{\text{ср.взв}} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{grad } T_i \cdot h_i}{h_n - h_i}, \quad (5)$$

где $\text{grad } T_i$ — геотермический градиент на i -ом интервале; h_i — глубина i -ого интервала; $(h_n - h_i)$ — общий интервал термозамеров.

Для каждой скважины оценивалась погрешность определения средневзвешенной величины геотермического градиента. В исследованных скважинах она составляет в среднем 10–12%, изменяясь от 0,2 до 28%.

При проведении геотермических исследований на оз. Байкал (Любимова, Шелягин, 1966) температурный градиент определялся сразу как разность температур между двумя датчиками зонда-термоградиентографа, погруженными в дно озера на разную глубину. Запись перепада температур осуществлялась путем прожига электротермической бумаги. Ошибка определения геотермического градиента не превышала 4–7%.

На величины геотермических градиентов, а, следовательно, в конечном счете и тепловых потоков оказывают существенное влияние неоднородности рельефа земной поверхности, условия залегания пород разной теплопроводности, скорость осадконакопления, движение подземных вод, оледенение и пр. Особенно заметно влияние этих факторов при измерениях в неглубоких скважинах, поэтому для определения истинных величин геотермических градиентов необходимо введение различных поправок.

Неоднородность рельефа земной поверхности учитывалась путем введения поправок, предложенных Р.И. Кутасом (1964), А.Д. Дучковым и Л.С. Соколовой (1971). Поправка по методу Н.Н. Корытниковой (1943) вводилась при наличии в разрезе пород различной теплопроводности. Влияние эффекта осадконакопления и скорость седиментации рассчитывались по методам, предложенным Р.И. Кутасом (1965) и П.Ф. Швецовым (1966). Влияние холодной массы воды оз. Байкал оценивалось по Н.Н. Корытниковой (1940) и В.А. Голубеву (1971).

Указанные поправки имеют определенную значимость для точек геотермических измерений, расположенных вблизи или внутри самих рифтовых впадин. В других районах существенное влияние на величину геотермических градиентов оказывает только топографическая поправка, которая в мелких скважинах составляет в среднем +16% от измеренной величины.

По Е.А. Любимовой (1968), климатическая поправка в Прибайкалье может превосходить все остальные и достигать 30%. Однако вычисления этой поправки крайне затруднены, так как до сих пор нельзя считать строго установленными площади распространения максимального оледенения и скорости перемещения его границ, так же как величины и знаки поправок к геотермическому градиенту за счет влияния термического режима геологического прошлого южной части Восточной Сибири. К тому же такая поправка при существующей информации о районах оледенения будет одинаковой во всех точках и никак не повлияет на относительную величину геотермических аномалий.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Теплофизический анализ кернового материала, отобранного из скважин Прибайкалья и Забайкалья, проводился методами акалориметра, двух температурно-временных точек, импульсным, шарового зонда и Ратклифа. Все эти методы достаточно хорошо описаны (Кондратьев, 1957; Волькенштейн, 1962; Любимова и др., 1964; Любимова, Попова, 1967; и др.).

В Институте земной коры эксперименты по определению тепловых свойств горных пород проводились с применением термостатов ТС-15М и ТС-24А. Точность термостатирования составляла 0,03-0,04°.

При работе по методу акалориметра образец имел форму цилиндра с диаметром 60-80 мм и высотой 90-110 мм. Для установления термопары в образце высверливалось отверстие на 1/2-1/3 его высоты диаметром 5 мм. В работе использовалась медь-константановая дифференциальная термопара в комплекте с высокочувствительным зеркальным гальванометром типа М-17/1. Воспроизводимость метода составляла в среднем 6-7%.

При проведении опыта по методу двух температурно-временных точек нагреватель представлял собой полый металлический цилиндр диаметром 100 мм с латунным торцом и тщательно отшлифованной рабочей поверхностью. Через него циркулировала вода, поступающая из термостата. В качестве эталонного материала использовались мелкозернистые граниты и мраморы. Погрешность этого метода не превышала 10%.

Плотность горных пород определялась методом гидростатического взвешивания.

Экспериментальные данные, полученные при изучении тепловых характеристик кернового материала, были подвергнуты статистической обработке: построены гистограммы основных величин теплофизических параметров (температуропроводности, теплоемкости, теплопроводности и плотности) для основных разновидностей горных пород вычислены средние значения полученных тепловых параметров для

отдельных разновидностей пород; оценены среднеквадратичные (стандартные) отклонения этих значений, дисперсия и коэффициенты вариаций. Наиболее вероятное значение коэффициента теплопроводности было получено при статистической обработке данных с применением вероятностного трафарета. Статистические приемы также использовались при вычислении средних величин геотермических параметров по определенному району.

На теплопроводность горных пород значительное влияние оказывают их пористость и связанная с нею влажность. При незначительной пористости (порядка 5%) поправка к коэффициенту теплопроводности за счет влажности находится в пределах точности измерений. В рыхлых осадках типа пористых песчаников и песка приращение теплопроводности за счет увеличения влажности в среднем составляет 30–40% (Boldizar, 1964; Сухарев, Власова, 1967). Анализируя вариационные кривые поправок к коэффициенту теплопроводности при увлажнении пород аргиллито-алевролито-песчаниковой толщи территория юга Западной Сибири и Восточного Саяна, У.И. Моисеенко и др. (1970) пришли к выводу, что при определениях теплопроводности в таких толщах поправку на влажность в 30% следует считать наиболее вероятной.

Аналогичными породами сложен осадочный чехол рифтовых впадин, поэтому к имеющимся коэффициентам теплопроводности рыхлых осадков вводилась соответствующая поправка на влажность (20–30%). А вот поправки за счет влияния повышения температуры и увеличения давления горных пород нами не учитывались, так как их алгебраическая сумма, т.е. результирующая поправка для глубин 2–3 км, не превышает 1–2%.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОвого ПОТОКА

После получения величин геотермических градиентов и коэффициентов теплопроводности стало возможным определение теплового потока, что осуществлялось несколькими способами.

Первый способ заключался в прямой обработке термограмм однородных толщ горных пород, т.е. тепловой поток определялся на участках одинакового наклона температурной кривой.

$$q = \lambda \text{ grad } T, \quad (6)$$

где q – тепловой поток; λ – средневзвешенное значение коэффициента теплопроводности для данного интервала пород; $\text{grad } T$ – геотермический градиент, определенный методом наименьших квадратов.

Тепловой поток по скважине подсчитывался методом среднего взвешивания аналогично определению средневзвешенной величины геотермического градиента по формуле (5).

Второй способ заключался в том, что тепловой поток для каждого из выбранных интервалов рассчитывался на ЭВМ методом наимень-

ших квадратов путем решения следующих уравнений (по Любимовой и др., 1964):

$$\begin{cases} nT_0 + q \sum \frac{h}{\lambda} = \sum T \\ \sum \frac{h}{\lambda} T_0 + q \sum \left(\frac{h}{\lambda}\right)^2 = \sum \frac{h}{\lambda} T, \end{cases} \quad (7)$$

где n - количество замеров температуры в выбранном интервале; h - глубины измерений температур; T - температуры на этих глубинах; T_0 - экстраполированная начальная температура; λ - теплопроводность на глубине h .

Решая уравнения (7) относительно q и T_0 , получаем

$$q = \frac{\sum \left(\frac{h}{\lambda} T\right) - \frac{\sum T}{n} \sum \frac{h}{\lambda}}{\sum \frac{h}{\lambda} - \frac{\sum T}{n} \sum \frac{h}{\lambda}}, \quad (8)$$

$$T_0 = \frac{\sum T}{n} - q \sum \frac{h}{\lambda}. \quad (9)$$

При вычислении теплового потока на БЭСМ-4 по программе, составленной К.А.Рошиной и С.В.Лысак в 1970 г., одновременно определялись геотермический градиент, T_1 - экстраполированная начальная температура, полученная при определении геотермического градиента методом наименьших квадратов по формуле (4), и T_2 - экстраполированная начальная температура, полученная при определении теплового потока методом наименьших квадратов по формуле (9). Это позволило уточнить и скорректировать полученные ранее результаты.

Такой способ определения теплового потока требует, чтобы в каждой точке температурных измерений было известно значение коэффициента теплопроводности. Практически иметь такие данные для характеристики всех разновидностей горных пород, встречающихся в разрезе скважины, почти невозможно, поэтому приходится прибегать к помощи различных справочников и руководств по тепловым константам горных пород (Берч и др., 1949; Дахнов, Дьяконов, 1952; Справочник... . Под ред. Кларка мл., 1969; и др.).

Но и после проведенных расчетов на ЭВМ полученные величины тепловых потоков по отдельным интервалам следует обработать методом среднего взвешивания, чтобы определить среднюю величину теплового потока по выбранной скважине.

Третий способ вычисления теплового потока заключался в том, что в интервале температурных измерений по скважине определялись средневзвешенные значения геотермического градиента и коэффициента теплопроводности, а затем по формуле (6) определялся тепловой поток.

Оценка погрешностей определения теплового потока указанными способами показала, что все они вполне приемлемы для вычисления геологического потока, однако ошибка определения величины потока в первом способе, как правило, почти в два раза выше, чем во втором или в третьем. Учитывая тот факт, что значения коэффициента теплопроводности в каждой из точек температурных измерений не всегда известны, при обработке фактического материала авторы отдали предпочтение третьему способу, т.е. в каждом пункте наблюдений определяли величину теплового потока как произведение средневзвешенной величины геотермического градиента на средневзвешенную величину коэффициента теплопроводности. При этом ошибка определения теплового потока обычно не превышала 5-20%.

Геотермические исследования на территории Байкальской рифтовой зоны проведены на самом оз. Байкал и его побережье, в крупных впадинах байкальского типа – Тункинской, Селенгинской, Селенгино-Итанцинской, Баргузинской и в меньшем количестве на разделяющих эти впадины горных перемычках – отрогах хребтов Хамар-Дабана, Морского и др. В Забайкалье температурные измерения более редки, но также приурочены чаще всего к межгорным впадинам – Удинской, Гусиноозерской, Боргойской и в меньшей степени к их горному обрамлению – хребтам Цаган-Хуртей, Малый Хамар-Дабан и др. В Иркутском амфитеатре точки геотермических наблюдений размещены более равномерно, но лучше всего изучена его центральная часть.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ

Неравномерное распределение температурных данных как по площади, так и по разрезу (глубина температурных измерений изменяется от 0,1 до 2–3 км) не позволяет одинаково детально охарактеризовать всю территорию исследований. Однако имеющиеся материалы по отдельным участкам показывают, что нарастание глубинных температур происходит наиболее интенсивно в осадочном чехле рифтовых впадин по сравнению с их горным обрамлением и сопредельными районами и достигает максимальных величин вблизи зон разломов.

Современные температуры верхней части земной коры вне зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород и глубже нейтрального слоя хорошо выявляются на геотермических срезах, сделанных на равных глубинах от поверхности Земли. Так, в горном обрамлении рифтовых впадин на глубине 100 м температуры едва превышают 5° , в осадочном чехле Иркутского амфитеатра и межгорных впадинах Забайкалья они увеличиваются до $6-8^{\circ}$, а в рифтовых впадинах до $8-10^{\circ}$. В зонах разломов, обрамляющих или пересекающих рифтовые впадины, температуры уже на глубинах 50–100 м достигают $10-30^{\circ}$ и более, т.е. увеличиваются почти в 4 раза по

сравнению с температурами невозмущенного теплового поля в кристаллических породах на тех же глубинах.

Разница температур под рифтовыми впадинами и их горным обрамлением с глубиной постепенно уменьшается и практически исчезает на глубинах 0,5–1,0 км, но зато количественно возрастает разница температур рифтовой зоны и сопредельных с нею районов: на глубине 1 км средние температуры в рифтовой зоне на 25–30% выше, чем, например, в Иркутском амфитеатре, а на глубине 2 км эта разница увеличивается до 35–40% и более (Лысак, 1967). В рифтовой зоне глубина залегания изометрической поверхности 20° находится на глубинах от 25–100 м (в зонах разломов) до 250–1100 м (в осадочном чехле рифтовых впадин). В Иркутском амфитеатре эти глубины увеличиваются до 500–1500 м. Подобная же закономерность присуща и другим изотермическим поверхностям ($30, 40, 50^{\circ}$ и др.).

Геотермические градиенты, определяющие скорость нарастания глубинных температур, зависят от литолого-петрографического состава горных пород, слагающих тот или иной участок, и положения этого участка на определенной тектонической структуре (Лысак, 1967б).

В кайнозойском осадочном чехле рифтовых впадин, представленном преимущественно песчано-глинистыми породами, среди которых иногда встречаются базальты (Тункинская впадина), наибольшие величины геотермических градиентов присущи осадкам четвертичного возраста – $3-4 \cdot 10^{-2}$ град/м, причем максимальные значения (до $13 \cdot 10^{-2}$ град/м) характерны для современных рыхлых донных отложений оз. Байкал (Любимова, Шелягин, 1966). В неогеновых и палеогеновых толщах геотермические градиенты уменьшаются на участках развития плотных массивных песчаников и алевролитов (до $1,5 \cdot 10^{-2}$ град/м), но увеличиваются в глинах и особенно в глинистых сланцах (до $3-4 \cdot 10^{-2}$ град/м и более). В кристаллических породах фундамента рифтовых впадин и их горного обрамления величины градиентов близки к $2 \cdot 10^{-2}$ град-м, но вблизи зон разломов, где высока трещиноватость горных пород, они превышают $3 \cdot 10^{-2}$ град/м¹.

В мезозойских осадках впадин забайкальского типа происходит также довольно интенсивное нарастание глубинных температур, в основном превышающее $2 \cdot 10^{-2}$ град/м.

Резкое уменьшение геотермических градиентов наблюдается на территории Иркутского амфитеатра, в осадочном чехле которого преобладают галогенно-карбонатные породы. Особенно низкие величины характерны для пластов каменной соли (менее $1-0,5 \cdot 10^{-2}$ град/м).

Анализ величин геотермических градиентов верхней части земной коры исследуемой территории показывает, что в Байкальской рифто-

¹ При обобщении фактического материала величины геотермических градиентов в мерзлых породах и в зонах разломов не учитывались.

вой зоне геотермические градиенты значительно выше, чем в сопредельных районах. В центральной части зоны (оз. Байкал) линия трехградусных градиентов практически совпадает с границей рифта. К сожалению, для южной и северо-восточной частей имеется слишком мало или вообще отсутствуют геотермические данные, поэтому можно только предполагать, что в рифтовых впадинах величины градиентов будут несколько выше, чем в их горном обрамлении. На общем повышенном термическом фоне в рифтовых впадинах в свою очередь наблюдаются аномальные участки. Объяснить их существование резким изменением литологического состава пород вряд ли возможно. Скорее всего на этих участках происходит дополнительный вынос глубинного тепла, природа которого будет рассмотрена в главе V.

Пониженные и повышенные тепловые аномалии имеются и в районах, сопредельных с рифтовой зоной, но интенсивность аномалий, особенно положительных, здесь значительно ниже.

Тепловые свойства основных разновидностей горных пород оказывают существенное влияние на геотермическое поле региона. Несмотря на использование различных методов (см. гл. II), для близких разновидностей горных пород получены сопоставимые результаты, которые позволяют не только охарактеризовать величины тепловых параметров, но и описать схематический тепловой разрез верхней части земной коры.

В изверженных горных породах, представленных преимущественно гранитами, коэффициент температуропроводности (рис. 1, а) изменяется от $5 \cdot 10^{-3}$ до $14 \cdot 10^{-3}$, в среднем составляя $8-10 \cdot 10^{-3}$ (мелко- и среднезернистые граниты) или $12-13 \cdot 10^{-3}$ см²/сек (крупнозернистые и порфиroidные граниты). В метаморфических породах (рис. 2, а) диапазон этого коэффициента значительно расширяется, варьируя от $5 \cdot 10^{-3}$ до $22 \cdot 10^{-3}$, однако в абсолютном большинстве образцов он изменяется от $7 \cdot 10^{-3}$ до $10 \cdot 10^{-3}$ см²/сек (разнообразные гнейсы, метаморфизованные конгломерато-брекчии). Повышенные величины коэффициента температуропроводности наблюдались в метаморфизованных известняках и кристаллических сланцах.

В осадочных горных породах (рис. 3, а) коэффициент температуропроводности изменяется от $7 \cdot 10^{-3}$ до $18 \cdot 10^{-3}$, при этом четко выделяются два максимума, характерные для гравелитов и песчаников ($10-14 \cdot 10^{-3}$ см²/сек) и доломитов, каменных солей и других подобных им пород ($15-17 \cdot 10^{-2}$ см²/сек). Карбонатно-галогенные породы в свою очередь по величинам таких коэффициентов можно разделить на три группы: $9-10 \cdot 10^{-3}$ см²/сек - песчаники, гравелиты, песчанистые доломиты; $13-14 \cdot 10^{-3}$ см²/сек - аргиллиты, доломиты; $15-17 \cdot 10^{-3}$ см²/сек - каменная соль, засоленные доломиты, известковистые доломиты.

Теплоемкость пород изменяется незначительно: в изверженных породах (рис. 1, б) от 0,17 до 0,26 кал/г·град, образуя два максимума в интервале 0,19-0,20 (порфиroidные и крупнозернистые граниты) и 0,22-0,23 (среднезернистые граниты); в метаморфи-

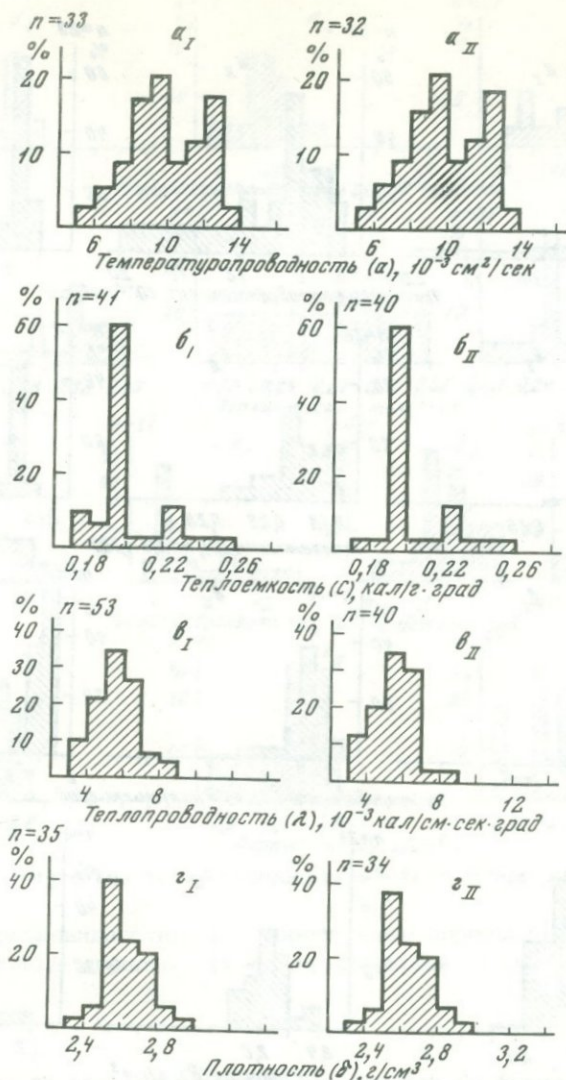


Рис. 1. Гистограммы теплофизических свойств изверженных горных пород

I - все разновидности; II - граниты

ческих породах (рис. 2, б) от 0,17 до 0,25 кал/г·град, но чаще всего она близка к 0,19–0,20 (метаморфизованные конгломератобрекчи); 0,20–0,21 (метаморфизованные известняки) или 0,17–0,18 (сланцы). В осадочных породах теплоемкость (рис. 3, б) увеличивается от 0,19 до 0,38 кал/г·град. Максимальные значения характерны для плотных терригенных (аргиллиты, глинистые сланцы)

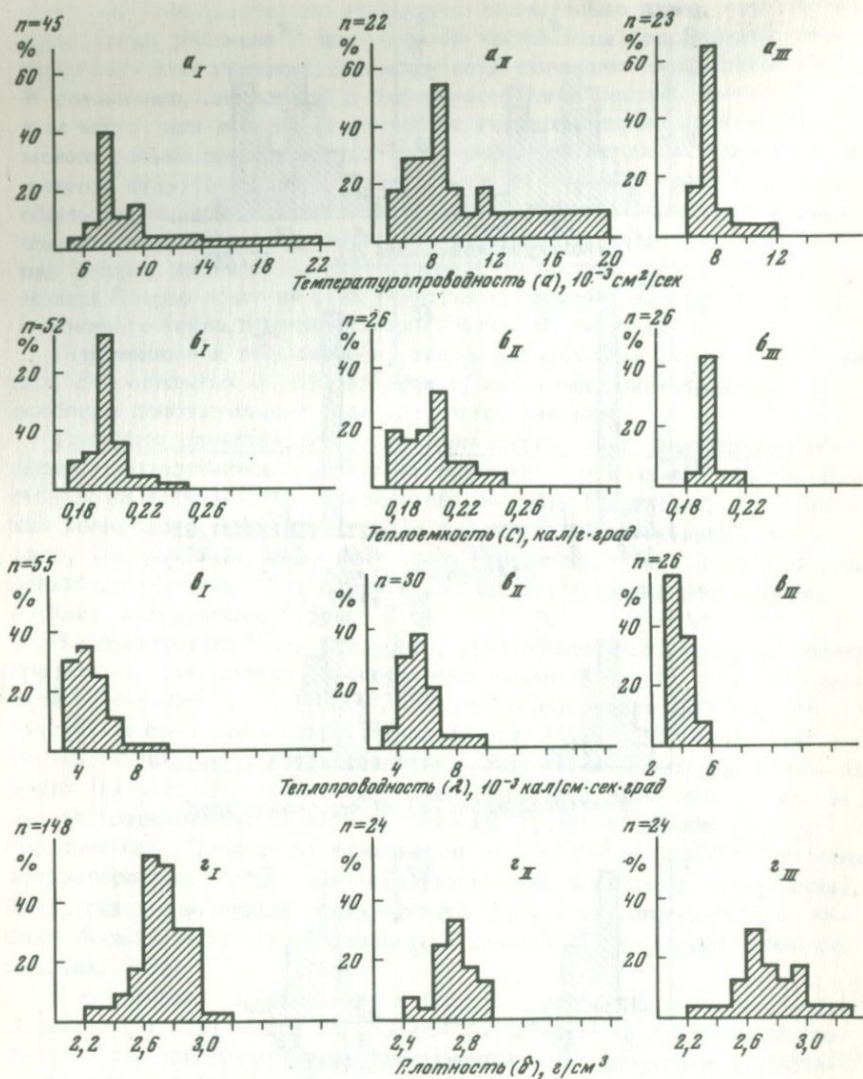


Рис. 2. Гистограммы теплофизических свойств метаморфических горных пород

I — все разновидности; II — гнейсы, сланцы, известняки; III — брекчии

и карбонатно-галогенных пород (известковистые доломиты и каменные соли). В менее плотных разновидностях осадочных пород (песчаники) теплоемкость более низкая (0,19–0,20).

Наиболее важным тепловым параметром является коэффициент теплопроводности, так как именно он в дальнейшем используется для определения теплового потока.

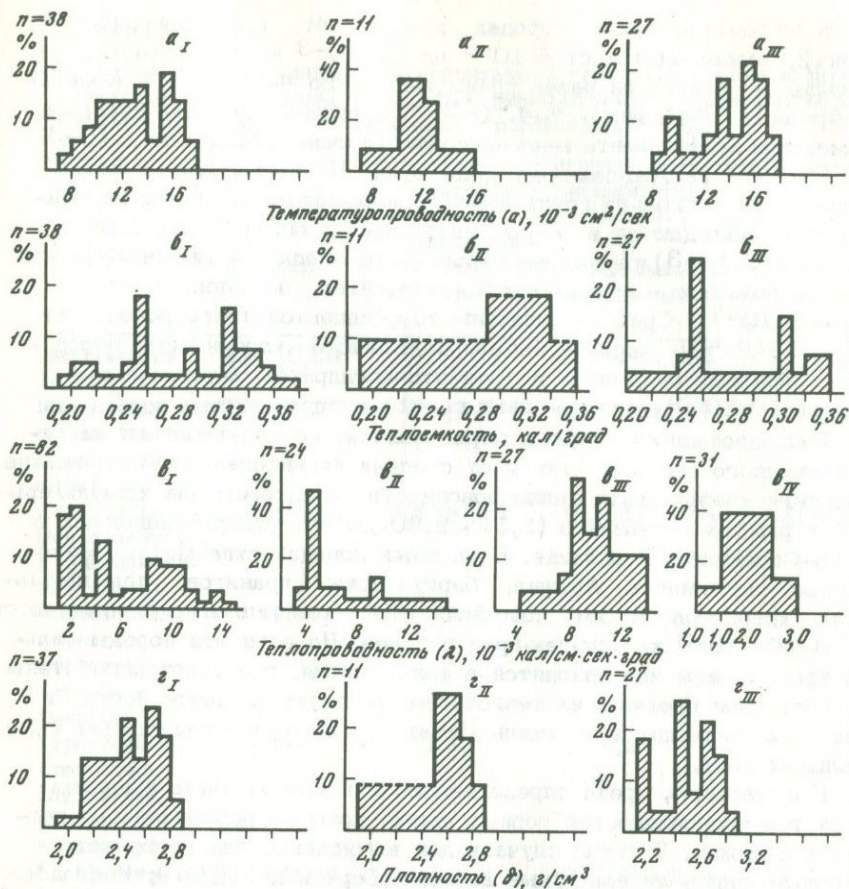


Рис. 3. Гистограммы теплофизических свойств осадочных горных пород

I - все разновидности; II - терригенные породы; III - карбонатно-галогенные породы; IV - донные осадки оз. Байкал

В близких по составу изверженных породах коэффициент теплопроводности (рис. 2, в) колеблется в сравнительно небольших пределах. Например, в гранитах он изменяется преимущественно от $5,5 \cdot 10^{-3}$ до $6,2 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град, но в отдельных разновидностях эти колебания еще меньше (порфировидные граниты - $5,7-6,2 \cdot 10^{-3}$; крупнозернистые биотитовые граниты - $5,5-6,0 \cdot 10^{-3}$ и т.д.). По форме рисунка гистограмма коэффициента теплопроводности близка к гистограмме плотности изверженных пород (рис. 1, в), так как по мере увеличения плотности пород в большинстве исследованных образцов увеличивается с такой же интенсивностью и теплопроводность.

В метаморфических породах коэффициент теплопроводности (рис. 2, *а*) изменяется от $5 \cdot 10^{-3}$ до $10 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град, в гнейсах и сланцах он равен преимущественно $4-7 \cdot 10^{-3}$, а в метаморфических брекчиях — $3-4 \cdot 10^{-3}$. В осадочных породах диапазон изменения коэффициента теплопроводности очень широк — от $1 \cdot 10^{-3}$ до $15 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град (рис. 3, *а*). На гистограммах четко выделяется несколько групп пород: минимальные величины коэффициентов наблюдаются в современных донных осадках оз. Байкал ($1,5 - 2,5 \cdot 10^{-3}$) и в рыхлых терригенных осадках — галечно-гравийных отложениях, песчаниках, алевролитах, конгломератах ($4 - 6 \cdot 10^{-3}$). Средние величины коэффициентов теплопроводности ($7 - 10 \cdot 10^{-3}$) характерны для большинства карбонатных пород — разнообразных доломитов и доломито-ангидритов, максимальные (более $10 \cdot 10^{-3}$) — для каменных солей и известковистых доломитов.

Теплопроводность горных пород зависит не только от их петрографического состава, но и от степени дезинтеграции. Так, низкие значения коэффициента теплопроводности характерны для конгломератов и рыхлых песчаников ($3,52 - 3,80 \cdot 10^{-3}$), распространенных в Усть-Селенгинской впадине. В плотных породах типа метаморфизованных песчаников Аршана, баргузинских гранитов, прибайкальских кварцитов и им подобных этот коэффициент увеличивается до $6-10 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град и более. Но если эти породы сильно трещиноваты или находятся в зоне смятия, где они переработаны до состояния брекчии, их теплопроводность уменьшается почти в два раза (образцы из скважин Питателевского месторождения термальных вод).

К сожалению, среди определяемых образцов не было в наличии всех тех разновидностей горных пород, которые встречались в разрезах скважин. В таких случаях для вычисления теплового потока использовались литературные данные (Берч и др., 1949; Кобранова, 1962; Справочник.... Под ред. Кларка мл., 1969; Моисеенко, Соколова, 1965, 1967; Филиппов, 1966; Моисеенко и др., 1970).

Для получения наиболее вероятных значений тепловых коэффициентов экспериментальные данные были подвергнуты соответствующей статистической обработке, результаты которой приведены в табл. 1.

Проанализировав имеющиеся материалы, можно схематически охарактеризовать тепловой разрез верхних горизонтов земной коры Байкальской рифтовой зоны. Начинается он современными рыхлыми осадками оз. Байкал, имеющими очень низкую теплопроводность ($1,9 \pm 0,18$) $\cdot 10^{-3}$. В кайнозойском осадочном чехле рифтовых впадин теплопроводность песчано-глинистой толщи даже с введением поправок на влажность не превышает $4-5 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град. В кристаллическом фундаменте рифтовых впадин и в их горном обрамлении коэффициент теплопроводности превышает $5 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град (метаморфические породы ($5,3 \pm 0,4$) $\cdot 10^{-3}$); изверженные породы ($5,50 \pm 0,32 \cdot 10^{-3}$). Аномальными тепловыми свойствами обладают кристаллические породы в зонах разломов. Благодаря интенсивной трещиноватости и брекчированности горных пород коэф-

Таблица 1

Средние значения величин теплофизических параметров основных разновидностей горных пород Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов (указаны доверительные интервалы с вероятностью 95%)

Породы	Теплофизические параметры			
	плотность, г/см ³	температуро- проводность, 10 ⁻³ см ² /сек	теплоемкость, кал/г·град	теплопро- водность, 10 ⁻³ кал/см. ·сек·град
Изверженные (граниты)	2,61±0,04	9,7±0,6	0,192±0,004	5,50±0,32
Метаморфи- ческие (гнейсы, сланцы, квар- циты)	2,71±0,07	9,5±1,0	0,196±0,008	5,3±0,4
Слабомета- морфизованные и брекчирован- ные (мета- морфизованные песчаники, конгломерато- брекчии и брекчии)	2,73±0,07	7,60±0,34	0,185±0,008	3,90±0,16
Терригенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты)	2,56	11,12	0,29	6,1
Карбонатно- галогеенные (доломиты, из- вестковистые доломиты, ка- менная соль)	2,52±0,08	14,1±0,8	0,275±0,018	9,40±0,68
Донные осад- ки оз. Байкал (илы и глубоко- водные пески)	-	-	-	1,90±0,18

коэффициент теплопроводности в этих зонах снижается даже в гранитах до $3-4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град (по данным определения образцов керн из скважин Питателевского месторождения термальных вод), а в тектонических конгломерато-брекчиях в среднем составляет $4,18 \pm 0,22 \cdot 10^{-3}$ (Лысак, 1973).

В целом теплопроводность изученного разреза в точке наблюдений определялась как средневзвешенная величина частных коэффициентов теплопроводности горных пород каждого интервала температурных измерений, погрешности определения таких коэффициентов по

Таблица 2

Геотермические параметры Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов

Местоположение Номера точек наблюдения (соответствуют номерам на рис. 5, 8, 9, 10, 11)	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Высота над уровнем моря, м	Глубина исследования, м	Время выстойки скважин, месяцы
1	2	3	4	5	6
Байкальская впадина			Байкальская рифтовая зона		
1	54°57'	109°33'	-260	1,75±0,25	
2	54 12	108 58	-280	1,2	
3	54 00	108 52	-360		
4	53 55	109 08	-302	1,75±0,25	
5-6	52 50	106 40	600	130-190	10,3-11,4
7	52 15	105 49	-509	1,5	
8	52 12	105 53	-280	1,1	
9	52 11	105 38	-480	1,5±0,5	
10	51 58	105 40	-830	1,2	
11	51 50	104 53	460	1163	3,5
12	51 40	105 12	-900	1,5	
13	51 36	104 35	-700	1,2	
14	51 38	104 13	-830	1,2	
16	51 39	103 43	500	138	>2 лет
Усть-Селенгинская впадина					
17	52 29	107 00	470	170	
18	52 23	106 34	460	33	
19	52 12	106 27	460	50	
20	52 11	106 22	460	2135	3,0
21	52 10	106 30	470	1824	4,0
22	52 07	106 20	470	2659	1,0
23	52 06	106 17	470	2080	2,0
24	52 02	106 11	460	70	>12
25	52 07	106 35	500	180	>12
26	52 11	106 47	550	65	>12
27	52 15	107 00	550	80	10,6
28	52 02	106 45	580	70	13,4
Селенгинско-Итаншинская впадина					
29	52 00	107 00	500	185	>36
34-43	52 05	107 15	480	610	>40
Баргузинская впадина					
45	54 37	110 41	600	70	>12
46	54 33	110 38	600	49	>12
47	54 32	110 33	600	80	>12
48	54 18	110 34	500	1330	1,0
50	54 03	110 19	600	75	>12
51	53 35	109 38	600	100	>1,0
52	53 30	109 16	700	90	>1,0
53	53 25	109 21	600	80	>1,0
Туркинский хребет 54-63					
54-63	52 59	108 18	490	110	>84
Морской хребет 64					
64	52 18	107 35	1220	190	>13

Геотермический градиент, 10 ⁻² град/м с поправками: 1 - топографической; 2 - на осадконакопление; 3 - на различие теплопроводности; 4 - на наклон скважины	Коэффициент теплопроводности, 10 ⁻³ кал/см ² сек.град (с поправкой на влажность)	Тепловой поток, 10 ⁻⁶ кал/см ² .сек	Число определений	Ошибка определения теплового потока, %	Предприятие, год исследования (обработка данных)
7	8	9	10	11	12
Байкальская рифтовая зона					
11,0 (16,0)	2,0 (1,0)	2,2 (1,6)	1	15	ИФЗ, 1965 (1966, 1973)
11,0 (19,0)	2,0 (1,24)	2,2 (2,4)	1	15	То же
10,5 (21,0)	2,0 (1,28)	2,1 (2,7)	1		" "
21,0 (13,0)	1,2 (1,87)	2,5 (2,4)	1	15	" "
1,45-2,35 (2,4)	4,8	1,2	2	30	ИГиГ, 1966 (1973)
12,6 (17,0)	1,9 (1,26)	2,4 (2,15)	1	15	ИФЗ, 1965 (1966, 1973)
14,2 (16,0)	1,8 (1,42)	2,5 (2,27)	1	15	То же
10,4 (15,5)	1,9 (0,8)	2,0 (1,21)	1	15	" "
15,4 (20,0)	2,0 (1,54)	3,0 (3,08)	1		" "
2,24 (2,37 ^{1,3})	5,3	1,19 (1,26)	1	3	ИФЗ, ИЗК, 1967 (1972, 1974)
17,0 (20,0)	2,0 (1,70)	3,4 (3,4)	1	15	ИФЗ, 1965 (1966, 1973)
12,0 (17,0)	1,8 (1,20)	2,2 (2,04)	1	15	То же
11,2 (26,0)	2,7 (1,12)	3,0 (2,9)	1	15	" "
1,50 (1,38 ^{1,3})	6,59	0,99 (0,91)	2		ИГиГ, 1970 (ИЗК, 1972)
6,71 (8,04 ¹)	4,78	3,21 (3,80)	1	25	БГУ, 1968 (ИЗК, 1972)
3,12 (6,95 ^{1,2,3})	2,97 (3,86)	0,93 (2,68)	1	25	БГУ, 1970 (ИЗК, 1972)
1,6 (1,99 ²)	5,0 (6,5)	0,8 (1,25)	1		ИГиГ, 1968 (ИЗК, 1972)
2,01 (2,41 ²)	4,47 (5,81)	0,9 (1,4)	1	12	ВГТ, 1954 (ИЗК, 1972)
1,78 (1,96 ²)	4,74 (6,15)	0,8 (1,21)	1	10	ВГТ, 1953 (ИЗК, 1972)
2,22 (2,70 ^{1,2})	4,56 (5,91)	1,0 (1,60)	1	10	ВГТ, 1960 (ИЗК, 1972)
2,88 (3,54 ^{1,2})	4,60 (5,98)	1,3 (2,12)	1	15	То же
3,50 (4,2 ²)	5,0	2,1	1		ИГиГ, 1968 (1972)
1,9 (3,0)	5,0	1,5	1	30	ИГиГ, 1968 (1973)
3,20	5,0	1,6	1		То же
3,8	5,0	1,9	1	20	" "
2,0	7,1	1,4	1	20	" "
2,70 (2,42 ¹)	4,72 (6,10)	1,3 (1,47)	2	13	ИЗК, 1971 (1972)
3,4	5,29	1,80	8	20	БГУ, 1969; ИЗК, 1971 (1974)
3,93 (3,44 ^{1,2})	5,69	2,2 (1,96)	1	10	ИЗК, 1971 (1972)
4,97 (4,50 ¹)	5,69	2,8 (2,56)	1	10	То же
2,64 (2,31 ^{1,3})	5,69	1,5 (1,31)	1	10	" "
2,77 (3,18 ^{2,3})	4,53 (5,9)	1,25 (1,9)	1	17	ВГТ, 1954 (ИЗК, 1972)
2,18 (1,87 ^{1,3})	5,80	1,3 (1,08)	2		ИЗК, 1970 (1972)
2,77 (2,50 ¹)	5,18	1,4 (1,30)	1	10	БГУ, 1965 (ИЗК, 1972)
6,2 (5,46 ¹)	5,86	3,6 (3,20)	1		То же
2,66 (2,37 ¹)	6,00	1,6 (1,42)	1		" "
4,80 (4,08 ¹)	4,80	1,96 (2,0)	3		ИЗК, 1971 (1972)
0,98 (1,04 ¹)	8,00	0,79 (0,83)	1	9	То же

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Хребет Хамар-Дабан 68-70	51°55'	107°25'	650	506	>12
Джидинский хребет 71-76	50 20	103 25	1700	445	>24-36
Тункинская впадина 77-92	51 54	102 26	900	600	>20
93	51 49	102 28	730	2000	2,1
94	51 40	102 26	720	1000	1,0
95-96	51 41	101 40	880	100-300	>12
<u>Забайкальская область умеренного горообразования</u>					
Хоринская впадина 100	52 05	109 35	700	100	0,3
101-102	52 08	109 47	650	124	
Удинская впадина 103	51 50	107 55	500	300	0,4
104	51 45	107 40	500	180	17,4
Оронгойская впадина 105-110	51 45	107 15	500	240	20
Хребет Малый Хамар-Дабан 111-116	51 00	106 00	1100	220	16
Гусиноозерская впадина 117-118	50 55	106 20	550	110	2,9
Тугнуйская впадина 119	51 00	107 42	780	130	>12
120	51 19	108 40	780	220	15,1
Хребет Цаган-Хуртуй 121-125	51 16	108 50	800	220	2,3
126-128	51 13	109 14	1200	100-150	3,1-41,0
Боргойская впадина 129-130	50 41	105 47	630	1087	0,5
Иркутский амфитеатр 132	56 03	99 40	260	2029	>12
134	56 12	102 23	420	3015	1,0
135	56 08	102 56	340	2607	1,3
136-140	56 15	102 00	420	360	12
143	57 22	107 01	380	2730	0,2
147	57 20	106 56	280	2303	10,0
148	57 18	107 03	270	1145	0,6
149	57 18	107 29	260	2135	
150	57 10	106 51	290	2650	
152	57 01	106 33	280	2291	
153	56 59	106 11	280	2187	
155	56 42	105 43	290	1828	
156	55 53	98 06	340	2963	0,6
157	55 04	99 16	370	3200	14,0
159	52 22	100 58	410	3400	0,6
160	54 38	100 37	490	2725	0,5
161	54 33	100 32	490	2761	0,5
162	53 55	99 56	570	1121	0,5
163-164	54 48	105 15	420	2747	1,0
166	54 34	104 33	520	2899	0,2
169	54 27	104 17	530	2316	1,3
179	53 38	104 40	600	1080	
174-175	54 03	103 26	710	1225	14
176-178	54 00	103 28	510	2770	36
173	53 53	102 03	480	1370	12
180	53 59	102 43	580	789	1,0
181-184	53 39	102 20	470	2525	0,4-36

7	8	9	10	11	12
2,07 (1,89 ¹)	5,40	1,1 (1,2)	2	10	БГУ, 1969 (ИЗК, 1972)
1,97 (2,0 ¹)	7,40	1,46(1,5)	5	15	ИЗК, 1972 (1974)
4,71 (3,47 ^{1,3})	5,20	2,4 (1,80)	7	30	ИТУ, 1968, 1971 (ИЗК, 1972)
2,18 (2,81 ^{2,3})	4,68 (5,61)	1,02(1,58)	1	5	ВГТ, 1956 (ИЗК, 1972)
4,45 (5,05 ^{2,3})	3,92 (4,70)	1,7 (2,38)	1	26	ВГТ, 1953 (ИЗК, 1972)
3,25 (2,50 ^{1,4})	6,20	2,0 (1,55)	2		БГУ, 1965 (ИЗК, 1972)
<u>Забайкальская область умеренного горообразования</u>					
3,60	4,70	1,70	1	15	ИГыГ, 1972 (1973)
2,28	5,7	1,26 (1,3)	2		БГУ, 1970 (ИЗК, 1972)
2,6	5,1	1,3	1	20	ИГыГ, 1969 (1973)
3,0	4,7	1,4	1	20	То же
2,35 (2,48 ²)	5,50	1,26(1,35)	3	20	ИГыГ, 1970; ИЗК, 1972 (1974)
1,58 (2,14 ^{1,4})	5,6	0,88(1,20)	5	26	ИЗК, 1972, 1973 (1974)
2,9	4,6	1,35	1	10	ИГыГ, 1969 (ИЗК, 1972)
2,3 (2,11 ¹)	5,1	1,17(1,08)	2	20	ИГыГ, 1971 (1973)
2,30	4,8	1,1	2	20	То же
2,2	5,2	1,10	3	20	ИЗК, 1973 (1974)
2,07 (2,29 ¹)	6,4	1,33(1,48)	5	10	ИГыГ, 1971 (1973)
2,02	6,08	1,20	3	34	ВГТ, 1959 (ИЗК, 1972)
1,90	5,26	1,00	1		ВГТ, 1960 (ИЗК, 1972)
1,52	8,53	1,30	1		ВГТ, 1970 (ИЗК, 1972)
1,18	8,45	1,00	1	22	ВГТ, 1958, (ИЗК, 1972)
1,44 (1,64)	6,4	1,2	14	25-30	ИГыГ, 1970 (1973)
1,34	9,22	1,24	2	12	ВГТ, 1964 (ИЗК, 1972)
1,43	9,40	1,34	1		ВГТ, 1963 (ИЗК, 1972)
1,28	10,22	1,31	1		ВГТ, 1962 (ИЗК, 1972)
0,86	9,08	0,78	1		ВГТ, 1965 (ИЗК, 1972)
1,01	9,50	0,96	1		ВГТ, 1963 (ИЗК, 1972)
0,79	9,14	0,72	1		ВГТ, 1965 (ИЗК, 1972)
1,05	8,75	0,92	1		То же
2,03	7,97	1,62	1	8	ВГТ, 1953 (ИЗК, 1972)
2,38	5,68	1,35	1	11	ВГТ, 1961 (ИЗК, 1972)
1,73	7,35	1,27	1	25	ВГТ, 1961 (ИЗК, 1972)
1,28	7,50	0,96	1	7	ВГТ, 1963 (ИЗК, 1972)
1,28	8,85	1,13	1		То же
1,21	8,42	1,02	1	10	ВГТ, 1959 (ИЗК, 1972)
1,05	5,89	0,62	1		ВГТ, 1967 (ИЗК, 1972)
1,39	9,52	1,30	2		ВГТ, 1953 (ИЗК, 1972)
1,37	9,60	1,32	1	7	ВГТ, 1960 (ИЗК, 1972)
1,38	9,59	1,30	4		ВГТ, 1956 (ИЗК, 1972)
0,97	9,81	0,95	1		ВГТ, 1959 (ИЗК, 1972)
0,83-1,98	9,03-13,4	1,10	2	24	ИФЗ, 1966 (1973)
1,17	8,38	1,00	3	18	ВГТ, 1958; ИФЗ, 1966 (ИЗК, 1972)
1,03	8,89	0,92	1	25	ИФЗ, 1967 (ИЗК, 1972)
1,14	8,89	1,01	1		ВГТ, 1962 (ИЗК, 1972)
1,33	9,06	1,20	4	35	ВГТ, 1958, ИФЗ, 1966 (ИЗК, 1972)

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
185	53 ⁰⁴³	102 ⁰⁴⁸	400	2502	0,4
186-189	53 25	102 50	550	2100	2,0
191-196	53 21	103 56	470	2500	1,6
198-203	53 19	104 03	440	2420	0,3
204-205	53 16	105 04	760	2843	24
206	53 03	105 28	570	1805	0,3
208	52 50	103 08	420	1443	2,9

Примечание. Названия предприятий: БГУ - Бурятское геологическое управление (г. Улан-Уде); ВГТ - Восточный геофизический трест (г. Иркутск); ИГиГ - Институт геологии и гео-

скважинам в среднем составляли 6% (Байкальский рифт) - 7% (Иркутский амфитеатр).

На схематической карте распределения коэффициента теплопроводности в верхних горизонтах земной коры на исследуемой территории (рис. 4) видно, что в байкальской рифтовой зоне теплопроводность верхней части разреза рифтовых впадин, сложенного хорошо увлажненными гравийно-песчано-глинистыми осадками, практически чуть ниже ($5-6 \cdot 10^{-3}$) теплопроводности горного обрамления, представленного разнообразными изверженными и метаморфическими породами ($6-7 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град). Исключением является слой донных осадков оз. Байкал, в котором коэффициент теплопроводности в среднем составляет $1,9 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Однако мощность таких осадков не превышает первые метры (Князева, 1957), а в подстилающих осадочных породах, имеющих, по-видимому, тот же состав, что и осадочный чехол других рифтовых впадин байкальского типа, теплопроводность также увеличивается до $4-5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град и более. Повышенные значения коэффициента теплопроводности характерны для галогенно-карбонатных отложений Иркутского амфитеатра ($6-9 \cdot 10^{-3}$), особенно для его центрального поля (часто более $9 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град).

Плотность теплового потока на изученной территории изменяется от $1,0 \cdot 10^{-6}$ до $3,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек и более (табл. 2). Самые низкие величины тепловых потоков (менее $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек) наблюдаются в бортовой части Иркутского амфитеатра и в виде отдельных пятен - в его центральном поясе. На большей части описываемой территории тепловой поток варьирует от $1,0 \cdot 10^{-6}$ до $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, причем в горном обрамлении рифтовых впадин и в Забайкалье он находится ближе к $1,5 \cdot 10^{-6}$, а в Иркутском амфитеатре - к $1,0 \cdot 10^{-6}$. Исключением являются районы развития соляных куполов и зон разломов - Жигаловский ($1,3 \cdot 10^{-6}$), Усть-Кутский ($1,6 \cdot 10^{-6}$) валы и Нукутский разлом ($1,7 \cdot 10^{-6}$).

В рифтовых впадинах, как правило, плотность теплового потока выше $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Во внутренних частях крупных впадин (Байкальской, Тункинской, возможно, Баргузинской) она увеличивается

7	8	9	10	11	12
2,20	7,69	1,69	1	7	ВГТ, 1959 (ИЗК, 1972)
1,06	9,29	1,00	4	21	ВГТ, 1957, 1958 (ИЗК, 1972)
1,19	9,24	1,10	5	16	ВГТ, 1953, 1959 (ИЗК, 1972)
1,10	8,92	1,00	5	16	ВГТ, 1957, 1961 (ИЗК, 1972)
0,98-2,41	7,4-13,4	1,1(0,9)	3	8	ИФЗ, 1966 (1973)
1,20	8,65	1,04	1		ВГТ, 1958 (ИЗК, 1972)
1,05	9,40	0,99	1	18	ВГТ, 1950 (ИЗК, 1972)

физики СО АН СССР (г. Новосибирск); ИЗК - Институт земной коры СО АН СССР (г. Иркутск); ИФЗ - Институт физики Земли АН СССР (г. Москва).

ется до $2,0 \cdot 10^{-6}$, а в зонах разломов превышает эту величину, достигая в районе Баргузинского сброса $2,0-3,2 \cdot 10^{-6}$, в районе Провала (на Байкале) - $2,7-3,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Участки аномально повышенных тепловых потоков имеются и в самой впадине оз. Байкал. Они тяготеют преимущественно в его южной части.

Более детальная картина теплового поля получается при описании геотермических условий отдельных геологических структур. Но прежде, чем переходить к такому описанию, следует отметить, что результатом проведенных температурных измерений является определение собственно кондуктивной или теплопроводной составляющей теплового потока. По всей вероятности, в рифтовых впадинах большое значение имеет и конвективная составляющая потока (Lubimova, Lorin, Lysak, 1972; Лысак, 1972). Значительный дополнительный вынос глубинного тепла происходит в районах выхода термальных источников, на месторождениях термальных вод (Лысак, 1968; Ломоносов, Лысак, 1973). Кроме этого, в рифтовых впадинах, являющихся межгорными артезианскими бассейнами, имеются большие запасы термальных вод, залегающих на сравнительно небольших глубинах от дневной поверхности. Несомненно, наличие таких вод оказывает существенное влияние на тепловое поле.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН

Байкальская рифтовая зона. Собственно Байкальская впадина (рис. 5) является самой крупной в Байкальской рифтовой системе. Непосредственное определение теплового потока через дно оз. Байкал было сделано геотермическим отрядом Института физики Земли летом 1965 г. Результаты этих исследований широко известны (Любимова, Шелягин, 1966; Любимова, Попова, 1967; Любимова, 1968, 1968а, 1968б; и др.). Однако следует напомнить, что величины геотермических градиентов, измеренных в донных отложениях озера, весьма значительны - от $10 \cdot 10^{-2}$ до $21 \cdot 10^{-2}$ и в среднем составляют

$13,3 \cdot 10^{-2}$ град/м, что более чем в пять раз превышает геотермический градиент на побережье Байкала, в частности, в дельте р. Селенги. Зато теплопроводность донных осадков — илов и глубоководных песчаников — очень низкая ($1,2-2,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град). Тепловой поток через дно оз. Байкал, вычисленный как произведение измеренной величины геотермического градиента и теплопроводности верхнего слоя донных осадков, достигает $2,0 \cdot 3,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Эти величины значительно превышают средний континентальный тепловой поток и свидетельствуют о существовании под Байкалом положительной тепловой аномалии. Используя материалы Е.А. Любимовой и В.А. Шелягина (1966), попытаемся определить температуры на кровле кристаллического фундамента под дном оз. Байкал. Так как теплопроводность осадочных пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов), компенсирующих прогибание дна озера как минимум в 2-2,5 раза выше теплопроводности донных отложений (илов), то скорость нарастания глубинных температур здесь будет значительно ниже, чем в донных осадках. Кроме этого, под влиянием увеличивающегося давления теплопроводность осадочных пород с глубиной также постепенно увеличивается, что приводит к соответствующему уменьшению геотермического градиента.

Зная мощность осадочной толщи и теплопроводность основной массы осадочных отложений, авторы попытались вычислить геотермический градиент в каждом пункте наблюдений и по нему в первом приближении определить температуру на кровле кристаллического фундамента. Полученные данные показывают, что на Байкале можно выделить три геотермических участка соответствующих структурной схеме Байкальской депрессии (Зорин, 1968а).

В Южно-Байкальской впадине мощность осадочной толщи под дном озера превышает 6 км. Зона максимального погружения фундамента охватывает наиболее глубокую часть озера (более 1,5 км) и район, примыкающий к дельте р. Селенги. Для юга этого участка характерны наибольшие величины теплового потока — свыше $3,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, а расчетные температуры на поверхности фундамента превышают 200-300°. В средней части впадины тепловой поток снижается до $2,0-2,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, и температуры на тех же глубинах (-4,5 км) несколько ниже — 150°.

Северо-Байкальская впадина имеет максимальное погружение фундамента до 2-4,5 км. Температура на подошве осадочных отложений в северной половине впадины изменяется от 25 до 150°. Южная часть впадины, включая район Малого моря, характеризуется небольшими глубинами залегания фундамента и низкими температурами (менее 25°),

В районе, прилегающем к островам Ольхону и Ушканьим, на погруженной части подводного Академического хребта мощность осадочных отложений незначительна — не более нескольких сот метров. Температура кровли фундамента здесь вряд ли выше 25-50°.

Выявленная закономерность распределения теплового потока нарушается в зонах глубинных разломов, весьма многочисленных в

Байкальской впадине, по которым происходит разгрузка высоконапорных как холодных, так и термальных вод. Такая разгрузка подтверждается наличием многочисленных польней и пропарин, которые из года в год образуются на одном и том же месте. Большинство польней и пропарин тяготеют к погруженным в озеро глубинным разломам — Обручевскому сбросу, сместителям залива Провал и др. Меньшая часть пропарин, по В.М. Сокольникову (1957), образуется за счет тепла речных вод (в устье рек Селенги, Сармы), а также в результате течений, увлекающих за собой теплую воду со дна.

Более точное местонахождение субаквальных выходов терм на Байкале установить пока не удастся, однако наличие многочисленных термальных источников по берегам озера (см. рис. 5) подтверждает существование конвективной составляющей теплового потока. Большая часть этих источников расположена на восточном побережье Байкала, и температура воды в них изменяется от 22 до 74°, чаще всего превышая 50°. Ориентировочные подсчеты глубин формирования таких вод показали (Лысак, 1968), что они сопоставимы с глубинами залегания поверхности кристаллического фундамента рифтовых впадин и, видимо, не превышают 1,5–3 км.

Большой запас тепловой энергии имеется и в осадочном чехле самих рифтовых впадин, где температура пластово-трещинных вод достигает 100° и более.

Своеобразным "сухопутным" заливом впадины оз. Байкал является Селенгинская депрессия, в которой пониженные величины геотермических градиентов и тепловых потоков характерны для бортовых частей Усть-Селенгинской впадины и Твороговского поднятия, сложенных преимущественно грубообломочными и разнотермными осадками, снесенными с окружающих хребтов — Морского и Хамар-Дабана. Анализ полученных температурных данных показывает, что наибольшие величины геотермических градиентов характерны для толщ, сложенных глинами и конгломератами. Сравнительно низкие градиенты температур имеют гравийно-галечные и песчано-алевролитовые отложения. Тепловой поток на этом участке с учетом всех поправок (на скорость осадконакопления, влажность) равен $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек.

В районе Дельтового прогиба преобладают песчано-алевролитовые осадки. Разброс величин геотермических градиентов по разрезу получается довольно значительным — от $1,15 \cdot 10^{-2}$ до $4,4 \cdot 10^{-2}$ град/м.

Резкое изменение градиентов наблюдается в интервале от 1200 до 1600 м, где вскрыты хорошо выраженные водонесные горизонты, приуроченные к песчанникам. Эти воды имеют поверхностное происхождение, что подтверждается их химическим составом, хотя и претерпевшим некоторую метаморфизацию: они имеют гидрокарбонатный натриевый состав и минерализацию 0,4 г/л, насыщены метаном. По всей вероятности, они не играют заметной роли в формировании теплового поля описываемого участка, хотя тепловой поток здесь несколько выше, чем на Твороговском поднятии, и изменяется от $1,2 \cdot 10^{-6}$ (в районе Шигаево) до $1,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек (в районе Степного Дворца).

На Истокском поднятии преобладают песчано-глинистые литофаши. Глубинные температуры нарастают значительно быстрее, чем на описанных ранее участках: на глубине 1,0 км температура горных пород на Твороговском поднятии 22° , в Дельтовом прогибе 28° , на Истокском поднятии 34° . На 2 км разница температур более 20° .

Тепловой поток в районе Истокского поднятия возрастает до $1,6-2,1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. По всей вероятности, здесь имеет место дополнительный вынос глубинного тепла, поступающего вместе с термальными водами по зонам разломов. В Истокской скв.1 подток таких вод зафиксирован на глубине 2780 м. В скважинах, непосредственно вскрывших зону разлома (Истокская 3 и 5), горизонты термальных вод расположены в интервале от 2255 до 2920 м. Температура воды на устье скважин превышает $45-75^{\circ}$, на глубине 2 км она достигает 85° (скв. 3), а на глубине 2,5 км — 95° (скв.5). В анионном составе вод, наряду с гидрокарбонатами, существенную, а иногда и главенствующую роль играют хлориды — до 30–80%·экв, которые являются признаком их глубинного происхождения, так как в инфильтрационных водах таких ионов нет. Не могут они поступать и из водовмещающих пород — в основном песчаников и алевролитов. Следовательно, можно говорить о заметной роли конвективной составляющей теплового потока в районе Истокского поднятия.

Самые высокие значения тепловых потоков в Усть-Селенгинской впадине, достигающие $2,7-3,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, наблюдаются в районе залива Провал и обрамляющей его зоне тектонических нарушений. Новейшая и современная активность этого участка подтверждается повышенной сейсмической активностью и образованием самого залива Провал, явившегося следствием катастрофического землетрясения 1862 г.

Сейсмогенерирующий разлом существует и сейчас. В его зоне наблюдаются субаквальные выходы терм и газовых струй (Солоненко, Тресков, 1960; Самсонов, 1963). Этот разлом оказывает влияние на северо-восточную часть Усть-Селенгинской впадины, увеличивая здесь тепловой поток до $1,6-1,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (Моисеенко и др., 1972). В районе Южного прогиба тепловой поток уменьшается до $1,5 \cdot 10^{-6}$, а на Фофановской перемычке до $1,4 \cdot 10^{-6}$.

На западном берегу Байкала наиболее детально изучена скважина, расположенная в пос. Лиственичное, у истока р. Ангары. Она имеет глубину 1163 м и пройдена в кристаллических породах архея.

До 30–35 м здесь наблюдается уменьшение температуры по сравнению с температурой на 5 м почти на 1° . По-видимому, до этой глубины в какой-то мере оказывают охлаждающее влияние воды оз. Байкал и холодные поверхностные воды, проникающие в скважину по трещиноватой зоне. Глубже происходит постепенное нарастание температур, достигающих на забое 29° . Наиболее низкие ве-

личины геотермических градиентов характерны для нижней части разреза (глубже 800 м), в которой преобладающими породами являются гранитизированные гнейсы. Средний геотермический градиент этого горизонта равен $2,16 \cdot 10^{-2}$ град/м. В верхней части разреза, представленной гранитизированными и мигматизированными породами гранулитовой фации — мигматитами, агматитами, скарнами, пегматитами, гранитами, геотермический градиент увеличивается в среднем до $2,26 \cdot 10^{-2}$ град/м.

Вариации величин геотермических градиентов вызваны изменением теплофизических свойств горных пород и степенью трещиноватости последних. Дополнительных источников тепла здесь не имеется.

По данным Е.А. Любимовой (1968), тепловой поток в скв. Л-2 достигает $1,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Он складывается из фактического теплового потока, равного $1,12 \pm 0,04 \cdot 10^{-6}$ и поправок к этой величине за счет недавнего оледенения берега Байкала, охлаждающего эффекта водной массы озера и различия поверхностных температур в прибрежной зоне. Расчеты, сделанные в 1972 г., свидетельствуют о том, что средневзвешенная величина измеренного теплового потока по скв. Л-2 равна $1,19 \pm 0,03 \cdot 10^{-6}$, а введение поправок на влияние рельефа и контрастность теплопроводности увеличивает тепловой поток до $1,26 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Аналогичный тепловой поток ($1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек) был зафиксирован в кристаллических породах архея Приольхонья (Моисеенко и др., 1972). По данным этих же авторов, на берегу Култукского залива в мраморах и гнейсах архея тепловой поток уменьшается до $0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

На восточном побережье оз. Байкал участками anomalно повышенных величин тепловых потоков являются зоны глубинных разломов, особенно выводящие на поверхность термальные воды: Горячинское, Гусихинское, Змеиное, Давшинское, Хакусское и другие месторождения.

Горячинское месторождение приурочено к интенсивно-дислоцированным, трещиноватым, местами перемятым и вторично измененным интрузивным породам и связано с молодым разломом, имеющим субширотное простирание и крутое (70°) падение на север. Наибольшая трещиноватость и разрушенность пород в зоне разлома отмечаются в восточной части месторождения вблизи основного термального источника (рис. 6), где преимущественно развиты катаклазированные амфиболиты и тектонические брекчии.

Замеры забойных температур в скважинах, проводившиеся на различных глубинах в процессе бурения, показали, что с глубиной температура равномерно увеличивается, достигая максимальных значений вблизи основного термального источника. Построенная по этим данным Р.Р. и В.Г. Арутюнянц в 1964 г. карта геоизотерм, соответствующая глубине 19–25 м от поверхности Земли, выявила на месторождении три температурные зоны: менее 20° — северная часть, от 20 до 50° — центральная часть, свыше 50° — восточная часть. Температурное поле, ограниченное изотермой 50° , имеет

вид эллипса, вытянутого в субширотном направлении и охватывающего участок, расположенный непосредственно в зоне разлома и тяготеющий к основному термальному источнику. Вытянутость этого поля к западу от основного очага разгрузки обусловлена общим движением терм в западном направлении. На гидрогеотермических разрезах видно, что термальные воды, поднимающиеся по зоне разлома, на глубинах 110–150 м от поверхности Земли имеют температуру 45–54°. На устье скважин температура воды снижается непосредственно в зоне разлома всего на 1–2°. Наличие зон интенсивного дробления и трещиноватости пород способствует растеканию термальных вод вблизи поверхности Земли и формированию аномально повышенного теплового поля Горячинского месторождения. Измерения забойных температур в процессе бурения и после опробования скважин, термокаротаж во время режимных наблюдений – до откачки и после нее, проведенные в 1962 г., и наши геотермические исследования в 1971 г. позволили для некоторых нефонтанирующих скважин определить величины геотермических градиентов (скв. 1-р, 8-Р, 17-р), которые оказались равными $3\text{--}5 \cdot 10^{-2}$ град/м. Используя справочные данные по теплопроводности плагиогранитов, кварцевых диоритов и тектонических брекчий, был вычислен кондуктивный поток на Горячинском месторождении, составляющий $2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. По всей вероятности, конвективный тепловой поток на этом участке должен быть как минимум в 2–3 раза больше кондуктивного (более $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек).

По-видимому, такого же порядка конвективный тепловой поток будет и на Гусихинском месторождении термальных вод, хотя кондуктивный тепловой поток здесь равен $1,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Повышенные величины теплового потока вероятны на полуострове Святой Нос и даже на части Баргузинского хребта, пронизанной многочисленными разломами и теплопроводящими зонами. Действительно, геотермические измерения, проведенные в скважинах, расположенных вблизи Баргузинского сброса и пройденных в кристаллических породах верхнего протерозоя, показали, что нарастание глубинных температур на этом участке идет со скоростью $2,5\text{--}5,5 \cdot 10^{-2}$ град/м, а ориентировочные тепловые потоки могут достигать $1,3\text{--}3,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

В Селенгино–Итанцинской впадине нарастание глубинных температур происходит столь же интенсивно, как и в Усть–Селенгинской впадине, и зависит целиком от теплофизических свойств разреза, достигая максимальных значений в песчано–алевролитовой толще. Тепловой поток здесь равен $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

В северо-восточной части впадины находится Питателевское месторождение термальных вод (рис. 7). Главной термовыводящей зоной является сброс северо-восточного простирания, протягивающийся параллельно оз. Байкал. Западное (опущенное) крыло этого сброса разбито многочисленными поперечными субширотными разломами. Породы здесь интенсивно трещиноваты, перемяты и брекчированы. На этом же участке, по данным термокаротажа, отмечаются наибо-

лее высокие температуры: на глубине 100 м от дневной поверхности температуры в некоторых скважинах достигают 30–40°, а на глубинах свыше 200 м — превышают 60–70°. Резкое уменьшение глубинных температур (в 3–5 раз) происходит на восточном (приподнятом) крыле сброса.

Геотермические градиенты имеют максимальные значения в зоне интенсивного дробления и трещиноватости пород. По-видимому, по таким зонам и происходит растекание термальных вод, подводящими каналами для которых служат глубинные разломы. Вне зоны разлома нарастание температур происходит сравнительно медленно, особенно в кристаллических породах. Но по мере приближения к термовыводящим тектоническим нарушениям хорошо заметен на разрезах подъем изотерм, что способствует возрастанию геотермических градиентов и создает локальные тепловые аномалии даже не в фонтанирующих скважинах.

Во избежание непосредственного влияния термальных вод, прогревающих территорию Питателевского месторождения, при определении величин геотермических параметров из расчетов исключалась трещиноватая и обводненная зона, мощность которой нередко достигает 200–400 м. Кондуктивная составляющая теплового потока оказалась равной $1,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (по осредненным данным восьми измерений). По всей вероятности, здесь так же, как и на Горячинском месторождении, конвективная составляющая теплового потока значительно превышает кондуктивную, особенно в западной части месторождения, на опущенном и сильно разбитом субширотными нарушениями крыле сброса.

Второй по величине в Байкальской рифтовой зоне является Баргузинская впадина (рис. 8). Геотермические исследования верхней части разреза Баргузинской скв. 1 зафиксировали ярко выраженный температурный минимум. Он наблюдается в том интервале, где при бурении скважины на глубине 117 м были вскрыты мерзлые породы. Отрицательные геотермические градиенты и низкие температуры характерны и для других скважин, расположенных в центральной части Баргузинской впадины. Так, в Курумканской скв. 31, находящейся в 14 км к юго-востоку от с. Могойто, наблюдается постепенное уменьшение температур с 5,93° на 20 м до 3,16° на 89 м. Глубже термометр спустить не удалось, так как скважина оказалась зашламованной. Судя по градиенту, нулевые температуры здесь следует ожидать на глубинах 150–170 м. По устному сообщению Л. В. Заманы, руководившему бурением скважины, она имела глубину 300 м и не вышла из мерзлой толщи. В Курумканской скв. 7, расположенной в 9 км к востоку от с. Могойто, нулевая температура была замерена на глубине 90 м.

Следовательно, тепловое поле верхней части разреза Баргузинской впадины имеет весьма сложную и пеструю картину, представляющую собой частую перемежаемость полей положительных и отрицательных градиентов. Первые из них приурочены к таликам, связанным с деятельностью крупных рек и их притоков, а также

к зонам разломов, несущих тепло; вторые совпадают с зонами современного накопления осадков, обусловленного новейшим прогибанием впадины. Участки отрицательных величин геотермических градиентов особенно широко распространены в центральной и северо-восточной частях впадины и совершенно отсутствуют на юге Баргузинской впадины и в районе Баргузинского сброса.

Под толщей промороженных пород, залегающих в виде отдельных линз и островов на глубинах 80–100 м и имеющих мощность 200–300 м, нарастание глубинных температур, по данным Баргузинской скв. 1, происходит сравнительно быстро, хотя и весьма неравномерно. Средняя величина геотермического градиента в интервале 140–1330 м с учетом поправок на скорость осадконакопления и контрастность теплопроводности равна $3,2 \cdot 10^{-2}$ град/м. Разрез представлен в основном терригенными осадками, насыщенными водой, средняя теплопроводность которых достигает $5,9 \cdot 10^{-3}$ кал/см²·сек·град, а тепловой поток в них равен $1,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Аномально повышенные температуры наблюдаются в нижней части разреза скважины глубже 1200 м, где отмечен приток термальных гидрокарбонатных натриевых вод, содержащих до 10–11% экв хлора и до 9–10% экв сульфатов. При вскрытии этого водоносного горизонта температура самоизливающейся воды на устье скважины достигала 30°.

В восточной части Баргузинской впадины измерения были проведены Н.Е. Зарубиным в двух скважинах, расположенных на склоне Аргодинского отрога и пройденных в баргузинских гранитах. Нарастание температур происходит здесь значительно медленнее, чем в осадочном чехле впадины, и тепловой поток не превышает $1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Зато в западной части впадины, в районе Баргузинского сброса, наблюдается совершенно иная картина: по мере приближения к разлому в породах с одинаковыми тепловыми свойствами (порфирированных гранитах) геотермические градиенты увеличиваются от $2,31 \cdot 10^{-2}$ (в Курумканской скв. 24) до $3,44 \cdot 10^{-2}$ град/м (в Курумканской скв. 21), и тепловой поток на этом участке изменяется от $1,3 \cdot 10^{-6}$ до $2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Рис. 8. Геотермическая карта Баргузинской впадины

1 – пункты измерения и значения теплового потока: сверху – номер термограммы, внизу – тепловой поток, 10^{-6} кал/см²·сек; 2 – изотермы кровли кристаллического фундамента, °С; 3 – термальные источники; 4–8 – основные структурные элементы: 4 – осадочный чехол впадины, 5 – горное обрамление, 6 – основные тектонические нарушения, 7 – изогипсы кровли кристаллического фундамента, абс. отм. км (по Зорину, 1968а), 8 – внутри-впадинные котловины: I – Джидаканская, II – Усть-Миндайская, III – Хонхинская, IV – Усть-Гаргинская

Расчетные температуры подошвы осадочного чехла на большей части Баргузинской впадины превышают 25° и достигают $50-100^{\circ}$ и более в котловинах (см. рис. 8). В восточной части впадины на своеобразных антиклинальных структурах, являющихся как бы "подземным" продолжением отрогов Икатского хребта, температуры значительно ниже $20-25^{\circ}$. В зонах активизированных разломов выявлены локальные положительные тепловые аномалии. Это подтверждается бурением скважин в районе выхода некоторых термальных источников. Например, скважина в 1,5 км от Гаргинского источника имеет на глубине 43 м температуру 18° , в районах Быстринского и Толстихинского источников (в южной части впадины) на глубине 30 м — 44° и на глубине 35 м — 45° .

Необходимо подчеркнуть, что большая часть термальных источников расположена в южной и северо-западной частях Баргузинской впадины, которые являются наиболее активными в настоящее время, особенно северо-западный борт впадины, где температура воды в источниках наиболее высокая (свыше 70°).

Геотермические исследования, проведенные в Тункинской впадине (рис. 9), показали, что нарастание глубинных температур в центральной части впадины в толще песчано-глинистых и песчано-туфогенных пород с многочисленными прослоями базальтов происходит весьма неравномерно. Так, в верхней части разреза до глубины 800 м геотермический градиент не превышает $1,3 \cdot 10^{-2}$ град/м, но глубже он увеличивается более чем в два раза. Максимальные значения градиентов характерны для песчано-алевролитовых и глинисто-сланцевых пачек пород (до $3-4 \cdot 10^{-2}$ град/м), минимальные — для разнотермических песков и базальтов (менее $2-1 \cdot 10^{-2}$ град/м). Средневзвешенная величина градиента с учетом поправок на скорость осадконакопления и контрастность теплопроводности равна $2,81 \cdot 10^{-2}$ град/м, а тепловой поток на этом участке составляет $1,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Подтока глубинных термальных вод здесь не наблюдается, хотя Тункинской скв. 2 вскрыто пять водоносных горизонтов (в интервале 970–1900 м), в которых температура водовмещающих пород изменяется от 23 до 50° . Это пластовые или пластово-трещинные воды; они имеют низкую минерализацию (0,6–0,9 г/л), гидрокарбонатный натриевый состав, среди газов отмечается абсолютное преобладание азота и метана.

Заметный подток глубинного тепла и значительное прогревание глинисто-песчаной толщи происходит в районе Жемчука. По данным Тункинской скв. 1, в которой геотермический градиент достигает $5 \cdot 10^{-2}$ град/м, тепловой поток увеличивается до $2,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. В настоящее время эта скважина фонтанирует, и температура воды на ее устье равна $38-41^{\circ}$, а на глубине залегания основных горизонтов термальных вод в интервале 728–864 м она достигает $39-43^{\circ}$. Термы имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав и невысокую минерализацию (0,76–0,90 г/л), среди газов преобладает метан — до 84 объемных процентов.

6 м на расстоянии 100 м), что свидетельствует, с одной стороны, о высоких отметках областей питания, превышающих 1900–2400 м, с другой – об обширной краевой воронке депрессии у подножия Тункинского хребта, сформировавшейся за длительный период естественной разгрузки. Углекислые термы, по данным М.А.Кашиной (1971), циркулируют в толще известняков, особенно в зонах дробления, имеющих меридиональное или субмеридиональное направление и связанных с разломами. Они обязаны своим происхождением миграции инфильтрационных вод по трещинам в изверженных и метаморфических породах и насыщению таких вод на глубинах свыше 1–2 км углекислотой термометаморфического происхождения. В верхних частях разреза, особенно в восточной части месторождения, благодаря интенсивному подтоку холодных вод образовался широкий ореол вод смешения. По мере погружения известняков под валунно-глыбовые осадки температура воды увеличивается. Как видно из приведенных разрезов, сгущение изотерм происходит вблизи зон разломов.

Тем не менее кондуктивный тепловой поток в районе Аршана в среднем составляет $1,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Вероятно, повышенное тепловое поле этого участка в какой-то мере обязано своим происхождением остаточным явлениям ниже- и среднечетвертичного вулканизма, о чем свидетельствуют многочисленные вулканические аппараты, расположенные вблизи Аршана.

Появление тепловой аномалии на Ниловском отроге вызвано интенсивным подтоком глубинного тепла по зоне разлома, имеющей субширотное простираение с падением на север под углом 60–80°.

Нарастание глубинных температур на этом участке происходит весьма интенсивно, хотя и крайне неравномерно. Определения тепловых свойств кернового материала показали, что в плотных изверженных и метаморфических породах коэффициент теплопроводности достигает в среднем $6,0 \cdot 10^{-3}$, уменьшаясь в сильно трещиноватых образцах до $4,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см²·сек. Кондуктивный тепловой поток здесь выше $1,5 \cdot 10^{-6}$, а конвективный – более $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

На поверхности кристаллического фундамента Тункинской впадины вне зон разломов температуры достигают 50–100° (см.рис.9).

В других впадинах Байкальской рифтовой системы (Верхнеангарской, Муйской, Баунтовской и др.) геотермические исследования не проводились. Но, судя по мощности кайнозойских осадков в этих впадинах, достигающих 2–2,5 км (Зорин, 1971), и выходу термальных источников в их бортовых частях, на поверхности кристаллического ложа впадин температуры также превышают 50–75°.

В горном обрамлении рифтовых впадин точки температурных измерений немногочисленны.

На юго-восточном склоне Морского хребта расположено Черемшанское месторождение кварцевых песчаников и кварцитов. Здесь на высоте более 800 м над сопредельными рифтовыми впадинами (Байкальской и Селенгино-Итаншинской) зона влияния поверхностных факторов в некоторых сухих или слабообводненных скважинах достигает 60–80 м, и температуры на этих глубинах не превышают

1,5–1,8°. В обводненных скважинах глубже 35–50 м происходит медленное нарастание температур со скоростью $0,2–0,9 \cdot 10^{-2}$ град/м. Средняя величина геотермического градиента по разрезу самой глубокой скв. 17 равна $0,98 \cdot 10^{-2}$ град/м. Введение топографической поправки увеличивает ее до $1,04 \cdot 10^{-2}$ град/м. Несмотря на сравнительно высокую теплопроводность кварцитов и кварцевых песчаников, слагающих этот участок ($8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град), тепловой поток едва превышает $0,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

На восточных отрогах хребта Хамар-Дабан находится Ошурковское апатитовое месторождение, расположенное по сравнению с Селенгино-Итанцинской впадиной всего лишь на 150–200 м выше над уровнем моря. На одинаковых глубинах от поверхности Земли, например 100 и 150 м, температуры в районе Ошурково (7,9 и 9,3°) даже несколько выше, чем в Кабанской скв. 6, где они равны 6,8 и 8,3°, однако величины геотермических градиентов в Ошурковских скважинах значительно ниже и в среднем составляют $1,9 \cdot 10^{-2}$ град/м (в Кабанской скв. 6 – $2,4 \cdot 10^{-2}$ град/м). Тепловой поток в толще сиенит-диоритовых апатитоносных пород не превышает $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

К рифтовой зоне следует отнести и территорию Наранского месторождения флюорита, расположенного на южном склоне хребта Малый Хамар-Дабан на высоте 1150–1200 м над уровнем моря. Геотермические исследования 15 скважин показали, что на глубинах 150–200 м температуры здесь достигают всего лишь 4–5°, а средние величины геотермических градиентов – $1,6 \cdot 10^{-2}$ град/м. Введение топографической поправки увеличивает градиенты более чем на 20%. Теплопроводность основных разновидностей горных пород (сиениты, сиенит-порфиры, трахиты) на этом участке в среднем составляет $5,6 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Следовательно, тепловой поток достигает $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

В районе Закаменска, на Джидинском хребте, геотермические измерения проведены в скважинах, расположенных на высоте 1500–1700 м над уровнем моря (свыше 1100–1200 м над уровнем Байкала). Установлено, что на глубинах 200–445 м температура в микродиоритах и сиенитах достигает 5–10°, а средние величины геотермических градиентов близки к $1,9 \cdot 10^{-2}$ град/м. Введение топографической поправки увеличивает геотермический градиент всего лишь на 5%. Средняя теплопроводность разреза равна $7,4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град, и тепловой поток на этом участке более $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, что говорит о наличии в этом районе повышенной тепловой аномалии. Она была впервые выявлена исследованиями У.И. Моисеенко и др. (1972). Причина появления аномалии пока не установлена, хотя можно предполагать, что близости имеет место приток глубинного тепла (в районе Енгорбойского термального источника).

Западная часть Забайкальской области умеренного горообразования. Температурные измерения выполнены преимущественно во впадинах: Удинской, Иволгинской, Гусиноозерской,

Тугнуйской и Боргойской. В толще рыхлых мезозойских осадков температуры увеличиваются от $2-4^{\circ}$ (на глубине 50 м) до $8,0-9,0^{\circ}$ (150-200 м). Теплопроводность разреза в среднем составляет $5,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см \cdot сек \cdot град, а геотермический градиент несколько превышает $2,0 \cdot 10^{-2}$ град/м. Исключением является Хоринская впадина, в которой геотермический градиент в интервале 20-100 м равен $3,6 \cdot 10^{-2}$ град/м (Моисеенко и др., 1972).

Тепловой поток на изученных участках изменяется от $1,0 \cdot 10^{-6}$ (Гусиноозерская впадина) до $1,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см 2 \cdot сек (Удинская впадина) и увеличивается только в районе Хоринской впадины - до $1,7 \cdot 10^{-6}$ кал/см 2 \cdot сек. Низкий тепловой поток наблюдается в эффузивно-осадочной толще Тугнуйской впадины ($\sim 1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см 2 \cdot сек).

Более детально и до глубины 500-1000 м изучена Боргойская впадина, в которой в трех скважинах были проведены термокаротажные работы. Измерения показали, что температуры, на глубинах 100-150 м равные $7,8-9,6^{\circ}$, увеличиваются до $18-30^{\circ}$ на глубинах 500-1000 м, при этом скорость нарастания температур максимальна в эффузивно-осадочной толще мезозойских пород и более низкая - в эффузивах и конглобрекциях палеозоя. Средняя величина геотермического градиента на этом участке не превышает $2,0 \cdot 10^{-2}$ град/м, а тепловой поток достигает $1,2 \cdot 10^{-6}$ град/м.

На поверхности кристаллического фундамента температуры увеличиваются до $30-50^{\circ}$ в северной части впадины, а в районе максимального прогиба на юго-западе (до 2,0-2,5 км) они более 50° (Лысак, 1968б).

Вне впадин забайкальского типа геотермические исследования проведены пока только на хребте Цаган-Хуртей (см. табл. 2). Они показали, что в мезозойских гранитах геотермические градиенты с учетом топографической поправки могут достигать $2,3 \cdot 10^{-2}$ град/м, а тепловой поток увеличиваться до $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см 2 \cdot сек. Однако распространять эти данные на всю огромную площадь, занятую такими гранитами в Забайкалье, вряд ли представляется целесообразным.

Южные районы Сибирской платформы. На сопредельной с Байкальской рифтовой зоной с северо-запада территории Иркутского амфитеатра тепловое поле изучено сравнительно детально и уже описано в работах Д.И. Дьяконова (1958), Г.А. Череменского (1959, 1972), С.В. Лысак (1962, 1967, 1968б и др.), Е.А. Любимовой (1968б), А.С. Артеменко (1971). Заново пересчитанные и полученные за последние годы новые геотермические данные практически не изменили сложившееся представление о том, что на юге Сибирской платформы величины геотермических градиентов и тепловых потоков значительно ниже, чем в Байкальской рифтовой зоне (Любимова, 1968б; Лысак, 1968а, 1972).

Величины тепловых потоков близки к $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см 2 \cdot сек на моноклинальном северном склоне Восточного Саяна (Тулунский и

Иркутский выступы фундамента), в южной части Прибайкальского сводового поднятия и на некоторых площадях центрального поля амфитеатра. Температуры поверхности кристаллического фундамента здесь не выше 20–50° (рис. 10).

Аномальным участком на этой территории является район Тырети. Хотя до глубины 1400 м геотермические градиенты по мере возрастания мощности карбонатно-галогенных пород постепенно уменьшаются от $1,4 \cdot 10^{-2}$ до $1,0 \cdot 10^{-2}$ град/м, с появлением прослоев песчано-глинистого материала они увеличиваются до $2-5 \cdot 10^{-2}$ град/м. Это приводит к сгущению изотерм в нижней части разреза скважин и повышает тепловой поток до $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Еще выше тепловой поток в Нукутах, где даже в усольской свите геотермический градиент превышает $1,4 \cdot 10^{-2}$ град/м, а в терригенной толще он возрастает в 3–4 раза. Увеличение количества песчано-глинистых примесей и уменьшение теплопроводности осадков вряд ли объясняет появление аномалии. Скорее всего большее значение имеет подток термальных вод, который наблюдался на глубине 970 м с температурой 33°, хотя, по данным термокаротажа, температура водовмещающих пород на этой глубине не превышает 21,7°. Косвенным доказательством привноса термальной воды из трещиноватой зоны фундамента является понижение минерализации хлоридных натриевых рассолов, распространенных в этом районе повсеместно, до 332 г/л, в то время как, например, в Тырети минерализация рассолов достигает 376–535, в Осе – 364–424, в Кутулике – 346 г/л. На сравниваемых участках температура рассолоносных горизонтов такая же, как и водовмещающих пород.

На Марковском месторождении нефти и газа, расположенном в северо-восточной части Иркутского амфитеатра, средние величины геотермических градиентов изменяются от $0,86 \cdot 10^{-2}$ до $1,43 \cdot 10^{-2}$ град/м, а тепловые потоки соответственно достигают $0,8-1,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Минимальные величины геотермических параметров характерны для скв. 42, находящейся вблизи Казачинского выступа фундамента, и скв. 12, расположенной на склоне Марковского вала. Остальные скважины, в которых были проведены температурные измерения, расположены в зоне дизъюнктивного нарушения, осложняющего Марковское поднятие. По всей вероятности, существенное влияние на изменение теплового поля данного участка оказывает разгрузка подземных рассолов, о чем свидетельствуют многие гидрогеологические материалы (Пиннекер, 1966 и др.). В сводовой части Марковского поднятия наблюдается интенсивная трещиноватость карбонатных пород и сокращение мощности галогенных осадков (до 300–140 м по сравнению с западным крылом поднятия, где она достигает 700–1000 м), что позволяет предполагать образование каналов миграции глубокозалегающих подземных вод. По данным А.А. Дзюбы (1971), при вскрытии таких каналов скважинами происходил периодический самоизлив воды, температура которой на глубинах 150–300 м достигала 35–40°, в то

время как на этих же глубинах, по данным термокаротажа, температура пород не превышала 10–15°. В зоне тектонически сильно нарушенных пород тепловой поток на 20–30% выше, чем на смежных участках. Это указывает на значительную роль циркуляции подземных вод в распределении глубинного тепла на данном участке. В горизонтальном плане Марковская геотермическая аномалия линейно вытянута и приурочена к зоне нарушения, в вертикальном направлении она охватывает весь чехол, поверхность фундамента и опускается на большие глубины.

Несмотря на кажущуюся значительную "раскрытость" глубинных недр в зоне разлома, на Марковском месторождении имеются и глубоко метаморфизованные высококонцентрированные рассолы. По-видимому, наблюдающаяся современная разгрузка подземных вод вызвана неотектоническими движениями. Эти движения привели к оживлению и приоткрыванию трещин и усилили гидротермальную активность района.

Еще более значительная тепловая аномалия имеется в районе Усть-Кута, где геотермический градиент превышает $2,0 \cdot 10^{-2}$ град/м, а тепловой поток достигает $1,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. На Усть-Кутском своде наблюдается подток подземных вод с аномально высокой температурой, так как на глубине всего лишь 90 м в Усть-Кутской скв. 1 температура воды достигала 55°, а в Южно-Кутской скв. 1 на глубине 318 м – 40° (Дзюба, 1971). По данным термокаротажа, температура горных пород на этих глубинах не превышает 8–12° и достигает 40° лишь на глубине 1600 м.

Аномальным тепловым участком на центральном поле Иркутского амфитеатра является район Жигаловского вала, где величины тепловых потоков равны $1,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, хотя геотермические градиенты и не очень высокие – в среднем $1,4 \cdot 10^{-2}$ град/м. Благодаря тому, что скважины вскрывают мощную толщу карбонатно-галогенных осадков, теплопроводность разреза очень высока – более $9,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. По мере приближения к усольской свите, например в Балыхтинской скв. 1, геотермические градиенты постепенно уменьшаются от $1,6 \cdot 10^{-2}$ до $1,1 \cdot 10^{-2}$, снижаясь в пластах каменной соли до $0,3 \cdot 10^{-2}$ град/м, а коэффициент теплопроводности горных пород по этому же разрезу увеличивается от $8,5 \cdot 10^{-3}$ (в доломитах) до $11,6 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град (в засоленных доломитах, переслаивающихся с каменной солью).

Следовательно, появление тепловой аномалии в районе Жигаловского вала можно было бы объяснить тепловыми свойствами разреза, однако здесь имеется еще один фактор, свидетельствующий о дополнительном притоке тепла на данном участке: при вскрытии рассолоносного горизонта в интервале 1122–1130 м Балыхтинской скв. 5 температура воды достигала 40,7°, хотя температура водонасыщенных пород на этой глубине, по данным термометрии, не превышает 24,7° (Лысак, 19686). По-видимому, такой подток происходит по Жигаловскому разлому, что способствует значительному повышению изотерм на участке Балыхта-Тыпта и снижает минерали-

зацию' рассола в Тыптинской скв. 1 почти в 2 раза (до 300-311 г/л) по сравнению с Балыхтинской площадью (599 г/л). Наличие зоны разгрузки подтверждается и выходом соленых источников по берегам р. Лены в районе Жигалово.

Южнее Жигаловского вала величины геотермических параметров уменьшаются, что снижает тепловой поток до $1,1-1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек и уменьшает температуру верхних частей разреза земной коры: изотерма 20° здесь находится лишь на глубине 1000-1300 м, в то время как на участке Балыхта-Жигалово эта температура зафиксирована на глубине 700-900 м.

В западной части Иркутского амфитеатра, которая частично показана на рис. 10, тепловое поле также неоднородно. Повышенные величины геотермических градиентов и тепловых потоков наблюдаются в Тайшетской и Нижнеудинской скважинах. Росту глубинных температур на этом участке способствует не только существенное изменение литологического состава осадочной толщи (преобладание в разрезе песчано-карбонатных пород), но и появление траптовых интрузий и значительное увеличение мощности осадочного чехла. Конечно, говорить о непосредственном тепловом влиянии траптов, внедрение которых происходило в пермо-триасе, в настоящее время практически невозможно. Однако этот процесс вызвал значительную активизацию территории и способствовал образованию зон повышенной трещиноватости и раздробленности пород, особенно вблизи имеющих ранее разломов. На таких участках появились благоприятные условия для выноса глубинного тепла, что подтверждается наличием положительной тепловой аномалии в районе Тайшета - Нижнеудинска.

Подобного же типа аномалия имеется в районе Братска, где тепловой поток достигает $1,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. В скважинах, расположенных в поле развития траптов, но находящихся вне зон разломов, тепловой поток не превышает $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (Мироново, Заярск).

Таким образом, в южных районах Сибирской платформы величины геотермических градиентов и тепловых потоков значительно ниже, чем в Забайкалье и особенно в рифтовых впадинах.

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ

Детализация теплового поля по отдельным геологическим структурам позволяет осуществить геотермическое районирование региона. Для южной части Восточной Сибири подобное районирование было сделано впервые С.В. Лысак (1967а). Геотермические исследования последних лет на территории, своеобразным центром которой является Байкальская рифтовая зона, выявили несколько геотермических районов, в которых величины тепловых потоков изменяются от $1,0 \cdot 10^{-6}$ до $2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек и более (рис. 11). В рифтовой зоне таких районов пять, в Забайкалье и Иркутском амфитеатре их только три.

К району пониженных величин тепловых потоков (менее $1,0 \cdot 10^{-6}$) относятся положительные морфоструктуры эпиплатформенного орогенического обрамления рифтовых впадин, некоторые впадины (Гусино-озерская, Тугнуйская и др.) и горные хребты Западного Забайкалья, а также краевые части южных районов Сибирской платформы, имеющие низкий градиент новейших тектонических движений и практически асейсмичные. Здесь наблюдаются самые низкие температуры и величины геотермических градиентов практически не превышают $1-2 \cdot 10^{-2}$ град/м.

Район промежуточных величин тепловых потоков (от $1,0 \cdot 10^{-6}$ до $1,5 \cdot 10^{-6}$) с достаточной степенью вероятности может быть выделен как на территории рифтовой зоны (западное побережье оз. Байкал, центральная часть Усть-Селенгинской и восточная часть Баргузинской впадин), так и в Западном Забайкалье (большинство впадин) и на центральном поле Иркутского амфитеатра. Геотермические градиенты здесь более $1,5-2,0 \cdot 10^{-2}$ град/м.

К району средних значений тепловых потоков (от $1,5 \cdot 10^{-6}$ до $1,75 \cdot 10^{-6}$) относится большая часть территории рифтовых впадин, расположенная преимущественно вне зон глубинных разломов, и участки тектонических нарушений в забайкалье и в Иркутском амфитеатре, на которых геотермические градиенты превышают $2,0-2,5 \cdot 10^{-2}$ град/м.

Районы повышенных (от $1,75 \cdot 10^{-6}$ до $2,0 \cdot 10^{-6}$) и максимальных (более $2,0 \cdot 10^{-6}$) величин тепловых потоков характерны для впадины оз. Байкал и бортовых частей других рифтовых впадин, пронизанных зонами разломов. Новейшая и современная активность этих участков подтверждается приуроченностью к ним большого количества эпицентров землетрясений и резкой тектонической дифференциацией блоков кристаллического фундамента впадин (Солоненко и др., 1968). Геотермические градиенты здесь превышают $3-5 \cdot 10^{-2}$ град/м, и даже самые верхние части земной коры значительно прогреты глубинным теплом, благодаря чему на отдельных участках наблюдаются многочисленные выходы современных гидротерм (рис. 12). Следует подчеркнуть, что естественные выходы терм (термальные источники) имеются преимущественно в районах повышенных и максимальных величин тепловых потоков и характерны только для рифтовой зоны. Вне ее на изучаемой территории термальных источников не обнаружено.

В районах низких величин тепловых потоков гидротермальная активность весьма ограничена. Термальные воды здесь практически отсутствуют или могут быть обнаружены лишь на очень больших глубинах от поверхности Земли (более 1,5-2 км). Подземные воды в формировании теплового поля этих районов обычно играют отрицательную роль, уменьшая тепловой поток в зонах питания артезианских бассейнов.

В осадочном чехле рифтовых впадин и на отдельных участках в платформенных районах (в зонах разломов), в которых пластовые или пластово-трещинные термальные воды имеют площадное развитие, гидротермальная активность проявляется слабо (район промежуточных величин тепловых потоков). К участкам средней и повышенной гидротермальной активности относится впадина оз. Байкал, по

берегам которой имеются многочисленные термальные источники, а в самой впадине наблюдается подток термальных вод по зонам разломов ("температурным швам"), особенно активным в южной части впадины. Зоны активизированных в кайнозой или сейсмогенерирующих разломов, к которым непосредственно приурочены выходы термальных вод на поверхность Земли в виде многочисленных термальных источников, могут быть отнесены к участкам высокой гидротермальной активности.

Термальные воды описываемого региона неоднократно привлекали внимание очень многих исследователей (Михайлов и др., 1946; Ткачук и др., 1957; Ткачук, 1959; Басков, Климов, 1963; Ломоносов, Лысак, 1967, 1973; Барабанов, Дислер, 1968; Лысак, 1968; Ломоносов, 1971; и др.) и больших коллективов ученых, обобщивших данные в таких крупных монографиях, как "Минеральные воды южной части Восточной Сибири" под редакцией В.Г. Ткачук (1961) и "Гидрогеология Прибайкалья" под редакцией Е.В. Пиннекера (1968). Основное внимание в этих работах уделялось описанию выхода терм или условий их залегания, гидрохимии и вопросам формирования. В меньшей степени проводился анализ их температур и почти не изучалось тепловое поле месторождений термальных вод. Первые сведения о тепловом поле таких месторождений стали известны благодаря работам Р.Р. и В.Г. Арутюнянц и др. (1964), И.М. Борисенко, В.А. Литвиненко (1966), М.А. Дорониной (1970), М.А. Кашиной (1971), И.М. Борисенко (1973) и др.

По своей температуре, составу и минерализации термальные воды региона весьма разнообразны (см. рис. 12), но тем не менее по преобладающему газу можно выделить несколько типов терм: азотные, радоново-азотные, углекислые, радоново-углекислые и метановые (Лысак, 1968; Ломоносов, 1971).

Самое широкое распространение имеют азотные термы, для которых коренными водовмещающими породами являются трещиноватые разнозернистые граниты (Баргузинский район) или гранодиориты и брекчированные породы (Прибайкальский район).

Температура воды зависит от того, вытекает ли она непосредственно из трещин в коренных породах, как это наблюдается, например, на Гаргинском (76°), Аллинском ($74-77^{\circ}$), Горячинском (54°) и других источниках, проходит через толщу рыхлых озерно-аллювиальных и болотных отложений (Змеиный - 45° , Болотный - 40° , Алгинский - $20,5^{\circ}$) или затопливается водами рек (Толстихинский - 27° , Быстринский - 22°). Следует отметить, что большинство азотных термальных источников имеют температуру воды выше $40-50^{\circ}$.

При бурении скважин в районах выхода терм, особенно если термовыводящие трещины перекрыты рыхлыми осадками, значительно увеличивается температура воды: на Быстринском месторождении она повысилась с 22 до 44° , на Толстихинском - с 20 до 45° , на Гусихинском - с 54 до 74° .

Минерализация азотных терм почти повсеместно не превышает 1 г/л и чаще всего изменяется от $0,4$ до $0,7$ г/л. Только на Питателевском месторождении она увеличивается до $1,75-2,12$ г/л

при фонтанировании с глубин 300–400 м. Прямая четкая зависимость между температурой и минерализацией термальной воды характерна для чистых сульфатных терм, обратная – для смешанных гидрокарбонатно–сульфатных или сульфатно–гидрокарбонатных терм.

В катионном составе воды азотных термальных источников преобладает натрий (от 75 до 97%·экв) с небольшой добавкой кальция, чаще всего не более 5–10%·экв. Среди анионов у значительной части терм преобладают сульфаты (до 71–85%·экв – Горячинский тип, до 67–40%·экв – Аллинский тип), обычно присутствуют гидрокарбонаты (от 8 до 44%·экв) и хлориды (до 7–11%·экв), очень много кремнекислоты (более 40–125 мг/л). Радиоактивность таких вод редко превышает фоновую.

Температура воды на известных 26 месторождениях азотных сульфатных терм в среднем выше 40–45°, но достигает и 75° (Алла).

Иногда в азотных термальных водах гидрокарбонаты существенно преобладают над сульфатами, как это наблюдается на Ципинских, Баунтовских, Сеюйских и других источниках. В таких водах содержание хлора достигает 6–14%·экв, очень много фтора – до 12–26%·экв, кремнекислоты более 50–110 мг/л и сероводорода до 15–29 мг/л. Температура воды на основных месторождениях азотных гидрокарбонатных терм (а их более десяти) достигает 40–80°, в среднем составляя 60°. Это наиболее высокотемпературные источники, и наличие в них повышенных содержаний хлора и фтора говорит о том, что они имеют дополнительный, кроме инфильтрационного, глубинный очаг питания, из которого поступает не только значительная доля глубинной тепловой энергии, но и выносятся часть компонентов, имеющих, по всей вероятности, магматическое происхождение.

Своеобразны термальные воды Питателевского месторождения: они имеют хлоридно–сульфатный состав (содержание хлора достигает 20–30%·экв), повышенную минерализацию (до 1,75–2,12 г/л), слабо радиоактивны (15–20 эман). Температура воды на устье фонтанирующих скважин превышает 45–75°.

Низкая минерализация и микрокомпонентный состав азотных гидротерм, в котором преобладают Al, Ti, Li, Mn, Cu, Sr, Ge, Ba и другие компоненты, свидетельствуют, по мнению И.С. Ломоносова (1971), о том, что они представляют собой разубоженные силикатные растворы, основной рудный груз которых сброшен при подъеме к поверхности по мере уменьшения температуры и давления. Эти гидротермы формируются за счет инфильтрационных вод, проникающих в глубинные разломы в условиях аномально повышенного теплового потока, и в свою очередь являются переносчиками глубинной тепловой энергии, поступающей из недр Земли в виде водных паров и газов.

Радоново–азотные термы, представленные на изучаемой территории Ниловопустыньским месторождением, имеют сульфатный натриевый состав, невысокое содержание анионов хлора (до 4–6%·экв) и фтора (до 2–5%·экв) и несколько повышенное содержание в катионном составе кальция (до 15–22%·экв) и магния (до 3–14%·экв). Минерализация терм достигает 0,84–1,08 г/л. Температура воды

как в термальных источниках, так и на устье фонтанирующих скважин превышает 40°.

Термальные воды обогащаются радоном в тектонических зонах дробления гранитов.

Углекислые термы имеются лишь на крайних юго-западном и северо-восточном окончаниях Байкальской рифтовой зоны. В северной части Тункинской впадины, на границе с ее горным обрамлением, расположено месторождение углекислых магниевых-кальциевых вод курорта Аршана-Тункинского. До недавнего времени на этом месторождении были известны только холодные углекислые воды, но в 1967 г. одна из скважин вскрыла на глубине более 400 м углекислые воды с температурой до 40° и более (Кашина, 1971). Вероятно наличие и более высокотемпературных вод, так как тепловой поток на этом участке выше среднего (более $1,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек). Минерализация терм достигает 4-5 г/л, содержание хлора и фтора незначительно (менее 3-4% экв), но много кремнекислоты (до 45-107 мг/л) и углекислоты (до 1,4-8,2 мг/л).

На северо-восточном фланге рифтовой зоны, в горном обрамлении Чарской впадины, находится группа теплых углекислых источников, температура воды которых не превышает 16-20°. По-видимому, и тепловой режим на этом участке несколько ниже (район средних величин тепловых потоков), чем, например, в Аршане-Тункинском.

В химическом составе вод теплых термальных источников преобладают гидрокарбонаты натрия или щелочные земли. Минерализация терм достигает 4,5-7,0 мг/л, содержание углекислоты до 1,6-2,1 мг/л, а кремнекислоты до 98-120 мг/л.

Радоново-углекислые термы известны в горном обрамлении Тункинской впадины - это Шумацкое и Сагансайрское месторождения термальных вод, температура воды которых несколько выше, чем на северо-восточных месторождениях углекислых гидротерм, и достигает 25-35°. В составе гидрокарбонатных магниевых-кальциевых вод наблюдается очень низкое содержание ионов хлора (до 2-6% экв), фтора (1-2% экв), натрия (до 6-18% экв) и пониженное количество кремнекислоты (25-37 мг/л). Зато высока минерализация вод (до 0,8-2,5 г/л), содержание углекислоты превышает 400 мг/л, а количество радона до 200-300 эман.

Углекислые гидротермы распространены в районах недавно угасшей вулканической деятельности и обязаны своим появлением насыщению инфильтрационных подземных вод углекислым газом за счет эманаций неглубокозалегающих магматических очагов. Глубина формирования этих терм значительно меньше, чем, например, азотных, и вряд ли превышает 1,5-3 км. Если водовмещающие породы насыщены радиоактивными элементами, то в газовом составе термальных вод появляется радон, как это имеет место на Шумацком месторождении.

В осадочном чехле рифтовых впадин содержатся азотно-метановые и метановые термы. На участках средних величин тепловых потоков в химическом составе этих вод преобладают гидрокарбона-

ты натрия, минерализация воды редко превышает 0,6 г/л, а температура воды на устье скважин не более 20–30°. На участках повышенных величин тепловых потоков химический состав метановых терм преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный натриевый или кальциево-натриевый с минерализацией до 1–3 г/л. Здесь ощутимо присутствие кремнекислоты (до 20–63 мг/л) и разнообразных микрокомпонентов – йода, бора, германия, титана, олова и др. Температура воды на устье фонтанирующих скважин составляет 27–50° и более.

Метановые термы рифтовых впадин образовались в терригенных слабосцементированных и богатых органическим веществом кайнозойских отложениях за счет высокого теплового потока этих впадин. Теплоносителем при этом являлись преимущественно инфильтрационные воды, поступающие со стороны горного обрамления впадин. И только на некоторых участках, где имеет место дополнительный вынос глубинного тепла по разломам, в составе термальных вод появляются воды более глубинного происхождения, несущие хлориды (до 20–80%·экв), а иногда и фтор (до 6–10%·экв).

В районах, сопредельных с Байкальской рифтовой зоной, глубокими скважинами вскрыты азотные, азотно-метановые и метановые термальные воды. Они приурочены к эффузивно-осадочным образованиям впадин забайкальского типа, в которых метановые термы с минерализацией до 4 г/л и сульфатным или хлоридно-сульфатным ионным составом могут быть обнаружены на глубинах свыше 0,75–1,0 км. В южных районах Сибирской платформы термальные воды, находящиеся на глубинах свыше 0,75–1,5 км, представлены крепкими и предельно насыщенными рассолами, минерализация которых достигает 300–500 г/л, а в химическом составе преобладают хлориды натрия или кальция. Такие рассолы являются уникальными как по степени концентрации, так и по содержанию в них целого ряда компонентов – сероводорода (до 1,1–1,6 г/л), брома (до 6–10 г/л), калия (до 10–20 г/л) и др.

Термальные рассолы образовались в галогенно-карбонатных и засоленных терригенных осадках, в восстановительной обстановке, где интенсивно протекают биохимические процессы, способствующие появлению метана и сероводорода. В районах пониженных величин тепловых потоков в газовом составе вод господствует метан и очень редко появляется сероводород. Здесь велико влияние инфильтрационных вод, которые, с одной стороны охлаждают тепловое поле этих районов, а с другой – способствуют интенсивному выщелачиванию галогенных пород и выносу из них таких компонентов, как натрий, калий, бром и др. На значительных глубинах от дневной поверхности при затрудненном водообмене и повышенной температуре происходит катионный обмен натрия рассола на кальций поглощающего комплекса пород в условиях восстановительной гидрогеохимической обстановки, что подтверждается преобладанием метана в газовом составе вод.

В районах промежуточных величин тепловых потоков термальные воды представлены весьма крепкими и предельно насыщенными рассолами, минерализация которых нередко превышает 400–500 г/л,

а газовый состав их очень сложный — метаново-азотно-сероводородный или метаново-сероводородно-азотный.

В областях разгрузки подземных вод Ангаро-Ленского артезианского бассейна, приуроченных к зонам тектонических нарушений, термальные воды залегают сравнительно неглубоко от дневной поверхности. В этих районах наблюдается интенсивное движение и перемешивание подземных вод: подток глубинных высокотермальных вод и их смешение с инфильтрационными водами, проникающими по зонам разломов. Поэтому зона свободного водообмена здесь имеет значительную мощность, что подтверждается наличием газов воздушного происхождения: азота и кислорода (Усть-Кут). В районе Марковского нефте-конденсатного месторождения в газовом составе термальных вод преобладают углеводородные газы, содержащие метан и тяжелые углеводороды. Это типичные нефтяные воды.

Таким образом, на территории южной части Восточной Сибири гидротермальная активность проявляется неодинаково: в рифтовых впадинах, особенно в приразломных зонах, она максимальна. Резкое снижение гидротермальной активности происходит в смежных с Байкальской рифтовой зоной районах Забайкалья и Иркутского амфитеатра. Гидрогеотермическое районирование соответствует распределению теплового потока на изучаемой территории и подтверждает высказанные предположения (Lubimova, Zorin, Lysak, 1972; Лысак, 1972) о существенной роли конвективной составляющей теплового потока в формировании теплового поля рифтовых впадин.

Суммарное количество тепла, выносимого водами термальных источников на территории Байкальской рифтовой зоны, составляет $22,1 \cdot 10^6$ кал/сек (Ломоносов, Лысак, 1973). Уточненные расчеты показали что эта цифра может быть увеличена почти в два раза и достигает $42 \cdot 10^6$ кал/сек. Это только "видимое" тепло, т.е. определяемое непосредственно по измеренному дебиту термальных источников и температуре воды. Скрытую разгрузку терм определить невозможно, хотя, по всей вероятности, она значительно больше, чем проявляемая на поверхности.

Если отнести количество тепла, выносимое водами термальных источников, ко всей площади изученной части Байкальской рифтовой зоны (~ 300 тыс.км²) и сопоставить полученный конвективный поток с наблюдаемыми кондуктивным ($q_{\text{ср}} = 1,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек), то конвективный тепловой поток составит не более 1% кондуктивного. Если же отнести это количество тепла только к площади рифтовых впадин (~ 50 тыс.км²), то конвективный тепловой поток превысит 5% от наблюдаемого кондуктивного или 10% от существующей тепловой аномалии. В зонах разломов, где непосредственно происходит разгрузка термальных вод, конвективная составляющая теплового потока может быть увеличена во много раз и, по-видимому, становится господствующей. Поэтому, если подсчитанное количество тепла отнести только к зонам термовыводящих разломов, площадь которых составляет около 1 тыс.км², то конвективный тепловой поток на этих участках может достигать $2,0-2,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, т.е. быть равным кондуктивному или даже превосходить его.

**СООТНОШЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ
СО СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ,
ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ
И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТЬЮ**

Многими исследователями (Birch, 1968; Поляк, Смирнов, 1967, 1969, 1970; Любимова, 1968; Verma e. a., 1970; Lubimova, Feldman, 1970; Lachenbruch, 1970; Кутас, Гордиенко, 1971; и др.) установлена тесная связь теплового потока с геолого-тектоническим строением земной коры, с возрастом тектогенеза или тектонической активизацией, со средними скоростями современных вертикальных движений и с распределением величин различных геофизических параметров: мощностью земной коры, гравитационными и магнитными аномалиями (Wagel e. a., 1969), скоростями упругих волн в земной коре и верхней мантии, электропроводностью разреза и т.п. В частности, известно, что в зонах тектонически активных поясов наблюдается прямая корреляция величин глубинного теплового потока с многими показателями — формами рельефа, мощностью коры, градиентами вертикальных движений, изостатическими аномалиями (Смирнов, 1967). По всей вероятности, указанные геологические, геофизические и геотермические параметры генетически связаны между собой. Так как такие параметры в большинстве случаев имеют числовые характеристики, то взаимосвязь между ними может быть выражена в виде математических формул.

Методологические принципы математического анализа мировых данных теплового потока рассмотрены Я.Б. Смирновым (1970), который считает, что для такого анализа можно использовать данные по одноименным геологоструктурным областям, имеющим не только сходную историю геологического развития, но и близкое строение земной коры и верхней мантии, аналогичные гравитационные поля и градиенты тектонических движений, наличие или отсутствие сейсмической, вулканической и гидротермальной активности.

В первом приближении наличие качественной связи между распределением теплового потока и геолого-тектоническим строением земной коры и ее гидротермальной активностью в Байкальской рифтовой зоне и в сопредельных с нею районах уже установлено в предыдущей главе. Подобная связь существует и с величинами различных геофизических параметров: в районах повышенных величин тепловых потоков наблюдается уменьшение мощности земной коры,

максимально пониженные значения гравитационных и магнитных аномалий, повышенная сейсмическая активность, наиболее низкие значения глубин залегания первого слоя высокой электропроводности и нижних кромок магнитоактивных тел.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ СВЯЗЬ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С РАЗЛИЧНЫМИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

Степень связи теплового потока с новейшей активизацией можно оценить, используя такие параметры, как абсолютные отметки деформированной поверхности выравнивания, характеризующие новейшую структуру, и средние модули градиента высот этой поверхности, отражающие степень контрастности неотектонических движений.

Между тепловым потоком (q) и высотами деформированной поверхности выравнивания (h) существует (по сопоставлению в 81 точке) обратная связь, при которой коэффициент линейной корреляции $r = -0,64$, а корреляционное отношение $\eta = 0,73$. При этом $q = 1,55 - 0,20 \cdot 10^{-3} h \pm 0,12$ или $q = -0,06 \cdot 10^{-6} h^2 - 0,224 \cdot 10^{-3} h + 1,65 \pm 0,16$.

Наличие подобной связи отражает прежде всего приуроченность повышенных значений теплового потока к рифтовым впадинам, в пределах которых и отмечаются минимальные высоты деформированной поверхности выравнивания.

Увеличению среднего модуля градиента высот ($\text{grad } h$)¹ соответствует прямое пропорциональное увеличение теплового потока, при котором $r = 0,69$ и $q = 1,08 + 9,40 \text{ grad } h \pm 0,10$. Квадратичная форма связи, как показывают расчеты, в данном случае не имеет преимуществ перед линейной ($\eta = 0,70$). Наличие прямой связи между геотермическим полем и модулями градиентов высот показывает приуроченность повышенных значений теплового потока к рифтовой зоне, в пределах которой наблюдается наибольшая контрастность вертикальных движений.

Соотношение геотермического поля с гравитационным можно проследить при сопоставлении теплового потока с изостатическими аномалиями силы тяжести ($g_{\text{изост}}$) и модулями их градиентов ($\text{grad } g_{\text{изост}}$). Расчеты по 81 точке показывают, что $q = 1,41 - 0,01 g_{\text{изост}} \pm 0,12$ или $q = 1,04 + 0,58 \text{ grad } g_{\text{изост}} \pm 0,12$, а коэффициенты корреляции соответственно равны $-0,59$ и $0,60$. Наличие корреляции и в этих случаях косвенно отражает все ту же связь теплового потока с новейшей тектонической активизацией, так как наиболее интенсивные аномалии силы тяжести связаны с линзами кайнозойских осадков в рифтовых впадинах (особенно во

¹Значения модулей градиентов высот вычислены Ю.А. Зориним и М.Р. Новоселовой (1972).

впадине оз. Байкал). Эти аномалии являются локальными и для них характерны высокие значения горизонтальных градиентов.

В Байкальской рифтовой зоне наблюдается корреляция между интенсивностью теплового потока и сейсмической активностью. На участках концентрации эпицентров землетрясений, магнитуда которых превышает $6-7 \frac{1}{2}$, тепловые потоки, как правило, выше $1,5-2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек. При сопоставлении теплового потока с данными, показывающими среднее количество землетрясений, приведенных к десятому энергетическому классу (A_{10}) и приходящихся на площадь 1000 км^2 (Ризниченко и др., 1969), оказалось, что $\eta = 0,67$ и $q = 0,11 A_{10}^2 + 0,79 A_{10} + 2,30 \pm 0,21$.

Интересно отметить, что районы повышенных и максимальных величин тепловых потоков пространственно также хорошо сопоставляются с участками относительно небольших глубин внутри коровых гипоцентров землетрясений, при этом $\eta = 0,90$ и уравнение регрессии имеет вид $q = 0,004 h^2 - 0,15h + 2,86$ (h - средняя глубина гипоцентра, км).

На исследуемой территории существует обратная линейная связь между величинами теплового потока и глубинами залегания нижних кромок магнитоактивных тел ($r = -0,47$), а также между тепловым потоком и глубинами залегания слоев высокой электропроводности в земной коре ($r = -0,59$; $\eta = 0,75$).

Корреляция теплового поля с гидротермальной активностью региона установила, что между указанными параметрами существует прямая линейная связь ($r = 0,71$). Следовательно, характеристика теплового поля может явиться своеобразным критерием для поиска месторождений термальных вод, что имеет большое практическое значение.

Результаты парной корреляции теплового потока с различными геолого-геофизическими параметрами показали, что тепловое поле Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с нею районов имеет наиболее тесную связь (коэффициент детерминации более 45-50%) с тектонической активизацией, высотами новейшей деформированной поверхности выравнивания и модулями их градиентов, глубинами гипоцентров землетрясений и залеганием слоев повышенной электрической проводимости, а также с гидротермальной активностью. Установлена связь (коэффициент детерминации более 35-45%) между тепловым полем и мощностью земной коры, гравитационным полем, глубинами залегания нижних кромок магнитоактивных тел и сейсмической активностью.

Так как выявленная при парной корреляции количественная связь между тепловым потоком и wybranными геолого-геофизическими параметрами охватывает не более 50% совместного изменения признаков, целесообразно для уточнения соотношения этих величин использовать множественную корреляцию.

Если рассматривать тепловой поток в виде сложной функции, то аргументами ее являются одновременно несколько параметров. Для множественной корреляции в качестве таких параметров были выбра-

ны абсолютные отметки деформированной поверхности выравнивания (h), средние модули их градиентов ($grad h$), остаточные изостатические аномалии ($g_{изост}$) и сейсмическая активность (A_{10}), т.е. те же параметры, с которыми ранее была проведена парная корреляция.

Для сопоставления с четырьмя выбранными геолого-геофизическими параметрами было использовано 100 пунктов определения теплового потока, расположенных на территории южной части Восточной Сибири. Используемые значения принадлежат к единому распределению, описываемому нормальным законом.

Коэффициент множественной корреляции теплового потока с выбранными параметрами $R = 0,84 \pm 0,06$. Уравнение регрессии имеет вид

$$q = (1,11 \pm 0,10) - (0,18 \pm 0,10) 10^{-3} h + (7,41 \pm 1,58) 10^{-3} grad h - (13,19 \pm 3,90) 10^{-3} g_{изост} - (0,87 \pm 0,26) A_{10} + (0,34 \pm 0,12) 10^{-3} h grad h + (0,25 \pm 0,06) 10^{-3} h g_{изост} + (0,16 \pm 0,05) 10^{-3} h A_{10}.$$

Среднее квадратичное отклонение исходных значений теплового потока от линии регрессии (корень квадратный из остаточной дисперсии) составляет $\pm 0,29 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Последнее значение характеризует ошибку определения теплового потока по данному уравнению регрессии.

Высокая величина коэффициента корреляции и малая остаточная дисперсия позволяют использовать уравнение (10) для прогноза значений теплового потока на тех участках исследуемой территории, где еще не было непосредственных геотермических измерений.

ПРОГНОЗНАЯ КАРТА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Для построения прогнозной карты теплового потока использовалась матрица с размерами ячейки $10' \times 10'$. В каждой точке снимались значения четырех выбранных параметров: высот "тектонического" рельефа, модуля их среднего градиента, остаточных изостатических аномалий и сейсмической активности. Вычисления прогнозных значений теплового потока проведены для 3500 точек. По полученным значениям проведены изолинии теплового потока (рис. 13). Выбранное сечение ($0,5$ мккал/см²·сек) приблизительно соответствует удвоенному среднему квадратичному отклонению от линии регрессии.

Для сравнения на прогнозной карте указаны измеренные величины тепловых потоков.

Полученная прогнозная карта теплового потока дает общее представление о распределении геотемпературного поля в Байкальской рифтовой зоне и смежных с нею районах Прибайкалья и Забайкалья. На ней четко выделяются интенсивные геотермические аномалии. Особенно неоднородным является тепловое поле рифтовой зоны.

Максимальные величины тепловых потоков приурочены к собственно рифтовым впадинам: аномальные зоны вытянуты преимущественно по простиранию впадин и в большинстве случаев повторяют их конфигурацию. Сразу следует оговориться, что путем такого прогноза могут быть выявлены достаточно крупные локальные тепловые аномалии.

Низкие значения прогнозного потока отмечаются в горном обрамлении рифтовых впадин, особенно на участках перехода рифтовой зоны от широтного к меридиональному простиранию (в юго-западной части) и от меридионального к широтному (в северо-восточной части), а также в сопредельных районах Забайкалья и Сибирской платформы. Несоответствие прогнозных данных и фактических измерений наблюдается в узких локальных зонах, приуроченных, по-видимому, непосредственно к разломам. Такие аномалии имеются не только в рифтовой зоне, но и в Забайкальской области умеренного горообразования (районы Ямаровки и Дарасуна) и даже на Сибирской платформе (районы Усть-Кута, Маркова, Нукут).

Для участков исследуемой территории, на которых еще не проводились геотермические измерения, прогнозная карта дает общее представление об ожидаемых величинах тепловых потоков и предполагаемых контурах тепловых аномалий. Таким образом, значение полученной карты заключается прежде всего в прогнозе районов, перспективных для использования глубинного тепла. Основные тепловые аномалии приурочены к рифтовым впадинам, заполненным мощными толщами малоуплотненных кайнозойских отложений, которые являются своеобразными межгорными артезианскими бассейнами. Судя по повышенным значениям тепловых потоков, недра этих бассейнов в достаточной степени прогреты. Следовательно, мощные (до 2-6 км) линзы осадков в рифтовых впадинах, в которых циркулируют термальные воды, являются своеобразными резервуарами глубинного тепла. Перспективны для использования также гидротермы трещинного типа, приуроченные к зонам разломов, особенно расположенным вблизи рифтовых впадин.

По современным представлениям, все тепло, выделяющееся из недр Земли, в конечном счете генерируется распадом радиоактивных элементов. Однако механизм передачи тепла из глубин к поверхности может быть разнообразным. В областях, где отсутствуют геотермические аномалии, передача тепла осуществляется за счет теплопроводности горных пород. В тектонически активных областях, где преимущественно и наблюдаются аномалии теплового потока, этот процесс может существенно осложняться за счет проникновения в верхнюю часть мантии и в земную кору глубинного вещества, которое выносит с собой значительное количество тепла.

Чтобы уверенно определять подобные области, желательно учесть долю радиогенного тепла, выделяемую непосредственно в слоях земной коры, так как неоднородности в структуре и толщине этих слоев сами по себе могут создавать различие в значениях теплового потока, наблюдаемых на поверхности Земли.

РАДИОГЕННОЕ ТЕПЛО, ВЫДЕЛЯЮЩЕЕСЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Для оценки количества тепла, выделяющегося при распаде радиоактивных элементов, содержащихся в земной коре и равномерно распределенных в бесконечном плоском слое пород мощностью в 1 км, применяется следующая формула:

$$\sigma_q = A \rho \cdot 10^5 = (2,32 \cdot 10^{-8}U + 0,63 \cdot 10^{-8}Th + 0,86 \cdot 10^{-12}K) \rho \cdot 10^5, (11)$$

где A — интенсивность тепловыделения, кал/г·сек; ρ — плотность пород, г/см³; U, Th и K — содержание урана, тория и калия, г/г.

Используя материалы по содержанию радиоактивных элементов в различных слоях Земли (Виноградов, 1956, 1962; Смыслов, 1960; Любимова, 1966), и в частности по южной части Восточной Сибири (В.А. Смирнов, 1962; Заболотнов, 1963; Абрамович и др., 1968, 1971; Кренделев и др., 1971; Петров и др., 1972), а также результаты гаммаспектрометрических определений в образ-

цах из керна скважин, расположенных на исследуемой территории, выполненные В.А. Бобровым в Институте геологии и геофизики СО АН СССР и любезно предоставленные сотрудниками этого же Института А.Д. Дучковым и Л.С. Соколовой, авторы попытались определить интенсивность тепловыделения в каждом из крупных комплексов, слагающих земную кору Прибайкалья и Забайкалья.

Анализ полученных данных показывает, что наименьшее количество радиогенного тепла на единицу мощности слоя (1 км) выделяют галогенно-карбонатные (0,007) и магматические породы среднего состава (0,016). Примерно равное количество тепла выделяют метаморфические (0,030) и песчано-глинистые породы (0,020-0,035). Повышенное тепловыделение (0,085) характерно для кислых и щелочных магматических пород, в которых средняя интенсивность тепловыделения почти в два раза выше, чем, например, в аналогичных породах центральных районов Алтае-Саянской горной области (Дучков, Бобров, 1970).

Количество суммарных радиогенных источников тепла, а следовательно, суммарное тепловыделение зависит также от состава и мощности условно выделяемых геологических слоев - осадочного, "гранитного" или "базальтового".

По данным ГСЗ (Крылов и др., 1970), а также по геологическим, сейсмологическим и гравиметрическим материалам (Моисеенко, 1969; Шербакова и др., 1970; Зорин, 1971; и др.), в пределах южной части Восточной Сибири в земной коре выделяется несколько геофизических слоев.

Расчеты показывают, что радиогенный тепловой поток осадочного слоя, расположенного под Байкальской впадиной и имеющего мощность 6 км, достигает $0,12-0,18 \cdot 10^{-6}$, "гранитного" (9 км) $0,18-0,46 \cdot 10^{-6}$ и "базальтового" (15-20 км) $0,15-0,22 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек. Поэтому суммарный тепловой поток, генерируемый радиоактивными элементами в земной коре под впадиной оз. Байкал, составляет $0,5-0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек. Эта величина значительно ниже теплового потока, измеренного на Байкале и достигающего $2,5-3,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек. Следовательно, радиогенный тепловой поток составляет в данном случае не более одной трети наблюдаемого и не может создавать тепловые аномалии, выявленные в рифтовых впадинах.

В Забайкальской области умеренного горообразования и особенно в южных районах Сибирской платформы наблюдаемый тепловой поток более чем на половину обеспечивается радиогенным теплом, генерация которого в земной коре достигает $0,6-1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек, и доля подкорового теплового потока в общем тепловом балансе земной коры и верхней мантии вряд ли превышает 30%.

Полученное распределение глубинного теплового потока подтверждает наличие положительных тепловых аномалий в рифтовых впадинах.

Наблюдаемые возмущения теплового поля могут быть вызваны поверхностными или глубинными факторами. Оценить роль поверхностных (неглубинных) факторов в изменении геотермического поля можно на примере впадины оз. Байкал. Известно, что эта впадина заполнена рыхлыми осадочными отложениями, мощность которых достигает 5-7 км (Зорин, 1971). Для Байкала характерны катастрофические паводки, приносящие дополнительно в озеро сотни тысяч кубических метров обломочного материала (Лут, 1964). Громадные массы воды озера также должны вносить определенные искажения в геотермическое поле. И, наконец, неоднородности рельефа и контрасты в теплопроводности кристаллических пород фундамента и кайнозойских осадков должны привести к некоторому перераспределению теплового потока.

Влияние отдельных факторов, искажающих глубинный тепловой поток в районе оз. Байкал, уже оценивалось Е.А. Любимовой (1968а). Расчет топографической поправки, проведенный И.М. Кутасовым методом электромоделирования для упрощенной формы Байкала, показал, что максимальное искажение (уменьшение) теплового потока порядка 30% должно происходить в осевой части Байкальской впадины. Влияние огромной массы холодной воды, наполняющей впадину оз. Байкал, должно привести к увеличению теплового потока в осевой части впадины на 7% (Корытникова, 1940). Увеличение мощности слоя осадков, поглощающего часть тепла, может вызвать возмущение теплового потока на 25%.

В то же время тепло может выделяться при уплотнении осадков. Согласно расчетам П.Ф. Швецова (1966), слой рыхлых осадков мощностью 2-4 км, залегающий в интервале глубин 2-6 км, в течении десятков тысяч лет может вызывать увеличение плотности внутриземного теплового потока на 20%. Для этого необходимо, чтобы скорость седиментации составляла в среднем 10 см/год. Так как осадочная толща Байкальской впадины мощностью 5-7 км образовалась за 20-30 млн. лет, то выделение тепла, вызванное уплотнением, не превышает 0,1% от наблюдаемых значений потока (Голубев, 1971).

Если учесть контрастность теплопроводности осадочных ($4,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град) и кристаллических ($6,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град) пород и, используя метод Н.Н. Корытниковой (1943), определить соотношение между истинным и измеренным тепловым потоком, то оказывается, что тепловой поток в центральной части Байкальской впадины уменьшается на 8% по сравнению с его значениями в пунктах, удаленных от озера. Следовательно, совместное действие двух факторов - контраста в теплопроводности рыхлых осадков и кристаллических пород и охлаждения водной массой - приводит практически к взаимному уничтожению их влияний.

Суммарная оценка основных близповерхностных искажающих факторов для Южно-Байкальской впадины была сделана В.А. Голу-

бевым путем моделирования на универсальной сеточной модели (УСМ-1). Установлено, что искажение глубинного теплового потока может достигать значительных величин лишь на обрамляющих впадину хребтах и у подножия подводных склонов (так называемый краевой эффект). Для остальной территории такое искажение невелико (не более 3%). Поэтому поверхностные (неглубинные) факторы играют лишь второстепенную роль в перераспределении теплового потока, а основное значение имеют факторы глубинные, т.е. тепловые аномалии рифтовых впадин, несомненно, имеют глубинное происхождение.

Следует подчеркнуть, что измеренные величины тепловых потоков, о которых уже сообщалось, несут информацию только о кондуктивной составляющей переноса тепла. Приближенная оценка глубины центра тяжести источника, создающего Байкальскую геотермическую аномалию, дает значения около 20 км (Зорин, Лысак, 1972). Источник этот является линейно-вытянутым и имеет весьма небольшие размеры поперечного сечения. Такой источник не мог возникнуть под действием изолированных процессов, происходящих только в коре. Опыт геотермии показывает, что причиной возникновения повышенных значений теплового потока в рифтовых зонах в конечном счете являются процессы, происходящие в мантии. Поэтому есть все основания полагать, что источник тепла, создающий Байкальскую аномалию, соответствует проникаемой линейной зоне в коре, в которую тепло из мантии поступает конвективно с порциями магматических расплавов и их летучих производных (вероятно, воды). Это вещество, разогревая стенки проникаемой узкой зоны, и создает локальные аномалии кондуктивного теплового потока.

Таким образом, сама локальность аномалий кондуктивного теплового потока указывает на значительную роль конвективного переноса тепла в земную кору из мантии. Так как подобные локальные аномалии имеются во всех крупных рифтовых впадинах, то следует считать, что проникаемые зоны (разломы либо их пояса) существуют под каждой из этих впадин. Периодическое и довольно частое поступление глубинного вещества (в виде магмы либо гидротерм) в эти зоны может в принципе создать за 20-30 млн. лет (время развития Байкальских рифтовых впадин) тепловое поле, близкое к стационарному.

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Под геотермической моделью мы понимаем такую, в значительной степени идеализированную схему строения и состояния земной коры и верхней мантии, которая обеспечивает близкое к наблюдаемому на земной поверхности распределение теплового потока и не противоречит другим геофизическим данным. Модель должна включать в себя сумму представлений о структуре и состоянии земных недр

(о соотношении слоев различного вещественного состава, который определяет их различие по теплофизическим свойствам; о распределении локальных источников тепла и их природе, о положении изотерм в земной коре и мантии).

Для расчета температур в земной коре и верхней мантии следует рассматривать территории двух типов. К первому относится большая часть изученных площадей, на которых интенсивные локальные геотермические аномалии, имеющие глубинную природу, отсутствуют (южная часть Сибирской платформы, Забайкалье, горное обрамление рифтовых впадин). На этих участках, как уже указывалось, вариации теплового потока незначительны, и можно полагать, что здесь в пределах литосферы тепло переносится кондуктивно. Используя значения теплового потока и располагая сведениями о теплопроводности слоев Земли, мы в каждом из слоев можем рассчитать геотермические градиенты и на основании этого оценить температуру для любых глубин литосферы. Для астеносферы подобные приемы использовать нельзя, так как в этом ослабленном слое, видимо, существуют конвекционные течения, т.е. механизм передачи тепла сильно усложняется.

Ко второму типу относятся районы, в которых наблюдаются интенсивные аномалии теплового потока. Они совпадают с территориями рифтовых впадин. Аномальный кондуктивный тепловой поток, как было показано выше, здесь создается дополнительными источниками тепла, расположенными на сравнительно небольшой глубине и представляющими, по всей вероятности, зоны повышенной трещиноватости, в которых циркулируют термальные воды. В эти зоны тепло из мантии переносится конвективно. Определив теплопроизводительность источника (в двухмерном случае — тепловую мощность его единицы длины) и составив по данным МТЗ представление об его размерах, мы можем рассчитать температурное поле в области над источником, где тепло переносится кондуктивно. Здесь используется сравнительно несложный математический аппарат, вытекающий из уравнения Лапласа. Однако этот аппарат становится непригодным для определения температуры внутри источника и под ним. В последних областях предполагается конвективный перенос тепла, что чрезвычайно усложняет математическое решение задачи о распределении температуры. К тому же параметры теплопереноса нам неизвестны. Поэтому в районах второго типа мы ограничиваемся оценкой температур в земной коре вне источника.

В обобщенном и схематизированном виде земную кору в рассматриваемом регионе можно представить средой, состоящей из трех слоев: осадочного, "гранитного" и "базальтового". В рифтовых впадинах осадочный слой сложен песчано-глинистыми осадками, в южных районах Сибирской платформы — преимущественно галогенно-карбонатными отложениями. "Гранитный" слой в основной своей массе представлен метаморфическими породами (гранитогнейсами) и кислыми магматическими образованиями (гранитами, гранодиоритами). "Базальтовый" слой, вероятно, состоит из пород, близких

Таблица 3

Ориентировочные коэффициенты теплопроводности глубинных пород земной коры юга Восточной Сибири (10^{-3} кал/см·сек·град).

Слой	Байкальская рифтовая зона	Западное Забайкалье	Южные районы Сибирской платформы
Осадочный	5,0 (5,0)*	-	8,0 (8,0)
"Гранитный"	6,0 (6,0)	6,0 (6,0)	6,0 (6,0)
"Базальтовый"	7,0 (6,0)	7,0 (6,0)	7,0 (6,0)
Верхняя мантия	8,0 (9,4)	8,0 (9,4)	8,0 (9,4)

*В скобках указаны коэффициенты теплопроводности по данным А.Д. Дучкова и Л.С. Соколовой (1974).

по химическому составу к основной группе (габбро, диориты и др.). Верхняя мантия, очевидно, сложена перидотитами. Исходя из приведенных соображений, мы на основании собственных и литературных данных о теплофизических свойствах горных пород определили средние коэффициенты теплопроводности по выделенным слоям (табл. 3).

Расчет глубинных температур для областей первого типа (безаномальных) произведен следующим образом. В начале построены графики изменения теплового потока с глубиной с учетом его радиогенной составляющей. Затем с использованием средних значений коэффициентов теплопроводности рассчитаны графики изменения температурного градиента, по которым определены приращения температуры. Температуры определялись путем суммирования приращений. Температура поверхности Земли всюду принята равной 0°C . Для платформы среднее значение теплового потока полагалось равным $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, а для Забайкалья – $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Полученное распределение температур отражено на схематическом глубинном разрезе (рис. 14). В Забайкалье и на Сибирской платформе температура при увеличении глубины возрастает сравнительно медленно. На разделе Мохо в первом регионе она достигает 540°C , а во втором – 430°C .

Если не учитывать наличия дополнительных источников тепла под рифтовыми впадинами и подобную же операцию применить к аномальным участкам, то под оз. Байкал на поверхности Мохо получается температура порядка $1100\text{--}1200^{\circ}\text{C}$.

Однако в подобных аномальных участках, как отмечалось выше, мы можем рассчитывать температуру только до верхней границы дополнительного источника тепла, т.е. до кровли первого (сверху) слоя повышенной электропроводности, расположенной под Байкалом

на глубине около 15 км. Тепловой поток здесь необходимо разделить на две части: нормальную и аномальную. По этим двум частям раздельно необходимо рассчитать два поля температур (нормальное и аномальное), а затем вычислить суммарное поле.

Поле нормальных температур рассчитывается так же, как и поле безаномальных участков. Нормальная составляющая теплового потока принята постоянной и равной $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Аномальная составляющая потока равна разности между наблюдаемыми значениями и нормальным значением. В районе Байкала она изменяется по площади от 0 до $2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Если уподобить источник бесконечному по простиранию горизонтальному круговому цилиндру с постоянной теплопроизводительностью единицы длины, то можно записать

$$q_{\text{ан}} = \frac{A_1}{\pi} \frac{z_0}{z_0^2 + x^2}, \quad (12)$$

где $q_{\text{ан}}$ – аномальное значение теплового потока; z_0 – глубина центра тяжести поперечного сечения цилиндра; x – горизонтальная координата пункта, в котором определяется тепловой поток; A_1 – теплопроизводительность единицы длины цилиндра ($A_1 = A\pi R^2$, где A – тепловая мощность единицы объема источника, R – радиус цилиндра).

Полагая $x = 0$ (используется аномальное значение над центром тела), $q_{\text{ан}} = 2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, $z_0 = 24$ км (Зорин, Лысак, 1972), получим $A_1 \approx 15$ кал/см·сек.

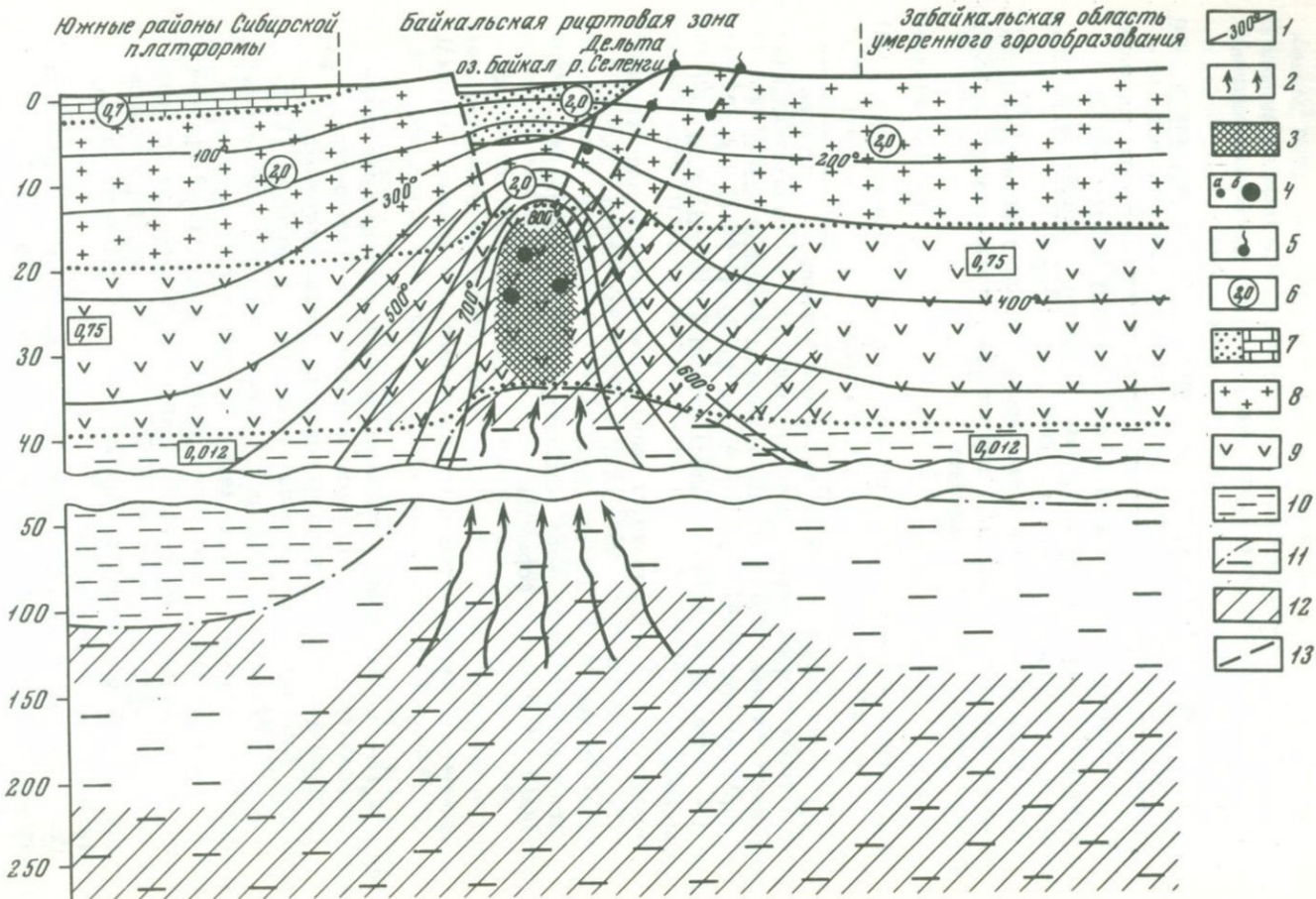
Распределение аномальной температуры T_a вокруг подобного источника описывается формулой

$$T_a = \frac{A}{4\pi\lambda} \ln \frac{x^2 + (z_0 + z)^2}{x^2 + (z_0 - z)^2}, \quad (13)$$

где x и z – соответственно горизонтальная и вертикальная текущие координаты пункта, в котором определяется температура; λ – средний коэффициент теплопроводности среды, окружающей источник. Остальные обозначения те же, что и в формуле (12).

Под оз. Байкал на первых шести километрах (в толще осадков) температура повышается равномерно, но градиент ее в три раза выше, чем в Сибирской платформе. Затем температурный градиент несколько возрастает. На верхней границе источника (на глубине 15 км) температура достигает 800°C. Так как внутри источника предполагается конвективный перенос тепла, то градиент здесь, очевидно, резко уменьшается.

Изображенная на рис. 14 геотермическая модель обеспечивает наблюдаемые на поверхности значения теплового потока. Однако ее правдоподобие целесообразно проверить еще и непосредственным сопоставлением температур, измеренных в глубоких скважинах, с их вычисленными значениями. Глубокие скважины пробурены в дельте



р. Селенги, т.е. в краевой части Байкальской впадины. Удаление скважин от оси аномалии составляет приблизительно 15–20 км. Для расчета аномальных температур это удаление должно быть учтено. Подставляя в (13) значение $x = 15$ км, получим для глубины 2 км $T_a = 45^\circ\text{C}$, а для глубины 2,5 км $T_a = 56^\circ\text{C}$. С учетом нормальной составляющей температуры для этих глубин соответственно оцениваются в 84 и 104°C . В скв. Истокской 1 на глубине 2 км зафиксирована температура 65°C . В скв. Истокской 5 на глубине 2,5 км температура составила 95° . Таким образом, результаты измерений и вычислений различаются на 10–25%, что, учитывая схематичность модели, следует, очевидно, признать удовлетворительным.

Полученные при моделировании параметры тепловых источников в значительной степени условны. Допущение о стационарности локального теплового поля может не соответствовать действительности, что приведет к некоторому приуменьшению глубин источников. С другой стороны, в настоящее время имеется лишь приближенное представление о конфигурации локальных геотермических аномалий. Тем не менее установлено, что районы повышенного кондуктивного потока почти всюду совпадают с районами интенсивного проявления гидротерм (см. рис. 12). Поэтому не исключена возможность, что рассматриваемые аномалии вообще являются результатом своеобразного интегрирования более мелких возмущений поля, связанных с близким нахождением участков развития термальных вод. Иными словами, вполне вероятно, что при более детальных исследованиях отмеченные аномалии распадутся на ряд более мелких. Уменьшение ширины аномалий, естественно, приведет к выводу о меньших глубинах источников и об их меньших тепловых мощностях, чем это предполагается в настоящее время. Но еще более очевидной станет приуроченность геотермических аномалий к узким проницаемым зонам (разломам либо их поясам).

Наличие локальных дополнительных источников тепла в средней части земной коры делает невозможной оценку температуры в ниж-

Рис. 14. Геотермическая модель Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов

1 – изотермы, $^\circ\text{C}$; 2 – конвективный тепловой поток из мантии; 3 – промежуточный источник кондуктивного теплового потока (зона повышенной трещиноватости в нижней части земной коры); 4 – гипоцентры землетрясений: а – слабых, б – сильных; 5 – термальные источники; 6 – генерация тепла радиоактивными элементами, 10^{-13} кал/см³·сек; 7 – осадочный слой: а – терригенный, б – карбонатно-гапогенный; 8 – "гранитный" слой; 9 – "базальтовый" слой; 10 – мантия; 11 – зона разуплотнения в мантии; 12 – слои повышенной электрической проводимости (по данным МТЗ); 13 – разломы

ней части коры и мантии по значениям теплового потока. Для этой оценки целесообразно использовать данные магнитометрии и магнитотеллурических зондирований.

Предложенную геотермическую модель (см. рис. 14) можно рассматривать в качестве рабочей гипотезы и ее связь с механизмом образования рифтовых структур можно толковать следующим образом. Под рифтовой зоной, очевидно, существует восходящее конвективное течение вещества мантии. Конвекция может иметь как тепловую, так и чисто гравитационную природу. Скопление подобного вещества под корой вызывает образование Байкальского свода, а растекание этого вещества, обладающего пониженной вязкостью, в горизонтальном направлении обеспечивает растяжение коры и образование рифтовых впадин. Кора при этом утоняется и, видимо, сильно разрушается в отдельных местах. Разогретое мантийное вещество дифференцируется с выделением базальтовой магмы и летучих флюидов. Дифференциаты мантии проникают в сильно разрушенную кору и, циркулируя в трещиноватой зоне, создают дополнительные источники кондуктивного теплового потока. Часть тепла передается на поверхность термальными водами, циркулирующими по глубоко проникающим разломам. На остальной территории рифтовой зоны, где кора менее разрушена, дополнительная тепловая энергия еще "не дошла" до верхней части коры. Видимо, этим и объясняется отсутствие заметной региональной аномалии в Байкальской рифтовой зоне.

В недрах Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с нею районов содержится большое количество тепла, аккумулированного как в различной степени нагретых горных породах, так и непосредственно в термальных водах, запасы которых особенно велики в рифтовых впадинах, где наблюдаются наиболее высокие значения тепловых потоков и которые по сути дела являются артезианскими бассейнами. В настоящее время наиболее рациональной формой использования глубинного тепла является извлечение его из термальных вод или непосредственное использование последних. Это уже осуществляется на некоторых месторождениях Восточной Сибири, преимущественно в лечебных целях и очень слабо — для теплофикации.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ДЛЯ БАЛЬНЕОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ

Азотные термы, близкие по своим лечебным свойствам к минеральным водам курортов Кульдур, Цхалтубо и др., наиболее широко распространены в изученных районах. Они используются для лечебных целей в Горячинске — старейшем курорте Восточной Сибири. Для ванн расходуется ежедневно не более 100 м^3 воды, хотя запасы кремнистых терм этого месторождения утверждены в ГКЗ в количестве $1167 \text{ м}^3/\text{сут}$. В ближайшем будущем курорт будет расширен почти вдвое. Но этим не будут исчерпаны его возможности, так как запасы термальных вод обеспечивают строительство бальнеологического комплекса на 2000–2500 мест.

Водолечебница Нилова Пустынь, где также известны эксплуатационные запасы радиоактивных азотных терм ($1816 \text{ м}^3/\text{сут}$), ценность которых особенно велика, имеет несколько лечебных корпусов общей вместимостью 650 мест. В летний период посещаемость водолечебницы увеличивается вдвое, поэтому настоятельной необходимостью является строительство на этих водах крупного курорта на 1000–1200 мест.

Большой практический интерес представляют термальные воды Питателевского месторождения, по которому были утверждены эк-

сплуатационные запасы в количестве 1987 м³/сут с правом проектирования и строительства курорта. Термальные воды в настоящее время используются детским санаторием и пансионатом, а также ведется строительство местного курорта на 400 мест.

Сезонные водолечебницы и дома отдыха, использующие азотные термы в лечебных целях, построены на Гаргинском, Баунтовском, Хакусском, Аллинском, Гусихинском, Кучигерском и некоторых других источниках.

Воды углекислых терм, развитых на северо-восточном и юго-западном флангах Байкальского рифта, напоминают минеральную воду курортов Кисловодска, Пятигорска и др. Наиболее популярным курортом на таких водах является Аршан-Тункинский. Хотя до недавнего времени здесь использовались только холодные углекислые воды, открытие углекислых терм, выведенных на поверхность многочисленными скважинами, является перспективной базой дальнейшего развития курорта.

Большой лечебный эффект дают метановые термы, вскрытые глубокими скважинами в Тункинской, Усть-Селенгинской и других впадинах (водолечебницы Жемчук, Сухая и др.).

Многочисленные естественные выходы терм и результаты глубокого бурения в межгорных впадинах байкальского типа, установившие широкое развитие в них термальных вод, с уверенностью позволяют говорить о перспективах использования терм в бальнеологии. Первоочередными объектами для освоения, кроме реконструкции названных курортов, должны быть Гаргинские, Аллинские и Кучигерские термы, на которых, кроме термальной воды, имеется и минеральная грязь.

В отдаленных районах у наиболее доступных источников следует создавать местные водолечебницы. Необходимо реконструировать и расширить Баунтовскую и Хакусскую здравницы, а также обратить внимание на некоторые термальные источники Баунтовского и Северо-Байкальского района (Ципинский, Муйский, Муяканский и др.).

В недалеком будущем в Баргузинском, Ольхонском, Тункинском и других районах предполагается создать Государственные природные парки и туристско-курортные районы — Тункинский с курортами "Аршан", "Нилова Пустынь" и др.; Туркино-Баргузинский — "Горячинск", "Алла", "Гарга"; собственно Байкальский, включающий западное побережье озера от г. Нижнеангарска до мыса Котельниковского, восточное побережье озера в районе дельты р. Селенги и пригородной зоны г. Улан-Удэ и северо-восточное побережье Байкала с бухтами Хакусы, Фролиха и долиной нижнего течения р. Верхней Ангары и др. При создании таких курортных районов необходимо и экономически целесообразно идти по пути создания крупных санаторно-курортных комплексов, а также открытия новых местных водолечебниц в удаленных и труднодоступных районах.

Для быстрого освоения термальных вод в лечебных целях было бы целесообразно создание специализированного курортного управления "Байкалминвод".

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В ПРОМЫШЛЕННОСТИ И СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ

В суровых климатических условиях Восточной Сибири термальные воды могут найти применение не только в лечебных целях, но и для теплофикации и будущих и существующих санаторных зданий и жилых домов. Температура (более 40–70°) и дебит воды (более 10–15 л/сек на основных месторождениях термальных вод) уже сейчас позволяют использовать эти воды для многих бытовых нужд. На существующих курортах и водолечебницах расход воды в несколько литров в секунду полностью обеспечивает потребность в лечебной воде, а остальная часть воды практически не используется. Лишь на некоторых месторождениях имеются теплично-парниковые хозяйства, отапливаемые за счет внутреннего тепла Земли. На Питателевских термах водозабор для теплицы состоит из трех скважин, имеющих температуру воды 60–70°. Снижение температуры воды при транспортировке на расстоянии 450 м в зимнее время не превышает 2–2,5°. Температура на входе в теплицы составляет 62–63°, а на выходе 50–53°, т.е. используется лишь незначительная часть полезного тепла. Значительно меньшего объема тепличные хозяйства имеются на Горячинском и Гусихинском месторождениях. Собственно этим и ограничивается современное использование термальных вод в сельском хозяйстве.

Для теплофикации жилых и лечебных помещений термальные воды используются только в Горячинске.

Вполне очевидно поэтому, что существует необходимость комплексного использования терм, как это имеет место, например, на многих курортах Советского Союза (Кульдур, Джермук, Ходжи-Оби-Гарм и др.).

Наиболее доступными для практического промышленного и сельскохозяйственного использования являются воды термальных источников. При проведении гидрогеологических разведочных работ эксплуатационные запасы на каждом источнике могут быть увеличены до 40–50 л/сек, а на некоторых даже до 80–100 л/сек (Ципинский, Хакусский, Толстихинский и др.). Об этом убедительно свидетельствует пример Питателевского месторождения. Дебит источника до проведения здесь разведочных работ составлял 2,2 л/сек при температуре воды 54–57°C. В результате разведки термальные воды на глубине 200–400 м были каптированы скважинами. Суммарный дебит групповой пробно-эксплуатационной отработки из трех скважин составил 49,5 л/сек при температуре воды 55–68°C, в том числе 36 л/сек при температуре 65–68°C. Прогнозные запасы месторождения оцениваются в 70–75 л/сек. Прирост запасов и повышение температуры подземных вод позволили запроектировать и построить на Питателевских термах теплицы площадью 1 га. Использование термальных вод этого месторождения для обогрева теплиц, местного санатория и горячего водоснабжения будет во много раз эффектив-

нее по сравнению с теплоснабжением от котельной. Эффект от применения термальных вод других источников будет значительно выше, так как стоимость топлива, особенно для северных районов Бурятской АССР, более высокая, чем для района Питателевского месторождения (например, по Гусихинскому месторождению — в 2,7 раза).

Вопрос освоения термальных вод целиком зависит от наличия потребителей, поэтому Гусихинское, Котельниковское и Хакусское месторождения можно рекомендовать для строительства тепличных комбинатов, ориентированных на производство овощей для проектируемой зоны отдыха. Эти же комбинаты могут снабжать свежими овощами население Баргузинского и Северо-Байкальского районов. На источниках Баргузинской впадины и побережья оз. Байкал, а также Тункинской впадины могут быть созданы туристские базы, дома отдыха и т.д. с отоплением и плавательными бассейнами не термальных водах.

Особо следует подчеркнуть необходимость освоения Ципинских источников. Это наиболее высокотемпературные азотные термы (81°C) с дебитом в естественном выходе более 50 л/сек. Имеются перспективы прироста запасов до 80–100 л/сек. На базе этих источников может быть создан крупный тепличный комбинат, снабжающий зимними и ранневесенними овощами население Баунтовского района.

В более отдаленной перспективе следует рекомендовать использование тепла термальных вод в термоэнергетических целях, хотя для этого необходимо провести дополнительные разведочные работы по выведению на поверхность Земли более высокотемпературных вод (порядка 100°) и подсчитать их эксплуатационные запасы.

Исходя из ориентировочных показателей целесообразности использования высокотермальных вод как теплоносителя в термоэнергетических целях (Богородицкий, 1968), современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны можно рекомендовать для геотермоэнергетических установок с применением веществ холодильных машин (фреонов), в которых могут быть использованы воды с температурой $60\text{--}90^{\circ}$ и дебитом более 30 л/сек. Такие температуры имеют источники Аллинский, Гаргинский — в Баргузинской впадине, Ципинский — в бассейне р. Ципы, Большереченский — на побережье оз. Байкал и др.

Перспективными районами, кроме участков разгрузки термальных вод по зонам тектонических нарушений в виде термальных источников, являются сами рифтовые впадины, в которых пластовые или пластово-трещинные азотно-метановые и метановые термальные воды вскрываются скважинами на глубинах менее 1 км. Напор термальных вод в этих своеобразных артезианских бассейнах достигает 2–3 км, при этом во время подъема терм от кровли водоносного горизонта до устья скважин теряется в среднем не более 32% температуры воды (Лысак, 1968). В ближайшей перспективе наиболее рационально использовать термы Тункинской, Байкальской и Баргузинской впадин, на подошве осадочного чехла которых температуры

водовмещающих пород достигают 75°-175 и более. Такие воды уже используются вблизи с. Жемчук как для лечебных целей, так и для отопления ванного здания здравницы железнодорожников.

В районе дельты р. Селенги повсеместно на глубинах от 2 до 3 км вскрыты горизонты термальных вод, которые могут быть использованы для отопления зданий, теплофикации оранжерей, парников и теплиц.

Дополнительным благоприятным фактором для эксплуатации термальных вод межгорных артезианских бассейнов является насыщенность их метаном, который можно использовать и для подогрева воды. По данным И.М. Борисенко (1971), например, только в южной части Тункинской впадины вместе с термальными водами можно получить до 600-1000 м³/сут метана.

Особое внимание следует уделить термальным водам северных районов изучаемой территории, расположенным на трассе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Воды Муйского, Муяканского, Пурелагского и других термальных источников и термальные воды межгорных артезианских бассейнов пригодны здесь не только для лечебных целей, но и для оттаивания строительных площадей и горной промышленности.

Использовать термальные воды Байкальской рифтовой зоны в качестве сырья для химической промышленности вряд ли целесообразно в настоящее время, так как они имеют очень низкую минерализацию и не содержат кондиционные концентрации химически ценных компонентов. Хотя небезынтересно узнать, что в течение только одних суток воды основных термальных источников и некоторых фонтанирующих скважин выносят более 40 т различных солей, в том числе более 9,2 т натрия, 8,8 т кремневой кислоты, 0,5 т фтора и др. и почти 100 кг таких металлов, как алюминий, стронций, литий, титан, марганец, германий и др.

По-видимому, отложение рудного вещества в районах выхода термальных источников Байкальской рифтовой зоны происходит на глубинах от 3-5 до 10 км, где перегретые газово-жидкие флюиды смешиваются с холодными инфильтрационными водами (геохимический барьер).

ПОИСКИ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Наиболее благоприятными участками для поиска метановых термальных вод являются районы промежуточных и средних величин тепловых потоков (см. рис. 12, 13) в рифтовых впадинах и на территории юга Сибирской платформы. Наличие разломов в подошве фундамента впадин способствует значительному повышению температуры и уменьшению глубины залегания перспективных водоносных горизонтов, как это имеет место, например, в районе Тункинской скв. 1, Истокской скв. 5 и др. Углекислые термальные воды следует искать в

районах повышенных величин тепловых потоков, на участках развития четвертичных вулканов (в юго-западной и северо-восточной частях Байкальской рифтовой зоны). Подтверждением этому служит обнаружение термальных углекислых вод в районе Аршана. По-видимому, при бурении скважин глубиной до 200-300 м в районе Сынийского вулкана и его окрестностей или в Восточном Саяне (в районе Шумака) температура и дебит существующих месторождений углекислых гидротерм могут быть значительно увеличены (см. рис. 12).

Азотные термальные источники могут быть обнаружены только в районах повышенных или максимальных величин тепловых потоков, преимущественно в бортовых частях рифтовых впадин. Справедливость такого предположения подтверждается выявлением новых термальных источников в районе Баргузинского заповедника, на восточном побережье оз. Байкал (устное сообщение Б.И. Писарского о результатах полевых исследований 1972 г.), т.е. как раз на том участке, который выделен нами как район повышенных величин тепловых потоков.

Одним из основных структурных факторов обнаружения гидротерм в верхних горизонтах земной коры или на ее поверхности является не только наличие молодых или омоложенных тектонических нарушений, ограничивающих или пересекающих рифтовые впадины и расположенных параллельно основной структуре Байкальской рифтовой зоны, но и появление скрытых глубинных поперечных разломов фундамента, секущих вкрест простирания складчатую структуру. Практически оказалось, как подчеркивает И.С. Ломоносов (1971), что все естественные очаги разгрузки современных гидротерм приурочены к пересечению глубинных поперечных разломов фундамента с глубинными активизированными зонами, ориентированными параллельно осям крупных складчатых структур Байкальского рифта. Пересечение тектонических зон двух направлений установлено буровыми работами на всех без исключения разведанных месторождениях термальных вод - в Горячинске, Ильинке, Аршане-Тункинском и Ниловой Пустыни.

Такая приуроченность гидротерм к тектоническим "узлам" открывает большие возможности для прогнозирования поисков не только современных гидротерм, но и месторождений полезных ископаемых, формирование которых связано с современными и древними очагами разгрузки рудоносных растворов.

Однако, наличие тектонических "узлов" глубинных и региональных омоложенных разломов является необходимым, но недостаточным звеном для поиска гидротерм на участках повышенных величин тепловых потоков. Сопоставление районов выхода термальных источников, тепловых аномалий и участков повышенной сейсмической активности показывает хорошее совпадение их контуров. Выходы терм наблюдаются в зонах повышенной сейсмической активности и приурочены к сейсмогенерирующим разломам. Поэтому дополнительным поисковым критерием обнаружения терм является повышенная сейсмическая активность района или участка. Действительно, сейсмогенные структуры контролируют очаги разгрузки Большереченских, Аллинских, Гаргинских и других азотных терм. Кучигерский, Умхейский и Сеюйский

термальные источники приурочены к Дырэнской сейсмогенной структуре и т.д.

Известно, что и в других районах земного шара наблюдается связь повышенной сейсмической активности с гидротермальной деятельностью.

Отличная корреляция между основными термальными районами и областями высокой сейсмической активности отмечена в Исландии (Ward e.a., 1969). Это особенно характерно для районов Рейкьянес, Крисавин, Хенгил и Крафла. Гипоцентры землетрясений здесь располагаются не глубже 4 км. Считается, что горячая вода формируется на глубинах концентрации гипоцентров. Трещинообразование, тесно связанное с землетрясениями, увеличивает проницаемость пород, способствует циркуляции термальных вод и расширяет их термальный ореол. Даже в тех случаях, когда современная сейсмичность невысока, а выходы термальных вод фиксируются, полагают, что эти воды – результат еще не так давно высокой сейсмической активности.

Тесная связь между гидротермальными аномалиями и сейсмичностью наблюдается в Калифорнии (Brune, Allen, 1967; Roy e.a., 1967), Кении (Tobin e.a., 1969) и в других районах.

Таким образом, перспективными для поиска новых месторождений термальных вод являются районы локальных геотермических аномалий, а внутри них – зоны омоложенных разломов, особенно сейсмогенерирующих.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Основная доля капитальных затрат при разведке месторождений термальных вод падает на буровые работы. На месторождениях трещинно-жильного типа, к которым относятся воды термальных источников Байкальской рифтовой зоны, при бурении скважин глубиной до 300 м¹ себестоимость 1 м³/сут термальной воды не должна превышать 3–5 к. при дебите одиночной скважины 5 л/сек. Если расход термальной воды превышает 15–20 л/сек, то себестоимость 1 м³/сут снижается до 2 к. Действительно, разведка Горячинского месторождения показала, что, принимая расчетный срок водопотребления 15 лет, стоимость разведки 1 м³/сут термальной воды составляет 2,6 к. Эта цифра является завышенной, так как срок водопотребле-

¹ Опыт бурения скважин на Горячинском и Питателевском месторождениях (по данным Р.Р. Арутюнянц, В.Г. Арутюнянц, И.М. Борисенко и др.) показывает, что глубина разведочных скважин в 100–300 м достаточна, чтобы значительно увеличить суммарный расход термальной воды и повысить ее температуру.

ния фактически должен быть более длительным, ибо разведанные ресурсы термальных вод существенно превышают их потребность.

На Питателевском месторождении термальных вод при расчетном сроке водопотребления 30 лет стоимость 1 м³/сут составит: при эксплуатации запасов по категории А + В (23 л/сек) — 3,1 к., при эксплуатации запасов по категории А + В + С₁ (50 л/сек) — 1,5 к.

По аналогии с другими подобными месторождениями нашей страны (Маврицкий, 1971) можно вычислить предполагаемую себестоимость и 1 Гкал тепла для наиболее перспективных месторождений термальных вод (табл. 4).

По установленным государственным тарифам стоимость 1 Гкал тепла в условиях Сибири превышает 3–4 р., поэтому цифры, приведенные в табл. 4, наглядно показывают экономию, которую можно получить при использовании термальных вод. Если даже накладные расходы за счет значительной удаленности, плохих транспортных путей и прочего в 2 раза увеличат предполагаемые расходы, и то они будут в 5–10 раз меньше существующих тарифов. Это положение не относится к глубоководным метановым термам, так как их можно вывести на дневную поверхность только глубокими роторными скважинами, которые обходятся очень дорого. Однако в некоторых районах, в частности в дельте р. Селенги, испытывающих недостаток в топливе, даже при каптаже термальных вод глубокими скважинами их использование может быть вполне рентабельным. Экономическая эффективность использования таких вод может быть обоснована следующими цифрами (по И.М.Борисенко): при получении одной из скважин на территории Усть-Селенгинской впадины метановых термальных вод с дебитом 10 л/сек, температурой 70° и дебитом метана 500 м³/сут количество полезного тепла составит 38 кал/сут, что эквивалентно сжиганию 9 т угля. Стоимость бурения одной скважины глубиной 2,5–3 км в рыхлых отложениях кайнозоя не превышает 45–50 тыс. р., т.е. затраты при использовании термальных метановых вод окупятся в первые 2–3 года эксплуатации.

О том, насколько быстро окупятся затраты на разведку месторождений трещинно-жильных термальных вод, можно выяснить на примере Питателевского месторождения. По подсчетам И.М. Борисенко, при использовании термальных вод как источника тепла для обогрева парниково-тепличного хозяйства стоимость 1 Гкал тепла будет обходиться в 0,5–0,6 р. Если же для этих целей использовать уголь, то стоимость 1 Гкал будет 4,6 р., т.е. экономия составит 4 р. на 1 Гкал или более 100 тыс. р. в год. Таким образом, при использовании термальных вод Питателевского месторождения только для промышленных целей стоимость геолого-разведочных работ окупится за 6 лет эксплуатации.

Экономическая эффективность эксплуатации месторождений термальных вод значительно возрастет при организации горячего водоснабжения, переводе на обогрев термальными водами лечебных, административно-хозяйственных и производственных зданий, отоплении

Таблица 4

Предполагаемая себестоимость 1 Гкал тепла на основных месторождениях термальных вод Байкальской рифтовой зоны

Месторождение	Существующие осредненные параметры			Себестоимость 1 Гкал, руб.*
	температура, °С	предлагаемая глубина разведочных скважин, м	дебит скважин, л/сек	
Питателевское	50-70	300	20-30	0,13-0,08
Горячинское	50	300	15	0,18
Аллинское	50-70	300	10-15	0,27-0,11
Гаргинское	70	300	10	0,16
Гусихинское	70	300	5	0,32
Сеюйское	50	300	15	0,18
Умхейское	50	300	15	0,18
Кучигерское	50	300	10	0,27
Золотоключевское	50	300	5	0,54
Толстихинское	40	300	5	0,81
Истокское	90	2500	5	3,72

* Для расчета взята самая высокая себестоимость 1 Гкал термальной воды в СССР (по Мавришкому, 1971).

овощных теплиц и парников. Если, например, использовать термальную воду только для лечебных целей, то срок окупаемости капитальных вложений на строительство бальнеолечебницы составит более 20 лет. Если подземное тепло будет использоваться комплексно, то срок окупаемости капиталовложений не превысит 6-7 лет.

При высокой температуре воды (более 60-70°), как это наблюдается на Питателевском, Аллинском, Гаргинском, Гусихинском и других месторождениях, наиболее приемлемой является следующая схема последовательной эксплуатации термальных вод: 1) бальнеологическое использование в ваннах - обогрев теплиц и парников; 2) отопление зданий - использование в купальных и плавательных бассейнах - обогрев парников; 3) отопление зданий - коммунально-бытовые нужды.

Если температура воды равна 40-50° (Горячинское, Сеюйское, Умхейское и другие месторождения), то такие воды являются наиболее ценными для лечебных целей. Они также могут использоваться для плавательных бассейнов и обогрева теплиц, а в случае панельных видов отопления - и для теплофикации зданий.

При строительстве сооружений для хранения термальной воды (емкостей, бассейнов, водопроводных труб и пр.) необходимо учиты-

вать, что на некоторых месторождениях (Питателевском, Горячинском, Гусихинском, Аллинском, Инском, Быстринском, Гаргинском) содержание в воде сульфат-иона превышает 250 мг/л, т.е. вода является агрессивной по сульфатной норме.

Благоприятным фактором для использования терм является их низкая минерализация, небольшое содержание сероводорода и других агрессивных элементов, что позволяет применять их без теплообменников и больших затрат на улучшение качества.

Таким образом, термальные воды Байкальской рифтовой зоны представляют большую ценность для различных отраслей народного хозяйства. Они могут быть рекомендованы для комплексного использования в лечебных целях и в качестве потенциального носителя дешевой тепловой энергии. Найдут свое применение эти воды и в сельском хозяйстве, обогревая теплицы, что так необходимо в суровых климатических условиях Сибири.

Термальные воды могут найти свое применение для оттаивания дренажных полигонов и при проведении других горных и строительных работ, особенно в районах развития многолетней мерзлоты. Важное значение имеет изучение выходов термальных вод и для целей структурно-геологического картирования, гидрогеологии, гидрохимии и др.

Следует сказать, что перспективными для поисков новых месторождений термальных вод являются участки локальных геотермических аномалий. Однако первоочередной задачей является освоение уже известных месторождений путем проведения поисково-разведочных работ для оконтуривания участка месторождения, повышения температуры и дебита термальных вод, а после окончания таких работ — строительство санаториев, водо- и грязелечебниц, теплиц и тепличных комбинатов.

Изложенные рекомендации по использованию природного тепла, выносимого термальными водами на территории южной части Восточной Сибири, могут служить основой для перспективного планирования развития экономики этого региона.

Тепловое поле Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с нею районов Забайкалья и Сибирской платформы неоднородно. Максимальные значения глубинных температур, геотермических градиентов и тепловых потоков присущи рифтовой зоне. Но в пределах этой зоны положительные тепловые аномалии имеют локальный характер, так как значения тепловых потоков очень высоки в рифтовых впадинах, и особенно в зонах глубинных разломов, и сравнительно невелики в горном обрамлении и на междувпадинных перемычках.

Картирование теплового поля основных геологических структур позволило установить качественную связь между геотермическими параметрами, структурно-тектоническими и гидрогеологическими особенностями выделенных районов и участков и их глубинным строением, что явилось основой гидрогеотермического районирования и дальнейшего геолого-геофизического анализа геотермических данных.

Количественные соотношения теплового потока с различными геофизическими, геоморфологическими, геологическими и гидрогеологическими параметрами, отражающими неотектоническую активизацию Байкальской рифтовой зоны, обнаружили хорошую корреляцию между указанными величинами и позволили построить прогнозную карту теплового потока.

Оценка доли тепла, генерируемого в земной коре за счет распада радиоактивных элементов, показала, что радиогенное тепло не может обеспечить наблюдаемых аномалий теплового потока. Они не могут быть также объяснены различием в теплофизических свойствах горных пород, слагающих земную кору, и скоростями осадконакопления.

Количественная интерпретация геотермических аномалий позволила обнаружить, что источник кондуктивного теплового потока, создающий геотермическую аномалию в районе оз. Байкал, расположен на глубине около 20 км (имеется в виду глубина его центра тяжести). Предполагается, что этот источник представляет собой зону повышенной трещиноватости, возникшую в результате разрушения материала земной коры при сильных землетрясениях, гипоцентры которых также располагаются на указанной глубине. В эту

зону тепло из верхней мантии переносится конвективно с потоком вещества, в котором преобладают водные флюиды и газовые эманации. Замедление скорости потока в зоне повышенной трещиноватости способствует более полной отдаче тепла стенками трещин, в связи с чем возникает промежуточный (дополнительный) источник кондуктивного теплового потока.

На основании изложенного выше построена геотермическая модель земной коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов и получено представление о распределении температур на глубине.

Запасы глубинного тепла исследуемой территории огромны. Практическое применение в настоящее время может иметь только та часть этого тепла, которая выносится термальными водами. Наиболее перспективными для использования являются современные гидротермы зон тектонических нарушений и термальные воды межгорных артезианских бассейнов, приуроченных к рифтовым впадинам. Эти воды рекомендуются для бальнеологических целей, теплофикации и сельского хозяйства, для горной промышленности.

Данные прогноза теплового потока и выявленные гидрогеотермические районы указывают на возможность обнаружения новых месторождений термальных вод и локальных участков положительных геотермических аномалий. Предполагаемая экономическая эффективность использования глубинного тепла в народном хозяйстве Восточной Сибири высока.

Проведенные геотермические исследования имеют большое значение при решении многих вопросов геологии, например, при литолого-стратиграфическом расчленении разрезов скважин, выявлении по аномально повышенным величинам геотермических параметров зон тектонических нарушений, при выяснении причин рифтогенеза и др.; в гидрогеологии – при решении вопросов формирования различных типов термальных вод и их температуры и во многих других геологических науках.

Дальнейшее развитие геотермических исследований на территории Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов должно идти в направлении детального картирования и расшифровки природы тепловых аномалий как рифтовых впадин, так и их горного обрамления, в установлении четкой формы и размера этих аномалий и их тесной связи с геологическими структурами и геофизическими полями, в построении геотермических моделей нестационарного теплового поля.

Большой интерес будут иметь сопоставление Байкальской рифтовой зоны с другими континентальными рифтами и выяснение роли глубинного тепла в процессе рифтогенеза.

Решение всех этих вопросов чрезвычайно важно для успешного использования глубинного тепла в практических целях.

- Абрамович И.И., Афанасьев Б.Ф., Шувалов Ю.М., Колпинская Н.Л., Тамбовцев М.М., Шалех Е.А. К геохимии среднепротерозойских эффузивов и гипабиссальных интрузивных пород хребтов Ажиткан и Байкальского (Байкальская горная область). - Труды ВСЕГЕИ, Л., 1968, т. 142, с. 97-114.
- Абрамович Г.Я., Воронцов А.Е., Шамес П.И. Геолого-тектоническая позиция и особенности геохимии постархейских гранитоидных формаций Присяянья. - В кн.: Ежегодник - 1970. Иркутск, СибГеохи, 1971, с. 30-34.
- Артеменко А.С. Гидрогеотермия. - В кн.: Гидрогеология Иркутского нефтегазоносного бассейна. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 90-98. (Труды ВостСибНИИГТиМС, вып. 6).
- Арутюнянц Р.Р., Арутюнянц В.Г., Вартанян Г.С., Иванов В.В., Остроумова Н.А., Романова Э.М., Сидорова В.Г. Основные результаты изучения и разведки месторождений углекислых минеральных вод Восточной Сибири и Дальнего Востока. - Материалы Четвертого совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Владивосток, 1964, с. 121-122.
- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР. М., 1968, 120 с.
- Басков Е.А., Климов Г.И. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья. - В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Л., 1963, с. 50-89. (Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер. т. 101).
- Беляков М.Ф. Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. Л., Гостоптехиздат, 1955, 39 с.
- Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949, 303 с.
- Богородицкий К.Ф. Высокотермальные воды СССР. М., "Наука", 1968, 167 с.
- Борисенко И.М. Минеральные воды Ниловой Пустыни, их режим и ресурсы. - В кн.: Очерки по гидрогеологии Сибири. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 107-112.
- Борисенко И.М., Литвиненко В.А. Питателевские термальные воды и перспективы их использования. - В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., "Наука", 1966, с. 290-293. (Труды Второго совещ. по геотермич. исслед. в СССР).
- Борисенко И.М., Писарский Б.И. Структурные особенности сложного Тункинского артезианского бассейна и их роль в формировании подземных вод. - В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с. 70-73.
- Борисенко И.М., Замана Л.В., Ломоносов И.С., Пиннекер Е.В. Минеральные и термальные воды Бурят. АССР и перспективы их использования. - Материалы 2-го регионального совещ. по проблеме развития производства сил Бурят. АССР. Улан-Удэ, 1970, с. 258-267.

Виноградов А.П. Распределение химических элементов в земной коре. - Геохимия, 1956, № 1, с. 6-52.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.

Волькенштейн В.С. Скоростной метод измерения теплофизических характеристик материалов. - В кн.: Тепло- и массоперенос. Т. 1. Минск, Изд-во АН БССР, 1962, с. 65-69.

Голенецкий С.И., Мишарина Л.А., Новомейская Ф.В., Букина К.И., Перевалова Г.И., Третьяк Э.А., Фомина Е.В., Леонтьева Л.Р., Кольцова М.С., Машкинцева Ж.Г. Общий обзор сейсмичности Прибайкалья в 1967 г. - В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М., "Наука", 1970, с. 109-121.

Голубев В.А. О влиянии толщи осадочных отложений на величину теплового потока через дно оз. Байкал. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 121 - 122.

Горностаев В.П. О глубинной геоэлектрической модели Прибайкалья. - Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 98-101.

Горностаев В.П., Михалевский В.И., Поспеев В.В. Глубинные магнитотеллурические зондирования на юге Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта. - Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 111-118.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963, 263 с.

Дахнов В.Н., Дьяконов Д.И. Термические исследования скважин. М., Гостоптехиздат, 1952, 252 с.

Дзюба А.А. К вопросу о взаимосвязи Марковского нефтегазового месторождения с очагом разгрузки глубинных подземных вод. - В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с. 199-207.

Доронина М.А. Минеральные лечебные воды. - В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XXII (Бурятская АССР). М., "Наука", 1970, с. 338-369.

Дучков А.Д. Зависимость температуры поверхности Земли от высоты пункта наблюдения. - Геология и геофизика, 1970, № 5, с. 119-120.

Дучков А.Д., Бобров В.А. Генерация радиогенного тепла в осадочных породах некоторых районов Западной Сибири и Красноярского края. - Геология и геофизика, 1970, № 11, с. 112-114.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Топографическая поправка к геотермическому градиенту. - В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири, вып. 2, ч. II. Новосибирск, 1971, с. 29-36.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1974, 279 с.

Дьяконов Д.И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958, 277 с.

Заболотнов А.С. Уран и торий в изверженных породах юго-восточного Забайкалья. - Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 95, с. 123-131.

Зорин Ю.А. Структура рифтовых впадин и глубинное строение Прибайкалья по гравиметрическим данным. - В кн.: Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968, с. 90-107.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971, 168 с.

Зорин Ю.А., Лысак С.В. О количественной интерпретации геотермических аномалий. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 9, с. 68-73.

Зорин Ю.А., Сизиков А.И. Схема неотектоники Забайкалья (в пределах Читинской области). - Изв. Заб. геогр. об-ва СССР, Чита, 1965, т. 1, вып. 1, с. 12-18.

- Каталог данных по тепловому потоку на территории СССР. М., Междувед. геофиз. ком., 1973, 64 с.
- Авт.: Любимова Е.А., Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б., Кутас Р.Н., Фирсов Ф.В., Сергиенко С.И., Люсова Л.Н.
- Кашина М.А. Углекислые термы Аршанского месторождения минеральных вод. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 114-117.
- Князева Л.М. Современные осадки южной части оз. Байкал. - Труды Байкальск. лимнологич. станции АН СССР, 1957, т. XV с. 159-198.
- Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962, 490 с.
- Комаров С.Г. Температурные измерения в скважинах. - В кн.: Техника промысловой геофизики. М., Гостоптехиздат, 1956, с. 349-376.
- Кондратьев Г.М. Тепловые измерения. М.-Л., Машгиз, 1957, 244 с.
- Корытникова Н.Н. Влияние водных бассейнов на тепловой режим прилегающих участков земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1940, № 1, с. 17-32.
- Корытникова Н.Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. - Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1943, № 3, с. 116-133.
- Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов Енисейского края и проблема металлогенных конгломератов. М., "Наука", 1971, 375 с.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.Л., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Янушевич Т.Я. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. - Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 84-91.
- Кутас Р.И. Оценка искажающего влияния рельефа на геотермические параметры. - В кн.: Исследования физических параметров вещества земной коры. Киев, "Наукова думка", 1964, с. 107-114. (Геофиз. сб. АН УССР, вып. 9(11)).
- Кутас Р.И. Распределение температур в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима. - В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. Киев, "Наукова думка", 1965, с. 106-119. (Геофиз. сб. АН УССР, вып. 1(12)).
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев, "Наукова думка", 1971, 139 с.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., "Наука", 1964, 195 с.
- Ломоносов И.С. Формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. - В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с. 76-87.
- Ломоносов И.С., Лысак С.В. Термальные воды Сибирской платформы и ее горноскладчатого обрамления. - Сов. геология, 1967, № 5, с. 110-121.
- Ломоносов И.С., Лысак С.В. Использование и перспективы освоения термальных вод Прибайкалья в народном хозяйстве. - В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., "Наука", 1973, с. 209-216.
- Лут Б.Ф. Геоморфология дна Байкала. - В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., "Наука", 1964, с. 5-123.
- Лысак С.В. О связи геозотерм с рельефом фундамента Иркутского амфитеатра. - Материалы комис. по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Вып. 1. Иркутск, 1962, с. 65-71.
- Лысак С.В. Термальные воды юга Восточной Сибири. - В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., "Наука", 1967, с. 238-243

Лысак С.В. Геотермическое районирование территории южной части Восточной Сибири. - В кн.: Геохимия и формирование подземных вод М., "Наука", 1967а, с. 121-127.

Лысак С.В. Тепловое поле основных тектонических структур юга Восточной Сибири и некоторые вопросы формирования терм. - Материалы V совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Тюмень, 1967б, с. 173-174.

Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., "Наука", 1968. 120 с.

Лысак С.В. Геотермия Прибайкалья. - Геология и геофизика, 1968а, № 9, с. 16-21.

Лысак С.В. Некоторые данные о термальных водах и геотермике Прибайкалья. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968б, с. 167-173.

Лысак С.В. Геотермическое районирование Западного Забайкалья и природа положительных тепловых аномалий. - В кн.: Геологическая эффективность геофизических исследований в Забайкалье, вып. 1, Чита, 1972, с. 19-21.

Лысак С.В. Геотермические условия некоторых месторождений термальных вод Западного Забайкалья. - В кн.: Проблемы горной теплофизики. Л., 1973, с. 72-73.

Лысак С.В. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов. - В кн.: Геотермия, вып. 1-2. М., 1974, с. 67-70.

Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Теплофизические свойства горных пород Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов. - В кн.: Проблемы горной теплофизики. Л., 1973, с. 12-15.

Любимова Е.А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга Европейской части СССР. - В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., "Наука", 1966, с. 47-73.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., "Наука", 1968. 279 с.

Любимова Е.А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968а, с. 159-166.

Любимова Е.А. Изучение тепловых потоков из недр Земли. - Вестн. АН СССР, 1968б, № 1, с. 71-77.

Любимова Е.А., Попова А.К. Применение метода шарового зонда к определению теплопроводности донных осадков Байкала. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 5, с. 71-75.

Любимова Е.А., Старикова Г.Н., Шушпанов А.П. Теплофизические исследования горных пород. - В кн.: Геотермические исследования. М., "Наука", 1964, с. 115-165.

Любимова Е.А., Шелягин В.А. Тепловой поток через дно оз. Байкал. - Д АН СССР, 1966, т. 171, № 6, с. 1321-1325.

Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., "Наука", 1971. 242 с.

Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Ред. В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихин. М.-Л., Изд-во АН СССР, Т. I, 1961. 346 с. Т. II, 1962. 220 с.

Михайлов М.П., Толстихин Н.И., Петров А.П., Комиссаренко А.И., Свистунова Е.Н., Шваб Г.Н. Минеральные источники и грязевые озера Восточной Сибири, их гидрогеология, бальнеохимия и курортологическое значение. Иркутск, 1946. 144 с. (Материалы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, вып. 21).

Моисеенко У.И., Соколова Л.С. Теплопроводность некоторых горных пород Восточного Саяна и Восточного Казахстана. - Геология и геофизика, 1965, № 4.

- Моисеенко У.И., Соколова Л.С. Тепловой поток Земли по скважинам Южно-Минусинской впадины. - "Геология и геофизика", 1967, № 1, с. 75-82
- Моисеенко У.И., Соколова Л.С., Дучков А.Д. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий. - Геология и геофизика, 1972, № 11, с. 95-103.
- Моисеенко У.И., Соколова Л.С., Истомина В.Е. Электрические и тепловые свойства горных пород. Новосибирск, "Наука", 1970. 67 с.
- Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, "Наука", 1969, 206 с.
- Новоселова М.Р. Некоторые черты неотектоники и глубинного строения северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны по геофизическим данным. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 72-76.
- Новоселова М.Р. Строение земной коры северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 23 с.
- Павловский Е.В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25-38.
- Петров Б.В., Кренделев Ф.П., Бобров В.А., Цимбалист В.Г. Поведение радиоактивных элементов и золота при метаморфизме осадочных пород Патомского нагорья. - Геохимия, 1972, № 8, с. 947-957.
- Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., "Наука", 1966. 332 с.
- Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Ломоносов И.С., Колдышева Р.Я., Диденко А.А., Шерман С.И. Гидрогеология Прибайкалья. М., "Наука", 1968, 170 с.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Особенности геотермического режима различных тектонических областей земной коры. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, вып. 3, с. 142.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. - Геотектоника, 1968, № 4, с. 3-20.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь теплового потока с геолого-тектоническим строением земной коры. - В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., "Наука", 1970, с. 162-173.
- Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. - Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 155-167.
- Ризниченко Ю.В., Пшенников К.В., Зорин Ю.А. Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 10, с. 10-28.
- Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., "Недра", 1972. 168 с.
- Самсонов В.В. Генетическая классификация газопроявлений юго-восточного побережья Байкала. - Геология и геофизика, 1963, № 7, с. 32-40.
- Смирнов В.А. Уран и торий в изверженных породах Западного Забайкалья. - Геохимия, 1962, № 11, с. 982-989.
- Смирнов Я.Б. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления. - Д АН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 325-329.
- Смирнов Я.Б. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли (в связи с проблемами тектоники и магнетизма). - В кн.: Проблемы связи тектоники и магнетизма. М., "Наука", 1969, с. 243-249.

Смирнов Я.Б. Методы интерпретации данных о тепловом потоке. - В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., "Наука", 1970, с. 152-162.

Смыслов А.А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 7, с. 32-46.

Сокольников В.М. Причины, обуславливающие образование пропарин ("ключей") в ледяном покрове Байкала. - Труды Байкальск. лимнологич. станции АН СССР, 1957, т. XV, с. 65-94.

Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 57-71.

Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, 1960.

Солоненко В.П., Хилько С.Д., Павлов О.В. Сейсмотектоника. - В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968, с. 123-144.

Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка мл. М., "Мир", 1969, с. 423-469.

Структурная карта Сибирской платформы по поверхности кристаллического фундамента. Гл. ред. А.А. Трофимук. Ред. Ю.А. Притула, К.А. Савинский, Э.Э. Фотиади. Изд. МГ СССР, 1968.

Сухарев Г.М., Власова С.П. О зависимости теплофизических свойств горных пород от их минерало-петрографического состава, влажности и плотности. - Изв. высш. учеб. заведений. Нефть и газ, 1967, № 5, с. 5-11.

Тектоническая карта осадочного покрова Сибирской платформы. Гл. ред. А.А. Трофимук. Ред. Ю.А. Притула, К.А. Савинский. Изд. МГ СССР, 1968.

Ткачук В.Г. Формирование термальных вод Саяно-Байкальской горной страны. - Труды Второго совещ. по подземным водам и инженерной геол. Восточной Сибири. Вып. I. Иркутск, 1959, с. 44-60.

Ткачук В.Г., Яснитская Н.В., Анкудинова Г.А. Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР. Иркутск, 1957, 153 с.

Тресков А.А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 102-112.

Филиппов П.И. Некоторые данные о теплофизических свойствах горных пород Удоканского месторождения. - В кн.: Геокриологические условия Забайкальского Севера. М., "Наука", 1966.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Хромовских В.С. Сейсмогеология южного Прибайкалья. М., "Наука", 1965. 122 с.

Череменинский Г.А. Результаты геотермических исследований в Сибири. - В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 246-254.

Череменинский Г.А. Геотермия. Л., "Недра", 1972. 271 с.

Швецов П.Ф. К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий. - В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., "Наука", 1966, с. 67-73.

Шерман С.И. Механизм образования и основные этапы развития Байкальской рифтовой зоны. - Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. об-ва СССР, 1971, т. 68, с. 40-56.

Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1973. 135 с.

Шербакова Б.Е., Семенова Г.И., Крупская Г.В., Линькова Т.М., Луценко Т.Н., Мелехин В.И. Структура земной коры юго-востока Сибирской платформы и горного обрамления. — Сов. геология, 1970, № 9, с. 107–117.

Birch F. Heat flow and thermal history in New England and New York. — In: Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime. Interscience Publishers, London, Sydney, Toronto, 1968, p. 437–551. (Всесоюзный центр переводов. М., 1972.).

Boldzsar T. Heat flow in Hungaria. — Nature, 1964, v. 202, No. 4939, p. 1278–1280.

Brune I.N., Allen C.R. A micro-earthquake Survey of the San Andreas fault system in Southern California. — Bull. Seismol. Soc. America, 1967, v. 57, No. 2, p. 277–296.

Lachenbruch A.H. Crustal temperature and heat production: Implications of the linear heat flow relation. — J. Geophys. Res., 1970, V. 75, No. 17, p. 3291–3300.

Lubimova E.A. Heat flow patterns in Baikal and other rift zones. — Tectonophysics, 1969, v. 8, No. 4–6, p. 457–467.

Lubimova E.A., Feldman I.S. Heat flow, temperature and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the USSR. — Tectonophysics, 1970, v. 10, No. 1, p. 245–281.

Lubimova E.A., Zorin Yu.A., Lysak S.V. Geothermal anomaly in the Baikal Lake region. — Geothermics, 1972, v. 1, No. 1, p. 31–34.

Roy R.F., Brune N., Henvey T.L., Wasserburg G.S. Heat flow in a zone of high creep rate along the San Andreas fault, California. (Abstr.) — Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, v. 48, No. 1, p. 209.

Simmons G. Interpretation of heat flow anomalies. I. Contrasts in heat production. — Revs Geophys., 1967, v. 5, No. 1, p. 43–52.

Tobun I., Ward P.L., Drake C.L. Microearthquakes in the Rift Valley of Kenya. — Geol. Soc. America, Bull., 1969, v. 80, No. 10, p. 2043–2046.

Verma B.K., Hamza V.M., Panda P.K. Further study of the correlation of the heat flow with age of basement rocks. — Tectonophysics, 1970, v. 10, No. 1–3, p. 301–320.

Ward P.L., Palmason G., Drake C.L. A microearthquake survey and the Mid-Atlantic ridge in Iceland. — J. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 2, p. 665–684.

Warren R.E., Sclater I.G., Vacquier V., Roy R.F. A comparison of terrestrial heat flow and transient geomagnetic fluctuations in the southwestern United States. — Geophysics, 1969, v. 34, No. 3, p. 463–478.

ОГЛАВЛЕНИЕ

		стр.
	ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I.	ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	5
	Основные черты строения докайнозойского фундамента	
	Новейшая структура	6
	Геофизические данные о глубинном строении	11
Глава II.	МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА	15
	Измерение температур в скважинах и определение ве-	
	личин геотермических градиентов	—
	Изучение тепловых свойств горных пород	18
	Определение теплового потока	19
Глава III.	ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН И	
	ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	22
	Общая характеристика теплового поля	—
	Тепловое поле основных структурных зон	35
	Геотермическое районирование и гидротермальная ак-	
	тивность	51
Глава IV.	СООТНОШЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ СО СТРОЕНИЕМ	
	ЗЕМНОЙ КОРЫ, ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И ГИД-	
	РОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТЬЮ	58
	Количественная связь теплового потока с различными	
	геолого-геофизическими параметрами	59
	Прогнозная карта теплового потока	61
Глава V.	ПРИРОДА ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА	63
	Радиогенное тепло, выделяющееся в земной коре	—
	Природа геотермических аномалий	65
	Геотермическая модель земной коры и верхней ман-	
	тии	66
Глава VI.	ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ	
	ГЛУБИННОГО ТЕПЛА	73
	Использование термальных вод для бальнеологических	
	целей	—
	Использование термальных вод в промышленности и	
	сельском хозяйстве	75
	Поиски новых месторождений термальных вод	77
	Экономическая эффективность использования глубин-	
	ного тепла в народном хозяйстве Восточной Сибири	79
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	83
	ЛИТЕРАТУРА	85

Светлана Васильевна ЛЫСАК, Юлий Александрович ЗОРИН

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Утверждено к печати Институтом земной коры Сибирского отделения АН СССР

Редактор М.В. Самолетов. Редактор издательства Л.Г. Васютинская
Художественный редактор В.А. Чернецов. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 4/XI-1976. Т-18629. Усл. печ. л. 5,8+вкл. Уч.-изд. л. 7,6
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 900 экз. Тип. зак. 4033 Цена 76 к.
Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома, Волочаевская ул., д. 40.

76 коп.

1850